

Jahrbuch
der
Preuss. Geolog.
Landesanstalt

41
1922

Do
1588

Do 1588, N, 40

33 Taf.

BIBLIOTHEK DER NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT IN DANZIG

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Jahrbuch

der

Preußischen Geologischen Landesanstalt

zu

Berlin

für das Jahr

1920

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
III 15008

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

Band XLI, Teil I.

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

Berlin

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

1922.

7

Inhalt.

Seite

E. Haarmann: Die Botryocriniden und Lophocriniden des rheinischen Devons. (Hierzu Tafel 1—6 und 7 Textfiguren) . . 1— 87

K. Keilhack: Die Staumoräne bei Guben. (Hierzu Tafel 7 und 24 Textfiguren) . . . . . 88—120

W. Gothan und K. Nagel: Über einen cedroïden Coniferenzapfen aus dem Unter-Eocän der Greifswalder Oie. (Hierzu Tafel 8) 121—131

R. Potonié: Der mikrochemische Nachweis fossiler kutinisierter und verholzter Zellwände sowie fossiler Zellulose und seine Bedeutung für die Geologie der Kohle. (Mit 2 Textfiguren) . . . . . 132—188

G. Dahmer: Unterkoblenzschichten mittelrheinischer Facies bei Winningen a. d. Mosel . . . . . 189—191

R. Kräusel: Über einige Pflanzen aus dem Keuper von Lunz (Nieder-Österr.). (Hierzu Tafel 9—11) . . . . . 192—209

J. Böhm: Aporrhais requieniana Wzttl. non d'Orb. (Mit 1 Textfigur) 210—215

P. G. Krause: Der schwedische geröllführende Diabas, ein neues Leitgeschiebe für das norddeutsche Diluvium . . . . . 217—225

O. Grupe: Zur Gliederung der Ceratitenschichten im Wesergebiet . . . . . 226—253

H. Schmidt: Das Oberdevon-Culm-Gebiet von Warstein i. W. und Belecke. (Hierzu Tafel 12 und 13 und 7 Textfiguren) . 254—339

P. Menzel: Über hessische fossile Pflanzenreste. (Hierzu Tafel 14—18) . . . . . 340—391

A. Ebert: Beiträge zur Kenntnis der prätertiären Landoberfläche im Thüringerwald und Frankenwald. (Untersuchungen über die Entwicklung und Veränderung der Rumpffläche, ausgeführt mit Unterstützung der Emil-Philippi-Stiftung.) (Hierzu Tafel 19—22 und 17 Textfiguren) . . . . . 392—470

Sach-Register . . . . . 471—475

Orts-Register . . . . . 476—478

POLITECHNIKA GDAŃSKA

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Die Botryocriniden und Lophocriniden des rheinischen Devons.

Von Herrn **Erich Haarmann** in Berlin.

Hierzu Tafel 1—6 und 7 Textfiguren.

Inhalt.

	Seite
Einleitung	2
1. Bezeichnungsweise	4
2. Erhaltung, Präparation und Abbildung der Crinoiden	5
3. Beschreibung des vorliegenden Materials	7
I. *Botryocrinidae* Bather	7
Botryocrinus Angelin	7
Botryocrinus irregularis n. sp.	8
Botryocrinus patellaris n. sp.	11
Botryocrinus Schultzei n. sp.	14
Botryocrinus pachydactylus Sandberger sp.	21
Botryocrinus procerus n. sp.	25
Botryocrinus cyathiformis n. sp.	26
Rhadinocrinus Jaekel	28
Rhadinocrinus Minae W. E. Schmidt sp.	29
Rhadinocrinus rhenanus Jaekel	31
Cosmocrinus Jaekel	31
Schmidtocrinus n. g.	33
Schmidtocrinus Winterfeldi W. E. Schmidt sp.	34
II. *Lophocrinidae* Bather	34
Rhenocrinus Jaekel	35
Rhenocrinus ramosissimus W. E. Schmidt	36
Eifelocrinus Wanner	41
Eifelocrinus Dohmi Wanner	42
Eifelocrinus bifurcatus n. sp.	46

Seite
4. Das geologische Alter und die Verbreitung der Botryocriniden und Lophocriniden Deutschlands 50
5. Übersicht und Besprechung der bisherigen Literatur 50
6. Die äußere Form der behandelten Crinoiden und die systematische Bedeutung ihrer einzelnen Teile 58
Der Kelch 60
Die Analanordnung 65
Der Analtubus 69
Die Arme 71
Der Stiel 78
7. Über den Standort, die Lebensweise und das Absterben der Crinoiden . 79
Literatur 86

Einleitung.

Vertreter der Familie der Botryocriniden Bather sind bisher aus Gotland, England, Deutschland, Nordamerika und Australien bekannt geworden. Von deutschen Formen gehören dazu die beiden Jaekelschen Gattungen *Rhadinocrinus* und *Cosmocrinus*. *Rhadinocrinus* konnte ich um eine Art vermehren, während *Cosmocrinus* sich als eine ungenügend begründete Gattung darstellt. *Botryocrinus*, den man bislang aus den genannten Ländern mit Ausnahme von Deutschland kannte, hat sich nun auch hier gefunden, und es sind sechs Arten, die ihm zuzurechnen sind. Die neue Gattung *Schmidtocrinus*, von der zwar nur mangelhaftes Material vorliegt, wurde den Botryocriniden zugefügt.

Die zu den Botryocriniden in enger Beziehung stehenden Lophocriniden Bather, die bisher nur aus der einen deutschen, carbonischen Gattung *Lophocrinus* bestanden, wurden um eine bemerkenswerte zweite, unterdevonische Gattung, die inzwischen von Wanner als *Eifelocrinus* beschrieben worden ist, vermehrt, und es wurde ihnen außerdem Jaekels Gattung *Rhenocrinus* beigezählt, die hier zum ersten Male abgebildet und genau beschrieben wird.

Außer *Rhenocrinus* und *Lophocrinus* sind alle deutschen Mit-

glieder der beiden Familien ungemein selten, und daher mag es kommen, daß sie zum Teil den bisherigen Bearbeitern entgehen konnten. Nur aus dem rheinischen Devon kennt man in Deutschland bisjetzt Vertreter der hier untersuchten Familien. Es ist zu hoffen, daß man im Laufe der Zeit weiteres Material finden wird, das unsere Kenntnis dieses interessanten Formenkreises noch vermehren kann.

Die Botryocriniden fasse ich etwa so wie BATHER (1900) auf. SPRINGER (1913) hat sie bei seiner letzten Systematik wieder ganz auseinander gerissen, und es gilt auch für diesen Formenkreis, was BATHER über die Systematik der Crinoiden überhaupt sagte: »classification after classification has been raised but to fall; and still the leading writers cannot agree, even provisionally«. Wenn selbst BATHER von der Familie der Botryocriniden sagt: »it is difficult to diagnose it so as to include all of the closely related forms«, so lag es nahe, von neuem den Versuch zu machen, die systematische Stellung der Botryocriniden zu klären und sicherzustellen, wozu ein weiteres Ausgreifen, womöglich mit Einbeziehung der dicyclischen Fistulaten, notwendig gewesen wäre. Ohne außerdeutsches Material ist dies jedoch ganz unmöglich, da bei weitem die meisten Botryocriniden im Auslande gefunden sind und von diesem Material in deutschen Sammlungen verhältnismäßig nur wenig vorhanden ist. Da ich meine Absicht, das reiche Material des Britischen Museums für meine Arbeiten zu benutzen, wegen des Krieges nicht ausführen konnte, so muß ich leider davon abstehen, eine systematische Klarstellung zu versuchen. Gleichzeitig entgeht mir damit die Möglichkeit, die Art- und Gattungsmerkmale, die wegen der verschiedenen Erhaltung der Crinoiden in manchen Ländern recht ungleich gewertet werden, durch Vergleich von Original-Material richtiger beurteilen zu lernen, und es bleibt mir nur die Möglichkeit, den systematischen Wert der einzelnen Teile nach den in Deutschland vorkommenden Formen zu prüfen und darzulegen.

Bei der Ausführung dieser Arbeit unterstützte mich Herr Geheimrat BRANCA stets in liebenswürdigster Weise mit seinem

wertvollen Rat und stellte mir die Sammlungen des Berliner Museums für Naturkunde zur Verfügung; ihm bin ich daher zu großem Danke verpflichtet. Ebenso danke ich meinem Freunde W. E. Schmidt, der mir mit großer Uneigennützigkeit von seinem, seit langem zusammengebrachten Crinoiden-Material die für die vorliegende Bearbeitung in Betracht kommenden Stücke überließ. Herr Geheimrat Rauff war so freundlich, mir die seiner Privatsammlung angehörigen Crinoiden aus dem Hunsrückschiefer anzuvertrauen, wodurch die vollständige Klarstellung von *Rhenocrinus ramosissimus* möglich wurde; ich sage Herrn Rauff für seine Liebenswürdigkeit meinen verbindlichsten Dank. Endlich danke ich den Herren, die mir aus den ihnen unterstellten Sammlungen Stücke für meine Arbeit überlassen haben: den Herren Präsidenten Beyschlag, Geheimrat Steinmann, Professor Follmann und Professor Voigt.

Durch den Krieg hat sich der Druck dieser im Frühjahr 1915 im wesentlichen abgeschlossenen Abhandlung so verzögert, daß die eine von mir als neu beschriebene Gattung der Lophocriniden inzwischen von Wanner unter anderem Namen beschrieben worden ist. Den Druck des Textes und der Tafeln kann ich leider infolge von Reisen in das Ausland nicht selbst überwachen, und ich danke daher meinem Freunde W. E. Schmidt herzlich, daß er diese Arbeit und das Lesen der Korrekturen übernommen hat. Endlich will ich nicht versäumen, Herrn Zeichner G. Hoffmann für die große Sorgfalt bei der Anfertigung der klaren und schönen Zeichnungen zu danken.

1. Bezeichnungsweise.

Im allgemeinen gebrauche ich die von Bather (1892) vorgeschlagene Bezeichnungsweise. Ich stelle die Crinoiden aufrecht hin und zwar so, daß dem Beschauer die Analseite zugewandt ist. Der dem Analinterradius gegenüberliegende Radius ist alsdann der vordere, vom dem rechts die beiden rechten, links die beiden linken Radien liegen. Bei Kelchanalysen befindet sich der vordere Radius immer rechts.

Von den Analplatten heißt die meist schräg links unter dem rechten hinteren Radiale liegende Platte das »Radianale« (»Azygos plate« WACHSMUTH und SPRINGER, »Subanale« JAEKEL), die proximale Platte in der Mittellinie des Analtubus das »Brachianale« (vorgeschlagen von BATHER, 1890, S. 330, aber auch von ihm später wieder »x« genannt; »Anale« JAEKEL). Folgt über dem Brachianale eine mediane Tubusplatte, so wird diese mit »mt«, die links liegende mit »lt«, die rechts mit »rt« bezeichnet. Schließt sich rechts an diese noch eine Tubusplatte an, so heißt sie »t'«.

Die Gesamtheit der über der Gelenkfläche der Radialia folgenden Glieder bezeichne ich mit BATHER als »Arme«, die sich in gleiche oder ungleiche »Zweige« (sonst in der Literatur oft »rami« genannt) gabeln können. Teilen sich die Arme nur einmal in zwei gleiche Zweige, so sind dies »Hauptzweige« (»main trunks«; »arms« WACHSMUTH und SPRINGER). Von den Armen abgehende kleinere Verzweigungen nenne ich »Ärmchen« (»armlets« der englischen und amerikanischen Autoren, »ramuli« JAEKEL). »Wenn die Ärmchen aufhören, sich zu verzweigen und regelmäßig abwechselnd an den Seiten aufeinander folgender Armglieder angeordnet sind, so werden sie »Pinnulae« genannt, und der Arm ist »pinnuliert«. (BATHER, 1900, S. 113). Dieser von BATHER überzeugend dargelegten Auffassung, der ich folge, stehen die Ansichten von WACHSMUTH und SPRINGER und von JAEKEL gegenüber. Für uns also ist die Pinnula, wie es P. H. CARPENTER ausdrückte, »an arm in miniature«.

2. Erhaltung, Präparation und Abbildung der Crinoiden.

In den devonischen Grauwacken und Schiefern ist von den Crinoiden meist nur der Abdruck und gelegentlich der Steinkern erhalten. Um ein Bild ihres Aussehens zu bekommen, hat man die Ausfüllung dieser Abdrücke möglichst vollständig herauszupräparieren. Der Steinkern ist, falls vorhanden, vorsichtig herauszunehmen; er gibt oft wichtige Aufschlüsse über die Organisation des Tieres. Die übrige Ausfüllung der Abdrücke ist

meistens mürber Ocker und wird am besten mit Nadel und Bürste entfernt.

Von den so erhaltenen Fossilnegativen wurden je nach ihrer Beschaffenheit entweder Abgüsse mit Gelatine hergestellt, der Glycerin und etwas Graphit (zum Färben) zugesetzt war, oder Abdrücke aus Wachs, Guttapercha oder Knetgummi (Plastilin). Diese Abgüsse oder Abdrücke geben ein getreues Bild von dem äußeren Aussehen des Fossils. Die bei weitem besten Ergebnisse erzielte ich mit Gelatineabgüssen, wobei darauf geachtet werden muß, daß die Lösung nicht zu dick ist, weil sonst auf den Abgüssen Blasen erscheinen; andererseits darf sie aber nicht zu dünn sein, um ein späteres merkbares Einschrumpfen und Verziehen der Abgüsse zu vermeiden. Ich habe es zweckmäßig gefunden, die Abformungen vor dem Zeichnen bis auf das Fossil selbst mit einer Farbe (einer Wachsfarbe oder mit chinesisch Weiß) abzudecken, was zumeist unter einer Standlupe geschehen muß. Dazu muß bei den Gelatineabgüssen das diesen noch anhaftende Öl durch mehrmaliges Eintauchen ihrer Oberfläche in Benzin entfernt werden. Die nunmehr zum Zeichnen fertigen Stücke werden photographiert, die Bilder auf Lentapapier (von der Neuen Photographischen Gesellschaft in Berlin) abgezogen und auf dieser Grundlage in ständiger Zusammenarbeit mit dem Verfasser gezeichnet. Von einzelnen Teilen der Crinoiden wurden dabei noch besondere Abdrücke aus feinstem Wachs gemacht, die mit Graphit geschwärzt wurden. So war es schließlich möglich, zu befriedigenden Abbildungen zu gelangen.

Daß bei einem Erhaltungszustand, der von dem Fossil selbst fast nichts als das äußere Aussehen und gelegentlich in Steinkernen die Form innerer Hohlräume zeigt, über die Organisation der Tiere nur selten etwas festgestellt werden kann, ist einleuchtend. Es ist ein glücklicher Zufall, wenn man den Abdruck einer der systematisch so wichtigen Gelenkflächen findet (wie bei *Botryocrinus patellaris*), den eines Armgliedes, der über den Axialkanal Auskunft geben kann (wie bei *Botryocrinus pachydactylus*) oder einer Kelchdecke (wie bei *Eifelocrinus Dohmi*). Die Mög-

lichkeit jedoch, daß gewöhnlich unsichtbare Teile sich so erhalten finden können, so daß man sich ein klares Bild von ihnen machen kann, läßt den Wunsch berechtigt erscheinen, möglichst viel dieses so seltenen Materials für die Bearbeitung zu bekommen.

Über die Art der Erhaltung und des Vorkommens der Crinoiden im Hunsrückschiefer hat schon JAEKEL (1895) zutreffende Bemerkungen gemacht. Für die Präparation ist zu wiederholen, daß man möglichst nur mit der Nadel arbeiten und die Messingbürste beiseite lassen sollte. Manches an sich gute Stück, das in den Handel kommt, ist durch zu starken Gebrauch der Messingbürste verdorben, obwohl der glänzende Messingüberzug dem auf der schwarzen Unterlage ruhenden Fossil eine zunächst bestechende Wirkung gibt.

3. Beschreibung des vorliegenden Materials.

I. Botryocrinidae BATHER.

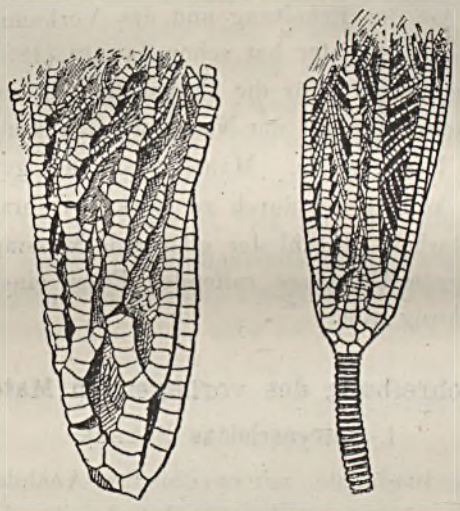
Dicyclische Inadunata, mit zwei bis fünf Analplatten im Kelch. Radianale vier- bis sechseckig, die Infrabasalia nicht berührend, keine, eine oder zwei Tubusplatten tragend, ausnahmsweise fehlend. Brachianale mit den Radialia in einer Höhe. Kelchdecke aus unregelmäßigen Platten bestehend, von denen keine als Oralia oder Ambulacralia zu unterscheiden sind. Arme mit Ärmchen oder Pinnulae und sich gewöhnlich in zwei, gelegentlich auch in drei oder vier Hauptzweige gabelnd. Gelenkflächen der Radialia gewöhnlich flachrund und schmaler als diese, jedoch haben die Formen mit Pinnulae oder regelmäßig verteilten und gebauten Ärmchen im allgemeinen gerade Gelenkflächen, welche die Breite der Radialia ganz oder fast ganz einnehmen.

Botryocrinus ANGELIN.

Kelch schüssel- bis spitzglasförmig. Infrabasalia 5, Basalia 5, Radialia 5. Zwei Analplatten im Kelch, Radianale viereckig, keine Tubusplatte tragend. Brachianale etwa so groß wie die Radialia. Analtubus groß, aus sechseckigen Platten zusammengesetzt, die in Längsreihen angeordnet sind. Arme

meistens in zwei, seltener in drei oder vier Hauptzweige gegabelt, mit Ärmchen oder Pinnulae. Stiel rund, undeutlich oder scharf fünfkantig, ohne Cirren.

Figur 1.



Links *Botryocrinus ramosus* Bather, rechts *Botryocrinus decadactylus* Bather, beide nach Bather (1891).

Botryocrinus irregularis n. sp.

Taf. 1, Fig. 1a, b.

Die Art wurde auf ein Stück gegründet, das in der Sammlung der Preußischen Geologischen Landesanstalt zu Berlin liegt und aus den Herdorfer Schichten südwestlich der Spießschen Mühle im Bahneinschnitt der Freiegrunder Talbahn bei Herdorf stammt.

Kennzeichen der Art: Kelch sehr niedrig, schüsselförmig, alle Platten mit starken Axialfalten, zwischen denen weite, ebene Vertiefungen bleiben. Kelchdecke aus kleinen, wulstigen Platten bestehend. Gelenkflächen erheblich schmaler als die Breite der Radialia und mit einer Querrippe versehen. Erste Armgabelung über dem zweiten bis vierten Armgliede. Beim rechten und linken Vorderarm gabelt sich der vordere Hauptzweig über dem vierten Secundibrachiale nochmals gleichmäßig.

Die Arme tragen Ärmchen, die sich gleichmäßig oder ungleichmäßig gabeln. Analtubus unbekannt. Stiel fünfkantig, sich nach unten verjüngend.

Beschreibung des Originals: Der Kelch ist zwar ziemlich flachgedrückt, jedoch muß er auch vor der Verdrückung sich nach oben schnell verbreitert haben. Seine Platten haben starke Axialfalten, die sich scharf auf den übrigen flachen Teilen absetzen, Der (flachgedrückte) Kelch mißt unten 7,8 mm, oben 15,9 mm im Durchmesser, und seine Höhe beträgt 8,5 mm.

Infrabasalia 5, fünfeckig; ihre größte Höhe beträgt 2,6, die größte Breite 3,2 mm.

Basalia 5, von denen drei sechsseitig und zwei siebenseitig sind. Diese letzten und das rechte vordere Basale sind an dem Stück erhalten. Die größte Höhe beträgt 4,8 mm, die größte Breite 4,5 mm.

Radialia 5, von ungleicher Größe. Am größten scheinen das rechte und das linke vordere, etwas kleiner die beiden hinteren zu sein; am kleinsten ist das vordere. Das rechte vordere Radiale ist bis zur Gelenkfläche 4,5 mm hoch, und seine größte Breite beträgt 6,0 mm.

Die Gelenkflächen haben Querrippen, wie dies aus dem ersten Präparationsstadium an dem rechten hinteren Radiale (Taf. 1, Fig. 1b) zu erkennen ist. Ob diese Rippen von einem von der Ventralfurche getrennten Axialkanal durchbohrt sind, wie ich es für wahrscheinlich halten möchte, ließ sich nicht feststellen.

Von der Kelchdecke sind an dem auf Taf. 1, Fig. 1b abgebildeten ersten Präparationsstadium kleine, rundlich-wulstige Platten zu sehen, aus denen die ganze Kelchdecke bis auf den Analtubus bestanden haben dürfte.

Analanordnung. Das Radianale liegt wie gewöhnlich schräg unter dem rechten hinteren Radiale. Zwischen diesem und dem hinteren Basale mißt es 1,9 mm, quer dazu 2,2 mm. Das Brachianale ist etwas aus seiner ursprünglichen Lage gedrückt; es ist 3,8 mm hoch und 3,4 mm breit und trägt jetzt keine Platten des Analtubus mehr, von dem überhaupt nichts erhalten ist.

Die Arme sind bis zu 60 mm Länge erhalten, was etwa der ursprünglichen Länge entsprochen haben dürfte. Nimmt man als solche 68 mm an, so wäre dies das Achtfache der Kelchhöhe. Die Armglieder sind glatt, haben einen runden Rücken und parallele Endflächen. Die untersten Armglieder sind etwa so breit wie hoch, während die höheren allmählich an Länge etwas zunehmen.

Alle Arme gabeln sich, und zwar in unregelmäßiger Weise, wovon der Artname abgeleitet wurde. Der Vorderarm gabelt sich über dem dritten, der rechte hintere über dem zweiten Armgliede in zwei Hauptzweige. Wahrscheinlich gabelt sich auch der linke Hinterarm in zwei gleiche Zweige. Dagegen gabelt sich sowohl der rechte als auch der linke vordere Arm über dem dritten Armgliede zunächst in zwei Hauptzweige, von denen sich die beiden vorderen über dem vierten Secundibrachiale nochmals gleichmäßig gabeln, während die beiden hinteren Hauptzweige ungegabelt bleiben.

Von den Hauptzweigen gehen Ärmchen ab, die aber bei dem vorliegenden Stück nur teilweise gut erhalten sind. Am besten zeigt sie der rechte vordere Arm, und zwar dessen hinterer (ungeteilter) Hauptzweig. Dieser gibt zweimal an jedem vierten, sodann am fünften Armgliede je ein Ärmchen ab, von denen wieder kleinere Ärmchen abzweigen, und auch von diesen letzten gehen nochmals solche aus, so daß also die Hauptzweige der Arme Ärmchen erster bis dritter Ordnung tragen. Im Gegensatz hierzu sieht man an den Hauptzweigen des rechten hinteren Armes, daß sich dort die Ärmchen mehrmals gleichmäßig gabeln. Auch darin zeigt sich somit die Unregelmäßigkeit der Form.

Die Ventralfurche der Arme ist bei dem ersten Präparationsstadium des Stückes (Taf. 1, Fig. 1 b) zu erkennen, und zwar sieht man dort den linken vorderen Arm von der Ventralseite. Die Deckplättchen, welche die Furche bedeckten, sind nicht erhalten, und die Rinne liegt offen.

Der Stiel ist in einer Länge von 34 mm erhalten. Durch fünf radial verlaufende Furchen ist er fünfkantig und besteht aus abwechselnd größeren und kleineren Gliedern, die jedoch weniger

als bei andern Arten an Größe voneinander abweichen und ziemlich niedrig sind. Der Stiel ist zuoberst plattgedrückt, läßt aber doch erkennen, daß er nach unten dünner wird.

Botryocrinus patellaris n. sp.

Taf. 1, Fig. 2a, b; 3a, b.

Dieser Art liegen zwei Exemplare zugrunde, die sich in der Sammlung der Preußischen Geologischen Landesanstalt zu Berlin befinden und aus dem Mildflaserhorizont der Siegener Schichten stammen. Sie wurden gefunden im oberen Steinbruch beim Hammer südlich Trupbach (Blatt Freudenberg). Bei beiden Exemplaren, die auf einem Stück dicht zusammenliegen, sind am besten die Kelche erhalten, obwohl auch diese etwas verdrückt sind. Der Kelch dieser Art ist aber viel breiter als der des sonst sehr ähnlichen *Botryocrinus Schultzei* aus den Unter-Koblenzschichten.

Kennzeichen der Art: Kelch breit-schüsselförmig, etwa doppelt so breit wie hoch. Kelchplatten sehr breit, wulstig, mit starken Axialfalten. Die Kelchdecke besteht aus kleinen rundlich-blasigen Platten. Gelenkflächen schmäler als die Radialia und mit einer vom Axialkanal durchbohrten Querrippe. Arme mit Ausnahme des Vorderarms dick, dieser erheblich dünner und mit einer Gabelung über dem vierten Gliede. Bei den andern Armen ist die Gabelung unbekannt. Die Platten des Analtubus zeigen mindestens im unteren Teil einiger Längsreihen die Form von Armgliedern. Stiel fünfkantig.

Beschreibung der Originale: Die beiden vorliegenden Exemplare bezeichne ich mit I und II, von denen das erste den Typus für die Art bildet.

Der Kelch nimmt nach oben schnell an Breite zu und ähnelt dadurch einer kleinen, flachen Schüssel (patella). Die Platten haben sehr kräftige Axialfalten, sind aber im ganzen wulstiger als bei *Botryocrinus irregularis*. Bei den Maßen der Kelche ist zu bedenken, daß sie — wie aber auch die der meisten andern vorliegenden Stücke — etwas flachgedrückt sind.

	Durchmesser unten	oben	Höhe
Exemplar I	5,9 mm (?)	22,8 mm	10,6 mm
» II	7,7 »	26,6 »	13,2 »

Die Breite des Kelches ist also 200 % oder mehr seiner Höhe und damit breiter als bei irgend einer andern der bisher bekannten Arten von *Botryocrinus*, selbst wenn man noch einen gewissen Abzug wegen der Verdrückung macht.

Infrabasalia 5, fünfeckig.

	größte Höhe	größte Breite
Exemplar I	2,8 mm	3,8 mm
» II	3,6 »	4,2 »

Basalia 5, davon 3 sechs- und 2 siebeneckig.

	größte Höhe	größte Breite
Exemplar I	5,3 mm	5,6 mm
» II	6,4 »	8,1 » (?)

Radialia 5, ziemlich stark vorstehend.

	Höhe bis zur Gelenkfläche	Breite der Gelenkfläche	größte Breite
Exemplar I	5,6 mm	3,8 mm	8,8 mm
» II	7,0 » (?)	4,7 »	9,0 »

Alle Kelchplatten sind also, wie bei der Breite des Kelches nicht anders zu erwarten, breiter als hoch.

Die Kelchdecke ist zwar nicht vollständig erhalten, jedoch zeigen beide Exemplare eine Menge kleiner, blasiger Platten, welche die Kelchdecke zusammensetzen.

Analanordnung. Die Analplatten sind ebenso wulstig wie die andern Kelchplatten. Das Radianale liegt wie gewöhnlich schräg unter dem rechten hinteren Radiale und hat folgende Maße:

	zwischen dem rechten hinteren Radiale und dem hinteren Basale	zwischen dem rechten hinteren Basale und dem Brachianale
Exemplar I	3,7 mm	2,5 mm
» II	3,8 »	3,5 »

Das Brachianale ist sechseckig, ungemein breit und trägt dadurch wesentlich zur Erweiterung des Kelches in seinem oberen Teile bei.

	Höhe	Breite
Exemplar I	4,2 mm	6,5 mm
» II	5,0 »	7,7 »

Das Brachianale trägt zwei wulstige Platten des nur in Resten erhaltenen Analsackes, auf die dann weiter Platten folgen, die in Form und Anordnung durchaus Armgliedern gleichen. Besonders gut zeigt dies Exemplar II (Taf. 1, Fig. 3b), bei dem über der linken proximalen Tubusplatte noch vier Glieder einer armähnlichen Plättchenreihe folgen, und eine etwas schwächere Reihe setzt zwischen den beiden vom Brachianale getragenen Platten auf, die sich über ihrem dritten Gliede ganz nach Art der Arme gabelt. Von der dritten, der rechten proximalen Tubusplatte aufsitzenden Reihe sind nur zwei Glieder erhalten.

Die übrigen Teile des Analsackes befinden sich bei beiden Exemplaren nicht mehr in unmittelbarem Zusammenhang mit diesen Platten, jedoch zeigen die erhaltenen Reste, daß der Analsack aus mehreren Reihen sechseckiger Plättchen bestand, die deutliche Axialfalten haben. Auch diese Reihen haben sich gegabelt, wie dies bei Exemplar I zu sehen ist. Die Reste des Analsacks sind nur wenig über 1 cm lang, und so wissen wir nichts über seine ursprüngliche Länge. Von Exemplar II ist auch der Steinkern eines Teiles des Ventralsackes erhalten, und man kann an diesem Bruchstück erkennen, daß die Plättchen auf der Innenseite sehr ähnliche schlitzartige Vertiefungen gehabt haben, wie sie weiter unten bei *Botryocrinus Schultzei* eingehend beschrieben werden. Das auf Taf. 1, Fig. 3b dargestellte Bruchstück des Ventralsacks besitzt ähnliche Längskiele mit zwischen diesen liegenden Flächen horizontal gestellter paralleler Leisten, wie sie bei *B. Schultzei* vorhanden sind, nur daß bei letzterem diese Flächen fast glatt sind, während bei *B. patellaris* noch deutlich erkennbar ist, daß die horizontalen Leisten modifizierte Axialfalten sind. Vergl. auch das S. 17 ff. Gesagte und die Texttafel S. 17, Figur 2.

Die Arme sind ebenfalls nur in geringer Länge erhalten. Exemplar I gibt über sie noch am besten Auskunft und zeigt vor allem den viel schwächeren Vorderarm, der sich über dem vierten

Glied fast gleichmäßig gabelt. Bei den andern Armen, die bis zum vierten Glied erhalten sind, sieht man noch nichts von einer Gabelung, ebenso ist davon bei Exemplar II nichts zu erkennen, von dessen rechtem vorderen Arm sieben Glieder erhalten sind. Die Arme sind rückenrund und mit Ausnahme des Vorderarms dick, die Armglieder haben parallele Nähte und sind niedriger als breit.

Die Ventralfurche ist nur an der Gelenkfläche des Exemplars I zu sehen. Die Deckplättchen sind stellenweise an den Armen als flachgewölbte, rundliche Platten von ziemlicher Größe erhalten.

Der Stiel ist nur bei Exemplar I in einer Länge von 6 mm noch vorhanden. Er besteht aus regelmäßig abwechselnden größeren und kleineren Gliedern und ist deutlich fünfkantig.

Botryocrinus Schultzei n. sp.

Taf. 2, Fig. 1, 2, 3, 4a, b.

Diese Art wurde auf fünf Exemplare gegründet, die der Sammlung der Preußischen Geologischen Landesanstalt zu Berlin gehören und aus den Unter-Koblenzschichten auf dem Lauzert bei Nieder-Stadtfeld (Blatt Daun) stammen. Den Namen gab ich zum Gedenken an Ludwig Schultze, »dessen Monographie von 1866 der bei weitem reichste jemals gelieferte Beitrag zur Literatur der devonischen Crinoiden ist«. (Springer, 1911.)

Kennzeichen der Art: Kelch etwa anderthalbmal so breit als hoch, Kelchplatten mit starken Axialfalten. Kelchdecke aus feinen, flachen Plättchen bestehend. Die Arme haben rückenrunde Glieder, ihre Gabelung erfolgt über dem vierten bis siebenten Brachiale. Die Hauptzweige können sich nochmal, scheinbar gleichmäßig, gabeln und tragen Ärmchen. Der Vorderarm ist (wie bei *Botryocrinus patellaris*) wesentlich schwächer als die übrigen Arme. Analtubus sehr lang und breit, aus feinen sechseckigen Plättchen zusammengesetzt, die in sich gelegentlich gabelnden Längsreihen angeordnet sind. Stiel fünfkantig, sich nach unten verjüngend.

Beschreibung der Originale: Von den fünf vorliegenden Exemplaren, die ich mit I, II, III, IV und V bezeichne, liegen hauptsächlich die ersten drei der nachstehenden Beschreibung zugrunde. Am besten erhalten ist Exemplar I, das die Hinterseite der Crinoide gibt und bei dem der bezeichnende Analsack zum großen Teil noch vorhanden ist. Dieser ist auch bei Exemplar II teilweise erhalten, das die Form von vorn zeigt mitsamt einem Teil des dünnen Vorderarms. Exemplar III ist das einzige, bei dem Vorder- und Rückseite eines Individuums vorhanden sind und das den längsten Stiel hat. Bei Exemplar IV ist der Vorderarm etwas verschoben, wodurch etwa zweidrittel der Gelenkfläche frei werden; der Arm selbst ist bis zum ersten Secundibrachiale erhalten. Am Exemplar V endlich ist der Ventralsack vollständig mit dem Steinkern erhalten. Exemplar I bildet den Typus für diese Art.

Der Kelch hat kräftig axial-gefaltete Platten. Die Maße der Kelche von Exemplar I, II und III sind:

	Durchmesser unten	Durchmesser oben	Höhe
Exemplar I . . .	5,4 mm	17,7 mm	11,4 mm
Exemplar II . . .	4,8 »	17,0 »	11,6 »
Exemplar III . . .	4,8 »	15,9 »	9,5 »

Der Kelch ist somit etwa anderthalbmal so breit wie hoch.

Infrabasalia 5, fünfeckig, mit folgenden Maßen:

	Größte Höhe	Größte Breite
Exemplar I	2,3 mm	3,5 mm
Exemplar II	3,0 »	3,7 »
Exemplar III	3,0 »	3,6 »

Basalia 5, 3 sechs- und 2 siebeneckig.

	Größte Höhe	Größte Breite
Exemplar I (recht. hint. B.) . .	5,4 mm	5,4 mm
Exemplar II (link. vord. B.) . .	5,6 »	4,5 »
Exemplar III (hint. B.)	4,4 »	3,9 »

Entsprechend der größeren Schlankheit des Kelches gegenüber den vorher beschriebenen Arten sind die Basalia also meist höher als breit.

Radialia 5, von gewöhnlicher Form.

	Höhe bis zur Gelenkfläche	Größte Breite	Breite der Gelenkfläche
Exemplar I . .	2,9 mm	5,2 mm	3,8 mm
Exemplar II . .	3,7 »	5,9 »	3,0 »

Die Radialia sind demnach viel breiter als hoch, und die Gelenkfläche nimmt mehr als die Hälfte der Breite dieser Platten ein.

Die Kelchdecke ist bei einigen Exemplaren teilweise zu sehen, am besten bei Exemplar III (Taf. 2, Fig. 4a). Hier sieht man, daß sie aus dünnen, ziemlich unregelmäßigen, glatten Plättchen besteht, die an den ersten Armgliedern aufsteigen, ganz ähnlich, wie dies Bather (1893, Taf. 5) bei *Botryocrinus ramosissimus* abgebildet hat.

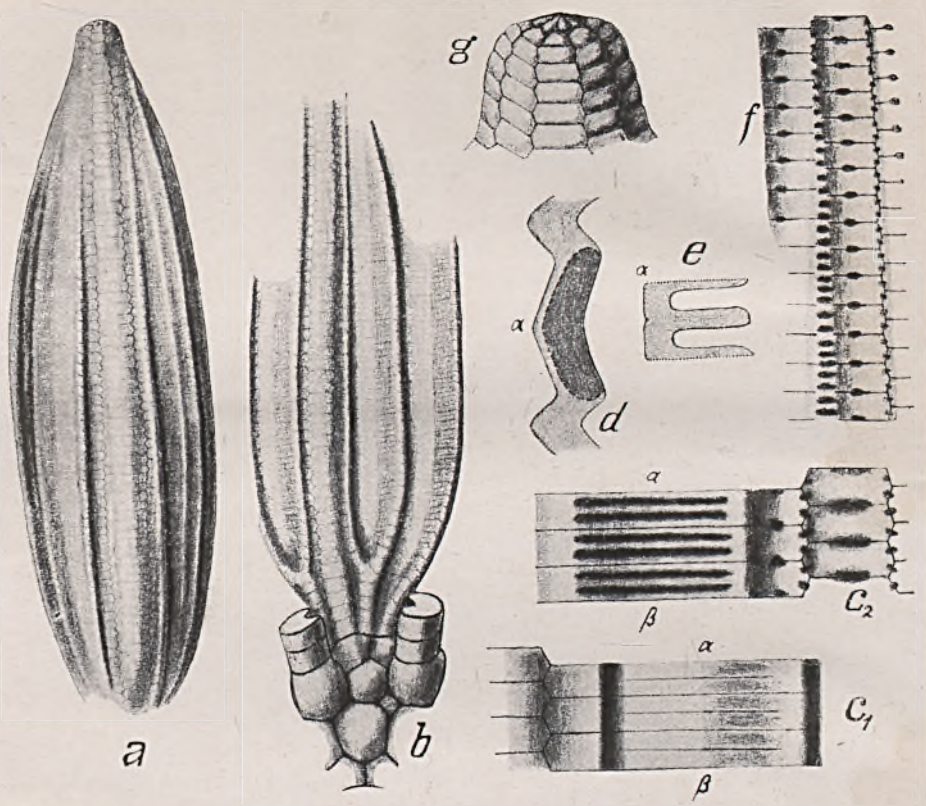
Analanordnung. Das in gewöhnlicher Lage befindliche Radianale ist rhombisch. Es hat folgende Maße:

	Zwischen dem rechten hinteren Radiale und dem hinteren Basale	Zwischen dem rechten hinteren Basale und dem Brachianale
Exemplar I . .	4,3 mm	3,7 mm
Exemplar II . .	3,5 »	2,9 »

Das Brachianale ist etwa so hoch wie breit und trägt die zwei untersten Platten des gurkenförmigen Analsackes, der aus feinen, sechseckigen Plättchen zusammengesetzt ist. Offenbar zur Versteifung hat er Längsrippen, die sich wegen der Verbreiterung des Analsacks bald über dem Brachianale gabeln. Bei Exemplar I zählt man auf der sichtbaren Seite des Analsacks sechs solcher Rippen, zwischen denen gelegentlich weniger scharfe verlaufen. Die untersten Platten des Analsacks sind nicht sehr scharf voneinander getrennt und haben, wie auch die höheren Tubusplatten, an der Außenseite keine Axialfalten.

Zu Seite 17.

Figur 2.



Ventralsack von *Botryocrinus Schultzei* nach Gelatineabgüssen und Knetgummiabdrücken der Exemplare V und I.

a) Vollständiger Ventralsack von der Vorderseite in körperlicher Erhaltung. Man erkennt die vordere flache mediane Längsfalte, die von 2 scharfen kielartigen Längsrippen begleitet wird; auf beiden Seiten bemerkt man noch die nächsten zwei der 4 seitlichen Längskiele. Zwischen den Längskielen liegen dachkantige lanzettförmige Flächen, von denen die beiden vorderen zu erkennen sind. Das Alternieren der Plättchenreihen der vorderen Medianfalte mit denen der benachbarten Längskiele ist deutlich zu erkennen.

b) Analregion des Kelches und des in der Ebene ausgebreiteten hinteren Teiles des Ventralsackes. Man sieht, daß von der medianen Tubusplatte mt drei vertikale Tubusplattenreihen ausgehen, deren mittlere die mediane flache Falte bilden, während aus den beiden seitlichen Plattenreihen nach einer Gabelung etwa über dem fünften Plättchen die hinteren der seitlichen Längskiele hervorgehen. Von der rechten Tubusplatte rt gehen einesteils die Plattenreihe des

sich nicht gabelnden dritten Längskieles der rechten Seite und anderseits wahrscheinlich die Plättchenreihen der Vorderseite des Ventralsackes aus. Während nun die Plättchenreihen der flachen Hinterfalte und der seitlichen Längsrippen deutlich miteinander alternieren, sind die Plättchenreihen der Längskiele, die in der Firste der dachkantigen Fläche in einer nicht mehr erkennbaren Naht zusammenstoßen, im mittleren Teil des Ventralsackes deutlich gegenständig; erst in dem oberen Teil des Ventralsackes, wo die dachkantigen Flächen sich zuspitzen und die Kiele sich nähern, verschieben sich die Plättchen seitlich allmählich so, daß sie schließlich deutlich alternieren.

c_1) Je drei Plättchen zweier Längsrippen und der medianen flachen Falte von außen; zwischen α und β die Firste der dachkantigen Fläche. Man erkennt, daß die Plättchen der medianen Falte und die des benachbarten Längskieles alternieren, die der beiden Längskiele dagegen einander gegenüberstehen. Zwischen α und β ist eine nicht erkennbare Plättchengrenze anzunehmen. Im dachkantigen Teile verläuft über jedes Plättchen eine haarfeine horizontale Mittellinie.

c_2) Die gleichen Plättchen wie in c_1 von der Innenseite gesehen. Man erkennt in dem dachkantigen Teil jedes Plättchens je zwei schlitzartig erscheinende Vertiefungen, im Innenteil der Längskiele und der flachen Medianplatte je einen tiefen lochartigen Eindruck in der Mitte der horizontalen und der seitlichen Plättchengrenzen.

d) Schematischer Horizontalschnitt zweier bei α zusammenstoßenden Plättchen zweier Längsrippen. Der dunkler angelegte Teil der Zeichnung veranschaulicht die Ausdehnung der langen in c_2 zwischen α und β dargestellten horizontalen Vertiefungen. Stark vergrößert.

e) Vertikalschnitt durch ein Plättchen zwischen α und β, die in c_2 schlitzartig erscheinenden Vertiefungen erkennen lassend. Stark vergrößert.

f) Innenansicht einer Serie von Plättchen aus dem oberen Teil des Ventralsackes. Rechts erkennt man das Alternieren der Plättchen der flachen Medianfalte mit denen des benachbarten Längskieles, links sieht man ein Alternieren der Plättchen der Längskiele nur im oberen Teil, wo die dachkantige Fläche schon zugespitzt ist — hier sind auch allein Plättchengrenzen erkennbar —, während nach unten die Plättchen allmählich gegenständig werden und die auf den Mitten der Seitennähte vorhandenen lochartigen Vertiefungen allmählich in die horizontalen schlitzartigen Vertiefungen übergehen. Stark vergrößert.

g) Der oberste stielartig verschmälerte Teil des Ventralsackes mit dem Verschluß der Afteröffung an der Spitze, von vorn gesehen. Stark vergrößert.

An Exemplar I ist der Ventralsack flachgedrückt und erscheint deshalb zu breit; an Exemplar V ist er dagegen vollständig und körperlich erhalten, wenn er auch nicht mehr in allen Teilen unverletzt ist. Man erkennt nun an diesem Exemplar, daß der Ventralsack eine schlank-gurkenförmige Gestalt mit einer stielartigen Verengerung an der Spitze hat. Der Ven-

tralsack setzt sich aus 12 vertikalen Reihen schmaler Plättchen zusammen, und zwar sind diese Reihen so gruppiert, daß an der Vorder- und Hinterseite des Sackes je eine Reihe schmälerer Plättchen zwei breitere Längsfalten bilden. Diese werden beiderseits begleitet von zwei schärferen Kielen, gebildet durch die anstoßenden Hälften der benachbarten Plättchenreihen. An den Seiten des Ventralsackes befinden sich noch je drei kielförmige Längsrippen, zwischen denen dachartig gekantete, nach oben sich zuspitzende Flächen liegen. Man zählt also im ganzen auf dem Umfang des Ventralsackes vorn und hinten je eine flachgewölbte Längsfalte und auf den Seiten je fünf schärfere Längskiele; zwischen diesen letzten je vier dachkantige, lanzettförmige Flächen. Die Plättchen der Vorder- und Hinterfalte alternieren mit denen der Kielrippen, während sich die Plättchen dieser Rippen an den Dachkanten genau gegenüberstehen. Die Oberfläche des Ventralsackes ist fast ganz glatt, so daß die Grenzen der Plättchen nicht überall und meist nur sehr schwer wahrzunehmen sind.

Auf dem Steinkern des Ventralsackes ist diese Anordnung besser zu erkennen. Auf der Vorder- und Hinterseite des Steinkernes sind zwei aus drei Plättchenreihen bestehende Längsstreifen vorhanden, während auf den Seiten je drei schmale Längsstreifen entlanglaufen. Zwischen den schmalen Seitenstreifen und den breiten Vorder- und Hinterstreifen des Steinkernes sind acht lanzettliche Felder vorhanden. Diese werden von sehr dicht nebeneinander stehenden, horizontalen Gesteinslamellen erfüllt, die durch ebenso breite, schlitzartige Zwischenräume getrennt sind. Die Lamellenfelder des Steinkerns entsprechen den dachkantigen Flächen der Oberfläche, die schmalen Seitenstreifen den Längskielen. Auf dem Steinkern überragen nun die Lamellen die schmalen Seitenstreifen um das Doppelte, während auf der Oberfläche die Längskiele die dachkantigen Flächen kräftig überragen. Hieraus ergibt sich, daß die Plättchen des Ventralsackes sehr dick gewesen sein müssen und außerdem, daß die Lamellen des Steinkernes, die tiefen schlitz-

artigen Einbuchtungen auf der Innenseite der Plättchen entsprechen, nicht als Schlitze auf der Oberfläche der Plättchen gemündet haben können. Im Gegensatz zu zwei Einbuchtungen auf der Innenseite sieht man nämlich auf der Oberfläche der dachkantigen Flächen nicht etwa den Einbuchtungen entsprechende schlitzartige Vertiefungen, sondern nur eine haarfeine horizontale Medianlinie.

Es ergibt sich nun, daß auf die Höhe je eines Plättchens der Längskiele auf dem Steinkern zwei Lamellen, auf dem Abdruck der Oberfläche dagegen drei Horizontallinien entfallen. Jedes Kalkplättchen der Seiten des Ventralsackes muß daher auf der Innenseite zwei tiefe, schlitzartige horizontale Vertiefungen und auf der Oberfläche eine haarfeine, horizontale Medianlinie besessen haben. Diese Struktur kann wohl am ehesten aufgefaßt werden als eine extreme Form der von BATHER (1890, S. 227, Textfigur) beschriebenen und dargestellten Struktur des Ventralsackes von *Thenarocrinus callipygus* BATHER. Der Unterschied besteht darin, daß bei *Botryocrinus Schultzei* die Falten des Seitenrandes der Plättchen an der Oberfläche nicht mehr als solche erkennbar sind, sondern nur noch durch die feine Linie angedeutet sind. Allein auf der Innenseite sind jene Falten als abnorme Kämme vorhanden. Über die Firste der dachförmigen Erhebung zwischen den Längskielen müssen die Seitengrenzen der hier genau gegenständigen Plättchen verlaufen, wie es auch bei *Thenarocrinus* meistens der Fall ist; zu erkennen sind diese seitlichen Grenzen allerdings nicht mehr. Diese Verhältnisse sind in der Figur 2, S. 17 und ihrer Erläuterung ausführlich dargestellt worden. Auch *Botryocrinus Schultzei* hat also im Ventralsack keine Poren, wie es von BATHER (1891, S. 408, Fig. 2 und 3) für *Botryocrinus cucurbitaceus* und *B. ramosissimus* nachgewiesen ist.

Bemerkenswert ist der Ventralsack von Exemplar V auch deshalb, weil hier die Afteröffnung zu erkennen ist. Das oberste Ende des gurkenförmigen Ventralsacken ist stielartig abgeschnürt und trägt ungefähr gerade auf dem Scheitelpunkt eine sternförmige,

pyramidenartige Erhebung von etwa 1 mm Durchmesser. Die Anordnung der Plättchen ist nicht klar zu ermitteln, aber man erkennt wenigstens, daß auf der Vorderseite des Ventralsackes die obersten Plättchen der vertikalen Plattenreihen mit denen der sternförmigen Pyramide alternieren, so daß man ebenfalls auf 12 Plättchen in der Pyramide wird schließen können. Durch die Plättchen der sternförmigen Pyramide wurde offenbar die Afteröffnung nach Ausstoßung der Faeces geschlossen.

Die Anordnung der Längsreihen des Ventralsackes von *Botryocrinus Schultzei* ist durchaus analog derjenigen der Armglieder. Wie aus der Figur 2, S. 17 zu entnehmen ist, erhebt sich über der nach links geneigten Oberkante von mt die mediane Plattenreihe der hinteren Vertikalfalte. Von mt zweigt außerdem rechts und links je ein weiterer Hauptzweig ab, der sich wahrscheinlich über dem dritten Glied abermals in die Plattenreihen der beiden rechten bezw. linken hinteren Längskiele gabelt. Von der rechten Tubusplatte rt geht der ungegabelte dritte der Längskiele und außerdem wahrscheinlich durch weitere Gabelungen die vierte und fünfte dieser Kielrippen aus, vielleicht auch die mediane Plattenreihe der Vorderfalte.

Die Arme sind bei Exemplar I und II bis zu einer Länge von etwa 7 cm erhalten, jedoch waren sie sicher erheblich länger. Sie bestehen aus rückenrunden Gliedern, die meistens niedriger als breit und nur gelegentlich ebenso hoch wie breit sind. Die Arme sind nicht alle gleich stark; der rechte Hinterarm ist (bei Exemplar III) etwas schwächer als die andern Seitenarme, auffällig dünn und klein ist aber der Vorderarm, wie dies bei allen Exemplaren (II, III und IV), welche die Vorderseite zeigen, zu sehen ist.

Die Armzweige tragen Ärmchen, die manchmal beträchtliche Stärke erlangen und dann den Eindruck gleichmäßiger Gabelung hervorrufen. Bei Exemplar I gabelt sich der linke hintere Arm über dem vierten Armgliede in — wie es scheint — zwei gleiche Zweige. Der von diesen nur sichtbare Vorderzweig trägt in größeren Abständen Seitenärmchen, die sich

weiter gabeln. Bei Exemplar II findet am rechten Vorderarm eine gleichmäßige (?) Gabelung über dem siebenten Gliede statt. Der Hinterzweig dieser Gabelung zerteilt sich über seinem siebenten Gliede ($IIBr_7$) nochmals, und zwar — wie ich glaube — ungleichmäßig; auch diese beiden Zweige gabeln sich wieder über ihren siebenten Gliedern ($IIIBr_7$), wobei dann wenigstens bei der einen der beiden Gabelungen die ungleichmäßige Zerteilung sicher zu erkennen ist. Bei Exemplar III gabelt sich der rechte vordere Arm über seinem siebenten Glied, ohne daß man die Stärke der Zweige zweifelsfrei feststellen könnte. Der dünne Vorderarm gabelt sich zunächst über dem fünften Glied in zwei nicht ganz, aber doch annähernd gleiche Hauptzweige, die sich wieder über ihren fünften Gliedern nochmals gleichmäßig teilen. Ärmchen hat der Vorderarm, soweit er erhalten ist, nicht. Bei Exemplar IV erfolgt die erste Gabelung des Vorderarms über dem vierten Glied. Unzusammenhängende Armreste, die wohl zum Vorderarm gehörten, zeigen ungleichmäßige Gabelung.

Neben großer Regelmäßigkeit in der Gabelung der Arme, wie beim rechten vorderen Arm von Exemplar II, finden wir also auch auffallende Unregelmäßigkeit. Im ganzen scheint bei den Armen dieser Art die Neigung zu bestehen, sich gelegentlich mehrmals zu gabeln.

Der Stiel ist am besten bei Exemplar III in einer Länge von 6 cm erhalten. Er ist fünfkantig und besteht aus einer regelmäßigen Folge größerer und kleinerer Glieder. Während er unter dem Kelch 4,6 mm dick ist, hat er 5 cm tiefer nur noch 3,0 mm Durchmesser. Damit hat der Stiel große Ähnlichkeit mit jenem von *Eifelocrinus Dohmi* und ist vielleicht nur noch sehr wenig länger gewesen, als er bei Exemplar III erhalten ist.

Botryocrinus pachydactylus G. und F. Sandberger sp.

Taf. 2, Fig. 5a, b.

1850—56, (?) *Heterocrinus pachydactylus*, G. u. F. Sandberger, S. 402, Taf. 35 Fig. 16.
1888, *Poteriocrinus pachydactylus*, Joh. Müller, S. 191 f.
1887, *Poteriocrinus pachydactylus*, O. Follmann, S. 120.
1918, *Nassoviocrinus pachydactylus*, O. Jaekel, S. 53—54.

Die Gebrüder Sandberger beschrieben als (?) *Heterocrinus pachydactylus* eine Crinoide aus dem Spiriferensandstein von Stein bei Hachenburg. Dies ist wohl ohne Zweifel Hachenburg im Westerwald und nicht im Sauerland. Der Spiriferensandstein der Gebrüder Sandberger entspricht bekanntlich der heute als Koblenzschichten bezeichneten Formationsstufe. Nach übereinstimmender freundlicher Auskunft der Herren Denckmann, Fuchs und Kayser ist kaum anzunehmen, daß das vorliegende Stück aus den Ober-Koblenzschichten stammt. Wahrscheinlich ist es aus den Unter-Koblenzschichten, jedoch könnte es möglicherweise aus den Herdorfer Schichten (d. s. oberste Siegener Schichten) herrühren.

Das Original, das dem Museum in Wiesbaden gehört, gibt von der Crinoide einen Abdruck im Gestein, dessen vollständige Freilegung und Säuberung zur Herstellung eines Abgusses notwendig gewesen wäre. Statt eines solchen bildeten die Gebrüder Sandberger das unpräparierte Stück ab, das auch den Steinkern des Kelches noch enthielt. Dieser zeigt zwar die Anordnung der Kelchplatten, nicht aber das äußere Aussehen des Kelches. Die Sandbergersche Abbildung gibt daher ein ganz ungenaues Bild des Fossils, wiewohl immerhin zu erkennen ist, daß keinesfalls ein *Heterocrinus* vorliegen kann. Dies sah auch Joh. Müller; er entfernte den Steinkern, brach die noch im Gestein steckenden Arme auf und fertigte dann einen Guttapercha-Ausguß an, der aber, obwohl Müller sein Verfahren empfiehlt, kaum so gut wie ein Gelatine-Abguß geworden ist, weil Müller die Arme in der erhaltenen Länge für ungegabelt hielt, sodaß die an den vier freigelegten Armen vorhandene Gabelung auf seinem Abguß nicht zu sehen gewesen sein muß. Müller beschrieb das Fossil, von dem er keine Abbildung gab, als *Poteriocrinus*, und unter demselben Namen erwähnt es später Follmann, dem jedoch das Original nicht vorgelegen hat. Da die Form zwei Analplatten im Kelch hat, so kann sie schon deswegen nicht zu *Poteriocrinus* gehören. Merkwürdigerweise ist O. Jaekel dieses interessante Fossil bei seiner Bearbeitung der paläozoischen Crinoiden Deutschlands entgangen.

In seiner neuesten Crinoidenarbeit befaßt sich JAEKEL (1918) zwar auch mit dieser Form und bringt auch in Fig. 42 eine neue Skizze, die das Original SANDBERGERS von der Analseite wiedergibt. Da aber JAEKEL keine neuen Beobachtungen über die Armgabelung gemacht hat, so nimmt er auch weiterhin eine »isotome« Armgabelung an und stellt sie daher unter dem neuen Gattungsnamen *Nassoviocrinus* zu seinen *Dendrocrinites*. Die folgende Beschreibung zeigt, daß JAEKEL die Form an eine unrichtige Stelle des Systems gestellt hat und daß folglich der Name *Nassoviocrinus* wieder einzuziehen ist. Die in der Erklärung der Fig. 42 von JAEKEL erwähnte neue Art aus dem Unterkoblenz von Reichenberg bei St. Goarshausen hat mir nicht vorgelegen.

Kennzeichen der Art: Kelch spitz, nicht breiter als hoch. Kelchplatten mit starken Axialfalten. Kelchdecke wahrscheinlich aus rundlich-blasigen Platten bestehend. Gelenkflächen nur wenig schmäler als die Breite der Radialia; Gelenkflächen selbst unbekannt. Die Arme sind ungefähr gleich dick und gabeln sich gleichmäßig über dem sechsten bis achten Armgliede. Die Hauptzweige tragen Ärmchen. Der Analtubus besteht in dem nur bekannten untersten Teile aus reihenförmig geordneten dicken Platten. Stiel fünfkantig, nach unten dünner werdend.

Beschreibung des Originals: Der Kelch hat stark axial-gefaltete Platten; sein Durchmesser ist unten 9,5 mm, oben 15,1 mm und seine Höhe beträgt 17,0 mm. Im Vergleich mit den vorher beschriebenen Arten hat diese also einen sehr spitzen Kelch.

Infrabasalia 5, fünfeckig, größte Höhe 5,0 mm, größte Breite 4,7 mm.

Basalia 5, wovon 3 sechseckig und 2 siebeneckig sind. Sie haben starke Axialfalten: größte Höhe 6,7 mm, größte Breite 5,9 mm.

Radialia 5. Höhe bis zur Gelenkfläche 6,6 mm, größte Breite 6,8 mm, Breite der Gelenkfläche 4,7 mm. Die Gelenkfläche selbst ist nicht zu sehen.

Die Kelchdecke ist nicht erhalten. Nur einige rundlich-

blasige Platten, ähnlich den Deckplättchen, lassen vermuten, daß die Kelchdecke aus solchen wie bei den verwandten Arten bestand.

Analanordnung. Die beiden Analplatten sind wie die übrigen Platten des Kelches dick und wulstig und zeigen starke Axialfalten. Das Radianale ist rechteckig und verhältnismäßig klein. Das Brachianale ist sechseckig und ruht auf dem wagerecht abgestumpften hinteren Basale; es trägt zwei ähnlich wie die Kelchtafeln aussehende Platten des Analtubus, die sich außerdem auf die hinteren Radialia stützen. Es sind dies die untersten zweier nebeneinander liegender Reihen des Analtubus, von denen nur je drei Platten ganz und die vierten teilweise erhalten sind. Die Größe dieser paarweise, nicht abwechselnd angeordneten Platten des Analtubus nimmt nach oben erheblich ab; ihre Größen sind bei der linken Reihe:

unterste Platte	4,9 mm	hoch,	3,9 mm	breit,
zweite	»	3,2	»	»	2,9	»	»
dritte	»	2,8	»	»	2,3	»	»

Hieraus wird man schließen dürfen, daß die den Analtubus aufbauenden Platten wenigstens zunächst nach oben noch kleiner wurden. Seitlich dieser paarweisen Täfelchen des Analtubus schieben sich in die Zwischenräume flachrunde Plättchen ein, die keine Axialfalten zeigen und eher den Deckplättchen ähnlich sind.

Die Arme sind bis zu 44 mm Länge erhalten, jedoch müssen sie vollständig etwa doppelt so lang gewesen sein — das entspräche der fünffachen Kelchhöhe. Die Rückseite der Arme ist rund und ihre Glieder haben parallele Nähte. Die untersten Glieder sind etwa so breit wie hoch, nach oben werden sie aber bald im Verhältnis zum Durchmesser höher und sind dann oft etwas länger als breit.

Über die Gabelung schreibt Johannes Müller (1858, S. 192): »Die Arme sind dick und soweit sie erhalten, bis zum achten Gliede noch nicht geteilt«, und diese Angabe wurde auch von Follmann (1887, S. 120) übernommen. Dagegen konnte ich an den vier freigelegten Armen eine deutliche Gabelung feststellen, und dies ist auch aus Fig. 5a u. 5b, Taf. 2 zu ersehen. Die

Gabelung findet in verschiedener Höhe statt. Beim Vorderarm ist das achte Armglied ein axiales, der linke vordere Arm gabelt sich über seinem siebenten Gliede, während der rechte noch im Gestein steckt und nicht freigelegt werden kann, ohne daß der rechte hintere Arm zerstört wird. Dieser gabelt sich über dem siebenten und der linke hintere Arm über dem sechsten Armgliede. Bei den sichtbaren vier Armen ist also das sechste, siebente oder achte das Primiaxillare.

Auf dem Original liegt links neben dem Fossil ein abgebrochenes Armstück, das wohl zu demselben Exemplar gehört und der entferntere Teil eines Armes ist. Am unteren Ende dieses Bruchstückes liegt ein Armglied und zwar so, daß man die Aufsicht der Verbindungsfläche hat. Dieser zeigt den Querschnitt des Armes, die Form der Ventralrinne und den von dieser getrennten Axialkanal. In Fig. 5a liegt das abgebrochene Armstück in seinem unteren Teile so, daß die Ventralrinne zu sehen ist; von den Deckplättchen ist nichts mehr vorhanden. Etwas höher setzt ein Ärmchen an, das sich mehrfach gabelt, ebenso trägt ein anderes Armstück, das ich auf dem die Hinterseite der Crinoide zeigenden Gesteinsstück herauspräpariert habe, Ärmchen, so daß man die Form als ärmchentragend bezeichnen muß.

Die Ventralfurche ist außer in dem Armquerschnitt und dem abgebrochenen Armstück noch am rechten hinteren Arm teilweise zu sehen. Die Deckplättchen sind auseinandergefallen und liegen ohne Ordnung längs des Armes. Dort, wo sie in ihrer ursprünglichen Lage erhalten sind, kann man sie als flachgewölbte Täfelchen beobachten.

Der Stiel ist in einer Länge von 45 mm erhalten. Er ist fünfkantig und längsgefurcht und besteht abwechselnd aus größeren und kleineren flachen Gliedern. Der Stiel wird nach unten dünner: unter dem Kelch hat er 7,5 mm, am Ende des erhaltenen Teiles 3,6 mm Durchmesser.

Botryocrinus procerus n. sp.

Taf. 5, Fig. 3a, b u. 4.

Im Gegensatz zu den vorstehend beschriebenen Arten der

Gattung hat diese pinnulierte Arme. Im ganzen liegen drei Exemplare aus den Unter-Koblenzschichten vor, und zwar stammt Exemplar I von Oberstadtfeld und gehört der Sammlung der Universität Bonn, die beiden andern Exemplare sind gefunden »Auf dem Lauzert« bei Niederstadtfeld und gehören der Geologischen Landesanstalt in Berlin. Die letzten zwei Exemplare sind mit II und III bezeichnet worden, Exemplar II ist der Beschreibung ebenfalls zugrunde gelegt und abgebildet worden.

Den Typus der Art bildet Exemplar I. Wenn auch der Kelch stark verschoben ist, so läßt er doch so viel erkennen, daß zwischen den beiden hinteren Radialia nur eine Analplatte liegen kann. Ein Radianale kann man nicht sicher erkennen, aber wegen der im ganzen bestehenden Ähnlichkeit der Form mit *Botryocrinus cyathiformis* möchte ich annehmen, daß beide generisch zusammengehören.

Kennzeichen der Art: Der Kelch ist nach den vorhandenen Resten spitz-kegelförmig, sein oberer Durchmesser beträgt 5,5 mm; andere Maße lassen sich nicht angeben.

Von der Kelchdecke ist nichts sichtbar.

Der Analtubus besteht aus reihenförmig angeordneten, ziemlich groben Platten; die mittlere Reihe bildet eine starke Rippe.

Die Arme sind sehr gut erhalten, und zwar fast in 4 cm Länge. Sie sind schlank, haben einen runden Rücken und gabeln sich über dem dritten Gliede in zwei Hauptzweige, die Pinnulae tragen.

Der Stiel ist nur in 13 mm Länge erhalten; er ist fünfkantig und verjüngt sich nach unten.

Botryocrinus cyathiformis n. sp.

Taf. 3, Fig. 1.

Diese schlanke Art mit einem spitzglasförmigen (cyathus = Spitzglas) Kelch ist auf ein Exemplar gegründet, das der Schwerdschen Sammlung in Koblenz gehört und aus den Ober-Koblenzschichten des Dörrbachtals bei Koblenz stammt. Der sich nach oben etwas verdickende Stiel, die steil aufstrebende Kelchwandung

und die Arme bilden eine fortlaufende, schön geschwungene Linie. Wie *B. procerus* hat auch diese Art pinnulierte Arme.

Kennzeichen der Art: Kelch sehr spitz, höher als breit. Kelchplatten glatt, ohne Axialfalten. Kelchdecke unbekannt. Die Gelenkflächen sind gerade und fast so breit wie die Radialia. Die Arme gabeln sich gleichmäßig in zwei Hauptzweige und sind pinnuliert. Der Analtubus reicht etwa bis zu drei Viertel der Armlänge und hat oben mehrere Zipfel. Stiel rund, nur in seinem proximalen Teil fünfkantig.

Beschreibung des Originals: Der Kelch ist spitz-kegelförmig, seine Platten haben keine Axialfalten, sondern sind glatt. Der Kelch hat folgende Maße: Durchmesser unten 3,1 mm, oben 7,2 mm, Höhe 8,0 mm. Der obere Durchmesser beträgt also 90 % der Kelchhöhe.

Infrabasalia 5, fünfeckig, größte Höhe 2,9 mm, größte Breite 2,4 mm.

Basalia 5, davon 3 sechseckig und 2 siebeneckig. Größte Höhe (beim rechten hinteren Basale) 3,8 mm, größte Breite (beim hinteren) 3,1 mm.

Radialia 5, Höhe bis zur Gelenkfläche 2,1 mm, größte Breite 2,6 mm, Breite der Gelenkfläche 2,3 mm, diese selbst ist nicht zu sehen. Alle Arme scheinen gleich stark zu sein.

Die Kelchdecke ist nicht erhalten.

Analanordnung. Das wie gewöhnlich schräg unter dem rechten hinteren Radiale liegende Radianale ist viereckig, beinah quadratisch; seine Breite zwischen dem rechten hinteren Radiale und dem hinteren Basale beträgt 2,0 mm, die zwischen dem rechten hinteren Basale und dem Brachianale 1,6 mm. Das Brachianale ist sechsseitig und wird von dem oben abgestutzten hinteren Basale, dem Radianale und den beiden hinteren Radialplatten unten und seitlich begrenzt. Es ist 2,5 mm hoch und seine größte Breite beträgt 2,1 mm. Das Brachianale trägt nur eine Platte des Analtubus, die etwa halb so groß ist wie es selbst und sich nicht auf die beiden hinteren Radialia aufstützt. Diese Platte trägt den Analsack, dessen winzige Plättchen in Längsreihen angeord-

net sind; fünf von diesen sind sichtbar. Der Analtubus ist, vom Brachianale an gemessen, 39 mm lang, was etwa drei Vierteln der Armlänge entspricht. Oben hat er einige Zipfel, ähnlich wie dies auch bei andern Fistulaten beobachtet wurde. Eine Afteröffnung ist nicht zu erkennen.

Der Stiel besteht größtenteils aus runden Gliedern, die regelmäßig abwechselnd größer und kleiner sind. Er ist in einer Länge von 44 mm erhalten und soweit gleichmäßig stark, außer kurz unter dem Kelch, wo er allmählich ein wenig dicker und gleichzeitig undeutlich fünfkantig wird.

Die Arme sind bis zu 5 cm Länge erhalten, was ihrer ursprünglichen Länge etwa entspricht. Sie haben somit ungefähr die fünffache Länge der Kelchhöhe. Die Arme sind am Rücken rund und glatt; die Ventralfurche ist im rechten vorderen Arm zu sehen: sie liegt offen, da die Deckplättchen nicht erhalten sind. Die Armglieder sind zuunterst dicker als hoch, werden dann aber höher und sind bald länger als stark. Nur bei einem der Arme sieht man deutlich die Gabelung, beim linken hinteren Arm nämlich, über dessen fünftem Glied sich der Arm in zwei gleichstarke Hauptzweige gabelt. Daß diese beiden Zweige wirklich gleich stark sind, wurde dadurch klar, daß der hintere Ast, der durch den Analtubus größtenteils verdeckt wird, in dessen oberem Teil auf ein kurzes Stück freigelegt wurde, weil hier das Gestein beim Abdrücken mit Guttapercha durchbrach. Das aufgedeckte Armstück hat genau denselben Durchmesser wie der Vorderzweig dieses Armes in entsprechender Höhe.

Jedes Armglied der Hauptzweige trägt eine Pinnula, ob dies auch die Armglieder unterhalb der Gabelung tun, ist nicht zu erkennen.

Rhadinocrinus Jaekel.

Die Gattung *Rhadinocrinus* gründete Jaekel (1895) auf eine Crinoide aus den Ober-Koblenzschichten von Koblenz, die als *Rhadinocrinus rhenanus* bisher die einzige Art dieser Gattung war. Wie schon Jaekel erkannte, »schließt sich die neue Gattung nahe an *Sicyocrinus* (das ist: *Botryocrinus*), *Vasocrinus* und *Bary-*

crinus an«, jedoch hatte JAEKEL Bedenken, sie mit diesen in eine Familie zu bringen, und zwar, weil sie sich »von diesen durch den Habitus und die Zusammensetzung des Kelches in so auffallender Weise« unterscheidet. Diese Bedenken sind aber unbegründet, wie weiter unten (S. 65 ff.) dargelegt werden wird. *Rhadinocrinus* gehört durchaus in die Familie der Botryocriniden, wohin er schon von BATHER (1900) gestellt wurde.

Außer JAEKELS Art gehört zu dieser Gattung noch eine andere, von W. E. SCHMIDT (1905, S. 546) als *Rhenocrinus Minae* beschriebene. Da bei der Form, die als *Rhenocrinus* bestehen bleiben muß, nunmehr nach der unten folgenden Beschreibung die Analanordnung sichergestellt worden ist, so kann die Zurechnung von *Rhenocrinus Minae* zu dieser Gattung nicht aufrecht erhalten werden. In der Analanordnung und im Armbau stimmt aber SCHMIDTS Art vollständig mit *Rhadinocrinus* überein und sie muß daher bezeichnet werden als

Rhadinocrinus Minae W. E. SCHMIDT sp.

Taf. 3, Fig. 2, 3.

Von den beiden im Museum für Naturkunde in Berlin befindlichen Stücken aus dem obersten Lenneschiefer bildet das vollständigere Exemplar I (Taf. 3, Fig. 2) den Typus der Art.

Kennzeichen der Art:

Kelch spitz-kegelförmig und sehr klein, etwa so hoch wie breit am Oberrand des Kelches. Kelchplatten glatt, ohne Axialfalten. Kelchdecke unbekannt. Die Gelenkflächen sind so breit wie die Radialia selbst und gerade. Die Arme gabeln sich über dem 3. Brachiale in zwei gleichstarke Hauptzweige, die abwechselnd auf beiden Seiten an jedem zweiten Gliede einen dünnen, langen Seitenzweig tragen. Die Analanordnung ist dadurch ausgezeichnet, daß das Radianale verhältnismäßig groß und fünfseitig ist, weil es noch die rechte Tubusplatte rt trägt, und dadurch, daß das Brachianale sehr hoch sechsseitig ist und mt auf der horizontalen Oberkante trägt. Vom Ventralsack sind nur drei Plättchen erhalten. Stiel lang, nach unten an Stärke zunehmend, im oberen

Teil aus niedrigen Gliedern, im unteren Teil aus hohen Gliedern zusammengesetzt; Cirren sind am Stiel entgegen den Angaben W. E. Schmidts nicht vorhanden gewesen.

Beschreibung der beiden Originale Schmidts:

Der Kelch ist sehr spitz und hat folgende Maße: unten 1,4 mm, oben 2,7 mm breit, 2,7 mm hoch; der obere Durchmesser ist also gleich der Kelchhöhe.

Infrabasalia 5, 5-eckig, $1^1/_2$-mal so breit wie hoch, größte Höhe $^2/_3$ mm, größte Breite 1,2 mm.

Basalia 5, drei 6-eckig, zwei 7-eckig, $1^1/_2$-mal so hoch wie breit; größte Höhe 1,3 mm, größte Breite 1 mm.

Radialia 5, größte Höhe $^2/_3$ mm, größte Breite 1 mm; die Gelenkfläche ist anscheinend gleich der größten Breite der Radialia.

Die Analanordnung ist die gleiche wie bei *Rhadinocrinus rhenanus*: drei Plättchen innerhalb des Kelches. Das Radianale ist 5-eckig und trägt rt auf der kurzen Oberkante; größte Höhe etwa 0,8 mm, größte Breite etwa $^2/_3$ mm. Das Brachianale hoch, sechseckig, auf seiner horizontalen Oberkante die ebenfalls sechseckige und in der Größe und Gestalt dem Brachianale gleichende mittlere Tubusplatte mt tragend; größte Höhe 1,2 mm, größte Breite etwa $^2/_3$ mm. Die rechte Tubusplatte rt hat ebenfalls eine sechseckige Gestalt und etwa die gleichen Abmessungen wie mt und wie die über rt folgende Tubusplatte. Vom Analsack ist nichts erhalten.

Der Stiel ist rund, die benachbarten Glieder unterscheiden sich in Höhe und Breite nicht voneinander, alternieren also nicht; die obersten Glieder sind etwa sechsmal so breit wie hoch, die untersten Glieder sind nicht ganz so hoch wie breit. Cirren sind an den Stielgliedern nicht zu beobachten.

Von den Armen ist bei Exemplar I am rechten hinteren Arme die Gabelung in zwei Hauptzweige zu erkennen. Das Exemplar II dagegen ist in Vorderansicht erhalten und läßt an zwei Armen deutlich die Gabelung in zwei Hauptzweige über dem 3. Brachiale erkennen. Jeder Hauptzweig besitzt vom 2. Secundibrachiale an dünne lange Seitenzweige an jedem zweiten Gliede abwechselnd auf beiden Seiten, wie es W. E. Schmidt in der Textfigur 4 dargestellt hat.

Rhadinocrinus rhenanus Jaekel.

Die Beschreibung Jaekels vermag ich durch neue Beobachtungen an einem zweiten, größeren, aus den Oberkoblenzschichten von Güls stammenden, dem Naturhistorischen Verein in Bonn gehörigen Exemplar nicht zu erweitern.

Die beiden Arten der Gattung *Rhadinocrinus* gleichen sich in der Zusammensetzung des Kelches vor allem in der Analanordnung und wohl auch im Bau des Ventralsackes vollständig, unterscheiden sich aber erheblich im Bau der Arme. Diese sind bei *Rh. rhenanus* außergewöhnlich kräftig und lang und tragen sehr kurze, vergabelte Seitenzweige, während die Arme bei *Rh. Minae* sehr schlank sind und unverästelte dünne, lange Seitenzweige tragen. In der Gattung *Rhadinocrinus* sind daher ebenso wie in der Gattung *Botryocrinus* Arten mit einfachen und solche mit verästelten Seitenzweigen vereinigt.

Cosmocrinus Jaekel.

Im Jahre 1898 gründete Jaekel die Gattung *Cosmocrinus*, von der er drei Arten anführte: *Cosmocrinus dilatatus* L. Schultze sp., *Cosmocrinus ornatissimus* Hall sp. und *Cosmocrinus Holzapfeli* Jaekel. Welche von diesen drei Arten der Typus der Gattung sein soll, gibt Jaekel nicht an; schon Bather (1906, S. 104) bemerkte, daß der zuletzt beschriebene *Cosmocrinus Holzapfeli* zum Typus gemacht werden sollte, welcher Meinung auch ich beitrete, falls sich die Gattung überhaupt aufrecht erhalten läßt.

Dem *Cosmocrinus Holzapfeli* liegen einige Stücke zugrunde, die von Holzapfel an Jaekel geschickt wurden. Sie sind in Aachen heute nicht mehr vorhanden; ob sie in Straßburg sind oder anderswo, konnte ich nicht erfahren. So mußte ich mich mit den Guttapercha-Abdrücken begnügen, die im Berliner Museum für Naturkunde liegen. Auf diesen sieht man vom Kelch nicht mehr, als auf Jaekels schematischer Zeichnung angegeben ist, und es dürfte daher nicht anzunehmen sein, daß ihm vollständigere Exemplare vorgelegen haben. Nach den Abdrücken kann man vermuten, daß der Kelch »breit schüsselförmig« war. Außer-

dem sieht man an den Kelchplatten starke Axialfaltung. Wenn Jaekel sagt: »Der Kelch der rheinischen Art ist zwar etwas verdrückt, aber doch insofern kenntlich, um seine vollste Übereinstimmung mit dem von E. (so) Schultze aus dem Mittel-Devon der Eifel beschriebenen *Poteriocrinus dilatatus* zu zeigen«, so ist darauf hinzuweisen, daß eine ebenso große Übereinstimmung mit den Kelchen vieler anderer Formen, beispielsweise der vier ersten hier beschriebenen *Botryocrinus*-Arten besteht.

Von *Poteriocrinus dilatatus* ist nichts als der Kelch bekannt, und dieser ist bei *Cosmocrinus Holzapfeli* nur zum geringen Teile vorhanden. Vor allem fehlt uns jede Kenntnis der Analanordnung, und wenn Jaekel in seiner Gattungs-Diagnose sagt: »mit . . . einem Anale und Subanale in normaler Form und Stellung«, so kann er dies nur bei *Poteriocrinus dilatatus* gesehen haben, dessen Zugehörigkeit zu *Cosmocrinus* ja aber erst zu erweisen war. Dies kann nicht durch den Hinweis darauf geschehen, daß der Kelch ähnliche Form und ebenfalls Axialfalten hat, weil darin viele damals allerdings weniger bekannte Formen übereinstimmen.

Die Gattung der Schultzeschen Art ist ohne Kenntnis der Arme unbestimmbar und die Form kann daher vorläufig nicht untergebracht werden. Zu *Poteriocrinus* gehört sie wegen der Analanordnung nicht; am meisten Ähnlichkeit hat der Kelch mit denjenigen der ersten hier beschriebenen Arten von *Botryocrinus*.

Was nun *Cyathocrinus ornatissimus* Hall anbelangt, so sind unsere Kenntnisse dieser Art so gering, daß es mir durchaus ungenügend begründet erscheint, sie bei *Cosmocrinus* unterzubringen. Dieser Hinweis ist um so notwendiger, als die aus der Zusammenfassung der beiden Arten zu ziehenden Schlüsse besonders wegen des räumlich weit getrennten Vorkommens in derselben Formationsstufe unter Umständen recht weittragend sein können.

Wenn nun die Zurechnung von *Poteriocrinus dilatatus* und *Cyathocrinus ornatissimus* zu *Cosmocrinus* äußerst unsicher ist, so fragt sich, ob das von *Cosmocrinus Holzapfeli* vorliegende Material

ausreicht, um eine besondere Gattung darauf zu begründen. Hat diese Form wirklich, wie JAEKEL vermutet, »Anale und Subanale in normaler Form und Stellung«, so glaube ich nicht, daß sie allein auf Grund des Armbaus von *Botryocrinus* abgetrennt werden kann. Hat *Cosmocrinus Holzapfeli* dagegen eine andere Analanordnung als *Botryocrinus*, so wäre er je nachdem wo anders unterzubringen oder als besondere Gattung bestehen zu lassen. Bis zur Auffindung neuen Materials bleibt die Gattung *Cosmocrinus* zweifelhaft, da JAEKELS Diagnose auf Kennzeichen von Formen beruht, deren Zusammenhang nicht nachgewiesen worden ist.

Wie schon so oft in der Literatur dadurch Verwirrung entstanden ist, daß für eine Gattung keine Art als Typus bezeichnet wurde, so auch hier. SPRINGER (1913, S. 221) nämlich nimmt offenbar die HALLsche Art als Typus für *Cosmocrinus*, wozu er mangels einer Angabe JAEKELS zweifellos berechtigt ist. Er gibt von der Gattung nur das amerikanische Vorkommen an und erwähnt das deutsche überhaupt nicht. Daraus geht hervor, daß auch SPRINGER nicht von der Zusammengehörigkeit der von JAEKEL vereinigten Arten überzeugt ist. Die Angaben SPRINGERS über das Radianale und den Analtubus von *Cosmocrinus* konnten nicht auf Grund der JAEKELschen Art gegeben werden und beziehen sich daher nur auf die amerikanische. Nur der Armbau scheint bei beiden Arten übereinzustimmen, der allein aber die Zusammengehörigkeit nicht beweist.

Die Originale von *Cosmocrinus Holzapfeli* aus den Nehdener Schiefern stammen nach einer bei den Abdrücken im Berliner Museum befindlichen Mitteilung HOLZAPFELS vom 21. Dezember 1898 nicht von Nehden, wie JAEKEL angegeben hatte, sondern aus dem Repetal oberhalb von Niederhelden bei Grevenbrück an der Lenne.

Schmidtocrinus n. g.

1905 beschrieb W. E. SCHMIDT (1905, S. 544f.) eine Crinoide als *Rhenocrinus Winterfeldi*, die nicht zu dieser Gattung gehört. Von *Rhenocrinus* war damals noch der Stiel unbekannt. Nachdem

wir nunmehr wissen, daß *Rhenocrinus* keine Cirren am Stiel hat, muß Schmidts *Rhenocrinus Winterfeldi*, dessen Stiel Cirren trägt, als besondere Gattung abgetrennt werden, und ich nenne diese *Schmidtocrinus* mit der vorläufig einzigen Art

Schmidtocrinus Winterfeldi W. E. Schmidt sp.

Taf. 1, Fig. 4.

Die auf nur ein Exemplar gegründete Art ist nur sehr unvollkommen bekannt, so z. B. sind der Kelchbau und vor allem die Analanordnung gänzlich unbekannt. Am deutlichsten erkennbar ist an dem Original der Bau der Arme und des Stieles, und in diesen Punkten ist der Beschreibung Schmidts nur hinzuzufügen, daß die cirrentragenden Stielglieder ziemlich entfernt voneinander stehen. Auf Grund des Armbaus jedoch gehört *Schmidtocrinus* zu den Botryocriniden.

Schmidtocrinus Winterfeldi fand sich in einem Exemplar im Oberen Mitteldevon[1]) auf dem Berstig bei Gummersbach. Das Original liegt im Berliner Museum für Naturkunde.

II. Lophocrinidae Bather.

Dicyclische Inadunata. Radianale fehlend oder vorhanden. Brachianale mit den Radialia in einer Höhe. Kelchdecke entweder aus unregelmäßigen Platten (?) oder aus deutlich erkennbaren Oralia und Ambulacralia bestehend. Analtubus aus sechsseitigen Platten zusammengesetzt, die in Längsreihen angeordnet sind. Die fünf Arme sind vorwiegend einfach, ausnahmsweise gegabelt, mit Ärmchen, die abwechselnd auf den beiden Seiten von jedem zweiten bis vierten Armglied ausgehen. Gelenkflächen gerade und ebenso oder fast ebenso breit wie die Radialia. Stiel rund oder fünfkantig.

Lophocrinus H. v. Meyer.

Gattungskennzeichen (nach Jaekels Beschreibung): Kelch

[1]) Anmerkung während des Druckes: Die Gesteine des Berstig, die Winterfeld für Unteres Mitteldevon gehalten hat, gehören nach den Spezialaufnahmen W. E. Schmidts, wie er mir freundlich mitgeteilt hat, zum Oberen Mitteldevon.

kreiselförmig mit 5 Infrabasalia, 5 Basalia und 5 Radialia. Kelchdecke unbekannt. Das Radianale fehlt, das Brachianale groß, fünfeckig, zwei Tubusplättchen tragend. Gelenkflächen gerade, so breit wie die Radialia selbst. Arme ungeteilt, pinnuliert, Armglieder niedrig mit keilförmig abgeschrägten Quernähten, jedes zweite Glied trägt ein Ärmchen. Stiel rund, ohne Cirren mit verästelter Wurzel.

Lophocrinus minutus F. A. Römer sp.

1854, *Poteriocrinus minutus* F. A. Römer, S. 47.
1858, *Lophocrinus speciosus* H. v. Meyer, S. 59, 1859–61, S. 3.
1895, *Lophocrinus minutus* O. Jaekel, S. 92.

Diese bereits eingehend beschriebene Art kommt in den Culmtonschiefern im Harz und bei Herborn vor.

Rhenocrinus Jaekel (bei W. E. Schmidt).

Die Gattung *Rhenocrinus* gründete Jaekel (W. E. Schmidt, 1905, S. 544) auf eine Crinoide aus dem Hunsrückschiefer, die auch das Original für Schmidts Beschreibung von *Rhenocrinus ramosissimus* bildete und sich im Berliner Museum für Naturkunde befindet. Neues und weit besseres Material derselben Art läßt erkennen, daß Jaekels (von Schmidt a. a. O. veröffentlichte) Diagnose in bezug auf die Analanordnung und den Bau des Analtubus unrichtig ist. Der obere Teil ist bei dem genannten Original nicht erhalten, und so kann man an diesem auch nicht sehen, daß der Analtubus »mit endständiger Afteröffnung« versehen ist.

Schmidt stellte außer *Rhenocrinus ramosissimus* noch zwei andere Arten zu dieser Gattung: *Rhenocrinus Winterfeldi* und *Rhenocrinus Minae*, die jedoch nicht dahin gehören und hier als *Schmidtocrinus Winterfeldi* und *Rhadinocrinus Minae* aufgeführt worden sind. Es verbleibt also vorläufig bei der Gattung nur die eine Art *ramosissimus*, die Jaekel (1918, S. 59) unerklärlicherweise als »n. g. n. sp.« unter dem Artnamen *ramosus* aufführt und abbildet.

Gattungskennzeichen (berichtigt): Kelch kegelförmig,

mit 5 Infrabasalia, 5 Basalia und 5 Radialia. Kelchdecke unbekannt. Das Radianale ist sechseckig, liegt fast in einer Höhe mit den Radialia und trägt zwei Tubusplatten. Das Brachianale ist ungleichseitig-fünfeckig und trägt ebenfalls zwei Tubusplatten. Der Analtubus besteht aus Längsreihen sechseckiger Plättchen. Gelenkflächen gerade und fast so breit wie die Radialia. Die Arme tragen Ärmchen und sind einfach oder gegabelt. Stiel rund, ohne Cirren.

Rhenocrinus ramosissimus W. E. Schmidt.

Taf. 4, Fig. 1 und Taf. 5, Fig. 1, 2.

1905, *Rhenocrinus ramosissimus*, W. E. Schmidt, S. 544.

Diese inzwischen von Jaekel unberechtigterweise mit neuem Namen belegte Art wurde von Schmidt fälschlich mit dem Autornamen Jaekels veröffentlicht. Selbst wenn dieser den Namen vorgeschlagen und in der Sammlung gebraucht hat, so hat doch Schmidt die Artbeschreibung gegeben, wie aus seiner angegebenen Arbeit klar hervorgeht, und deswegen ist er als der Autor zu betrachten.

Das mir vorliegende Material erweitert unsere Kenntnis über die Art wesentlich, und so gebe ich hier außer der bisher fehlenden Abbildung eine Neubeschreibung.

Artkennzeichen: Kelch spitz, Kelchplatten ohne Axialfalten und Verzierungen. Das Radianale bei kleinen Individuen schmaler, bei großen breiter als hoch. Brachianale fünfeckig. Analtubus sehr lang, im Alter breiter werdend. Die Arme sind einfach oder gabeln sich einmal in verschiedenem Abstand vom Kelch; sie sind lang und tragen abwechselnd auf den beiden Seiten an jedem zweiten bis vierten Glied einfache Ärmchen. Stiel sehr lang.

Beschreibung der Originale: Von etwa dreißig mir zu Gesicht gekommenen Exemplaren dieser Art lege ich in der Hauptsache vier der nachstehenden Beschreibung zugrunde und zwar das aus dem Hunsrückschiefer von Bundenbach stammende und im Berliner Museum für Naturkunde liegende Original Schmidts (Taf. 5, Fig. 2, Fig. 7, S. 68), das im allgemeinen schlecht erhalten ist, jedoch

die von JAEKEL und SCHMIDT falch gedeutete Analanordnung gut erkennen läßt, sodann drei Exemplare der Sammlung RAUFF in Berlin, die aus dem Hunsrückschiefer von Schneppenbach stammen und mit S. Rff. 2, S. Rff. 51_1 und S. Rff. 33 bezeichnet sind. Von diesen bilde ich die Hinterseite des Kelches von SCHMIDTS Original und die Exemplare S. Rff. 2 und S. Rff. 33 ab. S. Rff. 51 ist eine prachtvolle Platte mit fünf Exemplaren verschiedener Größe, die ich mit S. Rff. 51_1 bis 51_5 bezeichne. Den Holotyp für die Art bildet SCHMIDTS Original.

Der Kelch ist besonders bei den größeren Exemplaren flachgedrückt, so daß er weniger spitzkegelförmig erscheint, als er ursprünglich gewesen sein muß und als er sich auch an jüngeren Exemplaren findet. Die Kelchplatten sind glatt, ohne Axialfalten.

Die Maße der Kelche sind:

Exemplar	Durchmesser unten	Durchmesser oben	Höhe
S. Rff. 2	6,2 mm	15,7 mm	10,5 mm
S. Rff. 51_1	5,0 »	11,7 »	9,6 »

Infrabasalia 5, etwa so hoch wie breit, fünfeckig, mit folgenden Maßen:

Exemplar	größte Höhe	größte Breite
S. Rff. 2	3,4 mm (?)	3,5 mm (?)
S. Rff. 51_1	3,5 »	3,4 »

Basalia 5, höher als breit, 3 sechs- und 2 siebeneckig. Bei beiden Exemplaren wurden die hinteren Basalia gemessen.

Exemplar	größte Höhe	größte Breite
S. Rff. 2	4,5 mm	3,5 mm
S. Rff. 51_1	4,7 »	4,5 »

Radialia 5, etwa von gleicher Größe, bei Exemplar S. Rff. 2 jedoch das gemessene rechte hintere Radiale etwas kleiner.

Exemplar	größte Höhe	größte Breite
S. Rff. 2	1,9 mm	?
S. Rff. 51_1	2,4 »	3,3 mm

Die Kelchplatten von Exemplar S. Rff. 51_1 haben deswegen vielfach höhere Maße als die des im ganzen größeren Kelches von

Exemplar S. Rff. 2, weil bei dem ersteren die von den Rändern der Platten gebildeten Winkel teilweise spitzer sind als bei S. Rff. 2.

Die Analanordnung ist bei Schmidts Original und den Exemplaren S. Rff. 2 und 51_1 deutlich zu erkennen (Fig. 7, S. 68). Das Radianale, von sechs Platten umgeben, ist sechseckig und ruht, wie auch sonst, auf dem hinteren und rechten hinteren Basale, liegt jedoch fast in einer Höhe mit dem Radialkranz, indem es seitlich an das rechte hintere Radiale und auf der andern Seite an das Brachianale anstößt. Mit diesem gemeinschaftlich trägt es rt und mit dem rechten hinteren Radiale zusammen t', so daß es an der Unterstützung zweier Tubusplatten beteiligt ist, wie es denn auch bei den größeren Individuen durch seine erhebliche Breite eine große Stützfläche bietet, während es bei den kleinen, beispielsweise bei Schmidts Original, schmaler als hoch ist. Die Größenverhältnisse des Radianale sind folgende:

	größte Höhe	größte Breite
Schmidts Original	2,8 mm	2,2 mm
Exemplar S. Rff. 2	3,6 »	4,4 »
» S. Rff. 51_1	2,9 »	3,6 »

Danach scheint es, daß das Radianale, je älter das Tier wird, um so mehr an der Verbreiterung des Kelches im Analinterradius und an der Unterstützung des Analtubus teilnimmt.

Das Brachianale liegt in gleicher Höhe mit den Radialia und ruht auf dem oben abgestumpften hinteren Basale. Es ist fünfeckig und ebenfalls sehr breit. Seine Maße sind:

	größte Höhe	größte Breite
Schmidts Original	1,9 mm	2,5 mm
Exemplar S. Rff. 2	2,9 »	3,5 »
» S. Rff. 51_1	2,2 »	3,1 » (?)

Die starke Verbreiterung des Analinterradius durch Lage und Form der Analplatten ist ein auffälliges Kennzeichen der Art.

Über dem Radianale und dem Brachianale folgen zunächst drei, ebenfalls durch ihre Breite ausgezeichnete Tubusplatten, die von rechts nach links t', rt und mt entsprechen. t' liegt auf dem rechten hinteren Radiale und dem Radianale, rt auf diesem und

dem Brachianale und mt (bei SCHMIDTs Original!) auf dem Brachianale und dem linken hinteren Radiale; bei Exemplar S. Rff. 2 scheint diese Platte dagegen nur auf dem Brachianale zu liegen. Bei Exemplar S. Rff. 51_1 ist die gegenseitige Lage dieser Platten nicht zu erkennen.

Über den beiden rechten der drei proximalen Tubusplatten folgen bei Exemplar S. Rff. 2 noch zwei fast ebenso große, die bei SCHMIDTs Original und Exemplar S. Rff. 51_1 nicht erhalten sind; bei diesen Exemplaren sind die Verhältnisse im unteren Teil des Analtubus nicht klar zu erkennen, und nur das erstgenannte Stück ist so erhalten, daß man die Platten alle scharf gegeneinander abgrenzen kann. Über mt und den beiden damit in einer Höhe liegenden Tubusplatten, die über rt und t' liegen, folgen die aus kleinen sechseckigen Plättchen bestehenden Reihen des Analtubus, und zwar tragen von diesen drei Platten die beiden äußeren je zwei, die mittlere eine. Es sind also fünf Reihen im unteren Teile des Analschlauches zu sehen, weiter oben ist noch das Bruchstück einer sechsten Reihe erhalten. Auch bei allen andern Exemplaren, die ich gesehen habe und die den Analtubus zeigen, sind bei den stets flachgedrückten Afterröhren fünf Reihen sichtbar, so daß wahrscheinlich zehn Plättchenreihen den Analtubus zusammensetzen.

Die Täfelchen, welche die Reihen bilden, sind von wechselndem Aussehen. Bei den großen Exemplaren (S. Rff. 2 und 51_1) haben sie in der Mitte ein kleines, sechseckiges Schild, von dem nach jeder Seite zwei deutliche Axialfalten ausgehen. Bei den kleineren Exemplaren dagegen sieht man von den Tubusplättchen nicht mehr als das sechseckige Schild, das hier etwa dieselbe Größe hat wie bei den großen Individuen. Dadurch, daß die nach den Seiten sich hinziehenden Axialfalten fehlen, oder — wie ich es bei einigen kleinen Individuen beobachten konnte — sehr kurz sind, werden die Plättchen und damit auch der ganze Analtubus viel schmaler. Das beste der kleineren Individuen ist das Exemplar S. Rff. 33 (Tafel 4), welches die Crinoide von der rechten Seite zeigt. Der Analschlauch ist bei diesem Stück voll-

ständig und verjüngt sich nach oben ganz allmählich. In der Mitte entspricht seine Breite etwa der Kelchhöhe, während bei Exemplar S. Rff. 2 die Breite des Analtubus etwa der anderthalbfachen Kelchhöhe gleich ist. Da bei kleinen Individuen dieser Art (z. B. bei Schmidts Original) auch das Radianale verhältnismäßig viel schmaler ist als bei den großen, so scheint es, als ob mit dem Alter eine bedeutende Verbreiterung sowohl des Analinterradius als auch des Analtubus stattfindet.

Die Länge des Analtubus ist bei Exemplar S. Rff. 51_1 128 mm, das ist nicht ganz die fünfzehnfache Kelchhöhe, und bei dem kleineren Exemplar S. Rff. 33 87,5 mm, was der achtzehnfachen Kelchhöhe entspricht. Während also die Breite oder der Durchmesser des Analtubus in der Jugend verhältnismäßig geringer ist, ist die Länge verhältnismäßig größer als im Alter, d. h.: der Analtubus wächst zunächst stark in die Länge und erst später mehr in die Breite.

Die Arme haben glatte, rückenrunde Glieder, die im unteren Teil der Arme niedriger als breit, nach oben zu allmählich höher werden, jedoch sind sie selten wenig höher als breit. Bei Exemplar S. Rff. 2 sind die Arme, von denen nur die beiden hinteren zu sehen sind, nicht vollständig erhalten. Der rechte hintere Arm ist noch in einer Länge von 124 mm vorhanden, und dieser wird nicht viel länger gewesen sein. Bei 55 mm Länge, über dem 53. Armgliede, teilt sich der Arm in zwei annähernd gleiche Zweige. Der linke Hinterarm, der aus 57 Gliedern besteht, ist etwas stärker als der rechte und bis zu 67,5 mm Länge vorhanden; eine Gabelung ist hier nicht zu erkennen. Bei Schmidts Original gabelt sich der Vorderarm über dem 47. Gliede und der linke vordere Arm vielleicht über dem 17. (nach Schmidt etwa über dem 20.) Gliede. Bei Exemplar S. Rff. 33 gabelt sich der Vorderarm über dem 36. Armgliede. Von den fünf Exemplaren der Platte S. Rff. 51 erkennt man nur bei Exemplar 1 eine Gabelung des rechten Hinterarmes etwa über dem 53. Gliede. Sicher bleiben oft — ja vielleicht vorwiegend — Arme ungegabelt.

Die Arme geben in ziemlich gleichen Abständen Ärmchen

ab und zwar meistens auf einer Armseite von jedem 5. Armgliede, gelegentlich jedoch auch vom vierten, sechsten oder siebenten, so daß jedes zweite bis vierte Glied ein Ärmchen trägt. Die Arme erscheinen dadurch gleichmäßig gefiedert. Die Ärmchen sind ungegabelt und haben denselben Bau wie die Arme; bei Exemplar S. Rff. 2 wurde ihre Länge bis zu 24 mm gemessen.

Von der Ventralfurche und den Deckplättchen ist nirgends etwas zu sehen.

Der Stiel, der SCHMIDT unbekannt geblieben war, ist bei den mir vorliegenden Stücken zum Teil in beträchtlicher Länge erhalten. Exemplar S. Rff. 51_1 hat freilich nur noch einen Stumpf von 16 mm Länge, und etwas weiter unten liegt noch ein kurzes, abgebrochenes Stück, auch sind auf dem Original, tiefer als meine Abbildung reicht, noch einige dünnere Abdrücke von Stielenden, die dieser Art zugehören, vorhanden. Die Exemplare auf der Platte S. Rff. 51 dagegen zeigen sehr große Teile des Stiels, besonders Exemplar S. Rff. 51_2, dessen Stiel in einer Länge von 30 cm erhalten ist. Nichts läßt darauf schließen, daß er sich damit schon bald seinem Ende nähert. Der Kelch dieses Exemplars ist zwar wegen seiner Verdrückung nicht genau zu messen, jedoch wird er etwa 7 mm hoch gewesen sein, so daß der erhaltene Teil des Stiels die dreiundvierzigfache Kelchhöhe ausmacht.

Eifelocrinus WANNER[1]).

Kelch spitz; Infrabasalia 5, Basalia 5, Radialia 5. Radianale klein, viereckig, in gewöhnlicher Stellung schräg unter dem rechten hinteren Radiale liegend und keine Tubusplatte tragend. Kelchdecke mit deutlichen Oralia und Ambu-

[1]) Die beiden folgenden Arten hatte ich bei Abfassung dieser Abhandlung unter dem neuen Gattungsnamen *Brancacrinus* vereinigt. Infolge des Krieges hat sich der Druck des Textes und die Fertigstellung der Zeichnungen sehr verzögert, und Herr J. WANNER (1916, a und b) hat inzwischen dürftigere Reste der einen Art zuerst als *Ptilocrinus Dohmi*, dann als *Eifelocrinus Dohmi* beschrieben und abgebildet. Daher muß ich den Namen *Brancacrinus* und den einen Speziesnamen fallen lassen. Den Text der folgenden Beschreibung habe ich jedoch nicht mehr geändert.

lacralia oder aus unregelmäßigen Platten bestehend (?). Arme mit Ärmchen, die nach oben gerichtete Seitenärmchen tragen. Stiel rund oder fünfkantig.

Eifelocrinus Dohmi Wanner.

Taf. 3, Fig. 4a, b; 5, 6a, 6b, 7, 8.

Von dieser Art, die den Typus für die Gattung *Eifelocrinus* bildet, liegen mir 5 Exemplare vor, davon vier in Abdruck und Gegenabdruck, so daß sie zu den bestbekannten der von mir hier beschriebenen Formen gehört. Die Stücke entstammen den Unter-Koblenzschichten im Humerich bei Ober-Stadtfeld (Blatt Daun) und liegen in der Sammlung der Preußischen Geologischen Landesanstalt zu Berlin, bezeichnet mit Humerich 2, 2a, 5, 5a, 7, 7a, 8 und 8a. Auf dem Stück Humerich 8a liegt außer dem Gegendruck zu 8 ein anfänglich nicht sichtbares Exemplar, das ich herauspräpariert habe und von dem kein Gegendruck vorhanden ist; es zeigt in ausgezeichneter Weise den vollständigen Analtubus und die Arme.

Für die nachstehende Beschreibung nenne ich die Exemplare I, II, III, IV und V; die entsprechenden Bezeichnungen sind:

Exemplar I	entspricht	Humerich 2 und 2a
Exemplar II	»	Humerich 8 und 8a
Exemplar III	»	Humerich 7 und 7a
Exemplar IV	»	Humerich 5 und 5a
Exemplar V	»	Humerich 8a

Von diesen Exemplaren bilde ich II, die Hinterseite von III, IV und V, ab. Bei allen Stücken ist die Form, soweit überhaupt, in ausgezeichneter Weise erhalten; keins der Exemplare ist verdrückt, und alle Platten sind klar voneinander zu unterscheiden. Den Typus der Art bildet Exemplar II.

Der Kelch ist bei vieren der Exemplare erhalten (I bis IV); bei Exemplar V ist nur das vordere Radiale und Teile der vorderen Basalia sowie die Kelchdecke vorhanden. Die Kelchplatten sind nach außen gewölbt, wie aufgeblasen, und zwar bei den kleinen Individuen (I und II) weniger, bei den größeren (III und IV)

stärker. Nach den Ecken biegen die Platten schärfer nach innen, so daß hier kleine Grübchen entstehen.

Die kleineren Kelche, die, wie man annehmen muß, jüngeren Individuen angehören, verbreitern sich nach oben etwas weniger als die größeren. Die Maße der Kelche sind:

Exemplar	I	II	III	IV
Breite unten	3,3 mm	3,4 mm	4,1 mm	4,1 mm
Breite oben	6,6 »	7,2 »	10,5 »	10,5 »
Höhe	6,7 »	6,7 »	8,7 »	8,4 »

Einige Messungen mögen infolge leichter Verdrückungen vielleicht nicht ganz den ursprünglichen Maßen entsprechen.

Infrabasalia 5, fünfeckig.

	Größte Höhe	Größte Breite
Exemplar II	2,0 mm	2,5 mm
Exemplar IV	2,7 »	3,3 »

Basalia 5, wovon 3 sechseckig und 2 siebeneckig sind.

	Größte Höhe	Größte Breite
Exemplar II	3,4 mm	3,1 mm
Exemplar IV	4,3 »	3,6 »

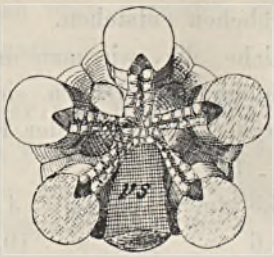
Radialia 5, von gleicher Größe.

	Höhe bis zur Gelenkfläche	Größte Breite	Breite der Gelenkfläche
Exemplar II	2,8 mm	3,5 mm	2,8 mm
Exemplar IV	3,4 »	4,4 »	3,4 »

Bei beiden gemessenen Platten stimmt die Höhe bis zur Gelenkfläche mit der Breite der Gelenkfläche überein. Von den Gelenkflächen selbst ist nichts zu sehen.

Die Kelchdecke ist besonders gut bei Exemplar IV und V zu beobachten (Figur 3, S. 44). Die vier großen gewölbten Oralplatten spitzen sich nach dem Munde hin zu. Die große Oralplatte im Analinterradius ist durch den großen Ventralsack verdrängt worden und fehlt daher. Zwischen ihnen liegen die Reihen der Deckplättchen, welche die von den Armen kommenden Ambulacralrinnen überdecken. Diese Deckplättchen sind hier etwas gröber als auf den Armen.

Figur 3.



Kelchdecke von *Eifelocrinus Dohmi* Wanner nach den Exemplaren IV und V. vs Ventralsack im Querschnitt, interradial 4 größere Oralplatten, radial unregelmäßig angeordnete Ambulacralia; ein Madreporit ist nicht erkennbar.

Analanordnung. Die Analseite ist bei allen Exemplaren mit Ausnahme von Exemplar V erhalten. Das Radianale ist rechteckig oder fast quadratisch und hat von oben links nach unten rechts und von oben rechts nach unten links folgende Maße:

Exemplar	I	II	III	IV
von o. l. nach u. r.	1,2 mm	1,2 mm	1,7 mm	1,2 mm
von o. r. nach u. l.	1,0 »	0,5 »	1,6 »	0,7 »

Das Brachianale hat ungefähr die Größe der Radialplatten, über die es etwas hinausragt, es ruht auf dem oben abgestutzten hinteren Basale und ist sechseckig. Oben ist es von zwei Kanten begrenzt, denen der Analtubus aufsitzt. Das Brachianale ist bei Exemplar II nicht vollständig erhalten und bei IV durch die hinteren Radiala seitlich wohl etwas verdeckt. Bei Exemplar I und III sind die Maße:

	Größte Höhe	Größte Breite
Exemplar I	2,4 mm	2,0 mm
Exemplar III	2,9 »	2,9 »

Hieraus ist zu erkennen, daß, entsprechend der bei älteren Individuen stärkeren Kelchverbreiterung im oberen Teil, das Brachianale mehr in die Breite als in die Höhe wächst.

Vom Analtubus sind fünf Längsreihen sichtbar, von denen zwei auf dem Brachianale ansetzen. Diese bestehen zu unterst aus sehr groben Platten, die besonders bei Exemplar IV gut zu

erkennen sind (vergl. Taf. 3. Fig. 6b), während die andern Reihen bis zur Kelchdecke herunter aus zarten Plättchen bestehen, in die auch die gröberen Platten der beiden hinteren Reihen nach oben allmählich übergehen. Die feinen Platten sind sechseckig und in alternierenden Reihen angeordnet. Nur bei Exemplar II und V ist der Analtubus in ganzer Länge erhalten, und zwar mißt er bei Exemplar II 23,5 mm, was der dreieinhalbfachen Kelchhöhe entspricht, und bei Exemplar V 38,5 mm, was viereinhalbfach die für dieses Exemplar geschätzte Kelchhöhe ist. Nach oben wird der Analtubus spitzer und das Ende bildet der After, wie besonders gut bei Exemplar 5 zu erkennen ist. Vier größere bucklige Platten liegen hier um eine fünfte, etwas kleinere, wie dies auf Tafel 3, Figur 8 vergrößert dargestellt worden ist.

Die Arme sind nur bei Exemplar II und V zum Teil in ganzer Länge erhalten, und zwar sind sie bei Exemplar II 33 mm und bei Exemplar V 67 mm lang. Bei dem ersten entspricht dies der fünffachen Kelchhöhe, bei Exemplar V ist der Kelch nicht erhalten und man kann seine Höhe nach der Größe des noch vorhandenen Radiale nur schätzen, wonach dann die Arme wahrscheinlich die achtfache Länge der Kelchhöhe haben. Die Arme nehmen also während des Wachstums erheblich schneller an Größe zu als der Kelch. Bei Exemplar II zählte ich an einem Arm 28 Armglieder, von denen die neun letzten bedeutend kleiner als die ersten sind. Ein Arm von Exemplar V hat 45 Armglieder, von denen ebenfalls die letzten kleiner sind. Durch fortgesetzte Ausbildung distaler Glieder geht also das Längenwachstum der Arme vor sich.

Der Durchmesser der Arme an ihrer Basis entspricht der Größe der Radiala und beträgt bei Exemplar II 2,8 mm und bei Exemplar V 3,4 mm. Die Armglieder sind fast durchweg breiter als hoch, und nur in den distalen Teilen der Arme werden sie etwas höher, so daß sie dort teilweise ebenso hoch wie breit werden. Alle Arme bleiben ungegabelt. Sie werden nach oben nur allmählich dünner und laufen schließlich ziemlich plötzlich

in eine Spitze aus, eben wegen der viel kleineren Endglieder. Die Ambulacralrinne ist von sehr zarten, runden Plättchen bedeckt, die sich an der Furche in zwei alternierenden Reihen entlang ziehen. Jedes zweite Armglied gibt, abwechselnd auf der einen und der andern Seite der Ventralfurche, ein Ärmchen ab. Diese Ärmchen sind bei Exemplar V bis zu 12 mm lang, haben unten einen Durchmesser bis zu 1 mm und laufen in eine feine Spitze aus. Ihre runden Glieder sind, wie die Arme, gekörnelt. Auf der Ventralseite geben die Ärmchen, soweit zu erkennen ist, drei Nebenärmchen ab, die bei Exemplar V bis 8 mm lang gemessen wurden.

Der Stiel ist besonders bei Exemplar II gut erhalten und zwar, wie es scheint, in seiner ganzen Länge, die 30,5 mm beträgt, was der viereinhalbfachen Kelchhöhe entspricht. Er ist fünfkantig und besteht aus abwechselnden größeren und kleineren Platten. Unten läuft er in eine Spitze aus. Der Durchmesser beträgt oben 2,0 mm, in der Mitte 1,5 mm; bei Exemplar IV hat der Stiel oben 3,1 mm Durchmesser.

Eifelocrinus bifurcatus n. sp.

Taf. 6, Fig. 1a, b und 2.

Von dieser Art liegen mir zwei Stücke aus der Schwerdschen Sammlung in Koblenz vor, die aus den Ober-Koblenzschichten des Dörrbachtals bei Koblenz stammen. Die auffällige und in dieser Weise bisher unbekannte Gabelung des Analtubus veranlaßten den Artnamen.

In der Schwerdschen Sammlung befinden sich auch unvollkommenere Reste, die aber z. T. zweifellos dieser Art angehören und die aus den Ober-Koblenzschichten der folgenden Fundpunkte stammen: Hohenrheiner Hütte (cf.), Ahler Hütte, Mühltal bei Rhens und Rhens (cf.).

Artkennzeichen:

Kelch kegelförmig, mit leicht nach außen gebogener Wandung. Kelchplatten glatt. Kelchdecke unbekannt. Analtubus zuunterst aus größeren, dann sehr feinen Plättchen bestehend, die im oberen Teil wieder größer werden und spitze Höcker

tragen. An seinem Ende gabelt sich der Analtubus, indem ein Teil der Längsreihen nach der einen, der andere nach der entgegengesetzten Seite, abbiegt. Arme sehr lang, viel länger als der Analtubus. Stiel sehr dünn.

Beschreibung der Originale:

Von den beiden vorliegenden Stücken bezeichne ich das größere mit Exemplar I, das kleinere mit II. Das typische Stück für die Art ist Exemplar I.

Der Kelch ist kegelförmig, jedoch etwas breiter als bei *Eifelocrinus Dohmi* und besteht aus glatten Tafeln.

	Durchmesser unten	Durchmesser oben	Höhe
Exemplar I . . .	2,7 mm	17,5 mm	11,9 mm
Exemplar II . . .	3,0 »	12,9 »	8,6 »

Infrabasalia 5, fünfeckig. Bei Exemplar II größte Höhe 2,6 mm, größte Breite 2,6 mm. Bei Exemplar I sind die Grenzen der beiden unteren Plattenringe nicht deutlich zu erkennen.

Basalia 5, soweit sie sichtbar sind, sechseckig. Größte Höhe bei Exemplar II 3,9 mm, größte Breite 3,9 mm.

Sowohl Infrabasalia als auch Basalia sind also bei diesem Exemplar ebenso breit wie hoch.

Radialia 5, von gleichmäßiger Größe.

	Höhe bis zur Gelenkfläche	Größte Breite	Breite der Gelenkfläche
Exemplar I . . .	3,8 mm	6,1 mm	5,7 mm
Exemplar II . .	3,5 »	5,2 »	4,6 »

Die Gelenkflächen sind also etwas schmaler als die Radialia. Von den Gelenkflächen selbst ist nichts zu sehen. Die Kelchdecke ist nicht zu beobachten.

Analanordnung. Die Analplatten sind nur bei Exemplar I erhalten und hier auch nur teilweise. Immerhin läßt sich erkennen, daß zwei Analplatten vorhanden sind, von denen das Radianale viereckig und sehr klein ist und von oben links nach unten rechts 1,7 mm und von oben rechts nach unten links 1,1 mm mißt. Das Brachianale ist 3,5 mm hoch, seine Breite ist nicht

festzustellen, da es nur teilweise erhalten ist. Es muß aber sechseckig gewesen sein, ebenso wie bei *Eifelocrinus Dohmi*. Darüber erhebt sich der Analtubus, der bei Exemplar I eine Länge von 61 mm hat, das ist gleich der 5,1-fachen Kelchhöhe, bei Exemplar II ist er 44 mm lag, was ebenfalls der 5,1-fachen Kelchhöhe entspricht. Das Brachianale trägt zwei (oder mehr?) Längsreihen des Analtubus, die zuunterst drei größere, wahrscheinlich sechseckige Platten haben, worauf dann sehr zarte sechseckige Plättchen folgen. Solche reichen auf der Vorderseite des Analtubus bis zur Kelchdecke hinunter, so daß hier keine großen Tafeln auftreten. Im ganzen sind acht solcher aus kleinen, sechseckigen und alternierend angeordneten Platten bestehenden Längsreihen zu sehen. Etwa in zweidrittel Höhe des Analtubus werden die Plättchen dieser Reihen allmählich wieder größer und bekommen Buckel und spitze Aufsätze. Die größten dieser Platten sind bei Exemplar I bis 2,8 mm hoch und bis 2,1 mm breit.

Ungemein merkwürdig und bei dieser Art besonders in die Augen springend ist der Umstand, daß der Analtubus sich am Ende gabelt und zwar in der Weise, daß die Längsreihen der dem Beschauer zugekehrten Seite des Ventralsackes nach rechts und die auf der Gegenseite nach links umbiegen. Die freien Enden laufen in eine Spitze aus und sind bei Exemplar I 7,6 mm lang; bei Exemplar II mißt das eine vollständig erhaltene Ende 5,8 mm. Eine Afteröffnung oder eine radiale Plattenanordnung, die eine solche andeuten würde, läßt sich nicht mit Sicherheit erkennen und man kann nur vermuten, daß der After an einem der beiden Enden des Analtubus gelegen hat. Daß auch das andere Ende eine Afteröffnung gehabt hätte, wird man kaum annehmen dürfen — möglich, daß hier eine Öffnung zur Wasseraufnahme bestand und eine Vermischung der Faeces mit dem aufzunehmenden Frischwasser durch die Gabelung des Analtubus vermieden werden sollte. Dies ist um so eher möglich, wenn man bedenkt, daß eine feste Regel für die Art und Weise der Wasserversorgung bei den Crinoiden nicht befolgt wird: einige haben einen Madreporiten in der Kelchdecke, andere Poren im

Analtubus (vergl. z. B. SCHMIDT 1914 und die dort angegebene hierauf bezügliche Literatur).

Die Arme sind bei Exemplar I nur bis 10 cm Länge erhalten (der so lang noch vorhandene Vorderarm ist in Fig. 2, Taf. 6 nicht sichtbar). Bei Exemplar II sind die Arme noch 155 mm lang, was der achtzehnfachen Kelchhöhe entspricht, aber auch hier dürften die Arme noch um ein beträchtliches Stück länger gewesen sein. Die Arme sind rund und an der Oberfläche gekörnelt. Die einzelnen Armglieder sind bis auf wenige Ausnahmen breiter als hoch und dies ist auch in den distalen Teilen der Arme der Fall.

Die Arme bleiben auf ihre ganze Länge ungeteilt. Nach oben werden sie allmählich dünner. Die Ventralfurche wird von feinen, rundlichen Plättchen, die von sehr gleichmäßiger Größe sind, in zwei alternierenden Längsreihen bedeckt. Dicht neben der Ventralfurche gibt zuerst das fünfte, sodann ein um das andere Armglied je ein Ärmchen ab und zwar abwechselnd auf der einen und auf der andern Seite der Ventralfurche, so daß also auf derselben Seite von jedem vierten Armglied ein Ärmchen ausgeht. Diese Ärmchen sind bei Exemplar II bis 12,2 mm lang, haben unten bis 1,6 mm Durchmesser und laufen nach oben hin fein aus. Sie bestehen aus runden Gliedern und haben wie die Arme eine gekörnte Oberfläche.

Jedes dieser Ärmchen gibt auf der Ventralseite — nach oben — drei feinere, gegliederte Nebenärmchen ab und zwar, wie es scheint, vom zweiten, vierten und sechsten Gliede. Diese Nebenärmchen sind, soweit zu erkennen, bei Exemplar I bis 18,5 mm, bei Exemplar II bis 8,7 mm lang, waren bei diesem aber sicher erheblich länger. Über die Form der Ventralfurche und darüber, ob der Axialkanal von ihr getrennt war, läßt sich nichts sagen.

Der Stiel ist nur bei Exemplar II als kurzer Stumpf von 2,3 mm Länge und 2,2 mm Durchmesser erhalten. Er ist rund und besteht aus niedrigen Gliedern von regelmäßig wechselndem Durchmesser. Ansätze von Cirren sind nicht zu erkennen.

4. Das geologische Alter und die Verbreitung der Botryocriniden und Lophocriniden Deutschlands.

Die Botryocriniden und Lophocriniden kommen, soweit unsere bisherigen Kenntnisse reichen, in Deutschland nur in der Rheingegend und im Harz vor, und zwar mit einziger Ausnahme von *Lophocrinus*, der carbonisches Alter hat, alle im Devon. Über die Verteilung der Arten auf die Schichten gibt die nachstehende Übersicht, in der die Namen der Lophocriniden gesperrt gedruckt sind, Auskunft:

Culm	*Lophocrinus minutus* F. A. Roemer sp.
Oberdevon (Nehdener Schiefer)	*Cosmocrinus Holzapfeli* Jaekel
Oberes Mitteldevon	*Rhadinocrinus Minae* W. E. Schmidt sp. *Schmidtocrinus Winterfeldi* W. E. Schmidt sp.
Ober-Koblenzschichten	*Rhadinocrinus rhenanus* Jaekel *Botryocrinus cyathiformis* n. sp. *Eifelocrinus bifurcatus* n. sp.
Unter-Koblenzschichten	*Botryocrinus procerus* n. sp. ? *Botryocrinus pachydactylus* Sandberger sp. *Botryocrinus Schultzei* n. sp. *Eifelocrinus Dohmi* Wanner
Hunsrückschiefer	*Rhenocrinus ramosissimus* W. E. Schmidt
Herdorfer Schichten	*Botryocrinus irregularis* n. sp.
Mildflaserhorizont der Siegener Schichten	*Botryocrinus patellaris* n. sp.

5. Übersicht und Besprechung der bisherigen Literatur.

Von der Literatur über den hier in Betracht gezogenen Formenkreis kommen als heute noch sehr wichtig zunächst die umfangreichen Arbeiten von Wachsmuth und Springer (besonders: 1879, 1887 und 1897) in Betracht. Nach Wachsmuths Tode hat Springer allein (1911a und b, sowie 1913) bemerkenswerte Arbeiten geschrieben, die für die hier behandelten Familien zu berücksichtigen sind.

Eine ausgezeichnete Grundlage für alle weiteren Forschungen über die Fistulaten bilden die gründlichen Arbeiten F. A. Bathers. In seinen »British fossil Crinoids« (1890/92), seiner Bearbeitung

der gotländischen Crinoiden (1893), sowie einer Reihe kleinerer Schriften (besonders: 1906) behandelt er gerade die wichtigsten Gattungen der Botryocriniden, und seine Arbeiten sind sowohl durch die Sorgfalt als auch durch die Klarheit der Darstellung von besonderem Wert.

Die bisher bekannten deutschen Gattungen, die den Botryocriniden beizurechnen sind, wurden sämtlich von O. Jaekel (1895, 1898 und bei W. E. Schmidt, 1905) bekannt gegeben. Jaekels Arbeiten sind sicher reich an anregenden Vermutungen, und anregend zu wirken ist wohl auch vor allem die Absicht der oft kurzen Arbeiten Jaekels; man darf es vielleicht verallgemeinern, wenn er an einer Stelle (1895, S. 7) sagt: »Ich würde derartige Erwägungen deshalb auch dann, wenn sie sich als irrtümlich herausstellen sollten, für gerechtfertigt halten, weil sie in der Paläontologie zu bisher wenig geübten Beobachtungen anregen«. Die von Jaekel so häufig mit »philosophischer Kühnheit« (»philosophic boldness«), wie Bather sagt, angestellten Erörterungen können aber nur selten die Unterlage für fruchtbare Weiterarbeit bilden.

Auch die neuste Arbeit Jaekels (1918), in der eine Systematik der Crinoiden versucht wird, bringt über die Stellung der Botryocriniden keine Klarheit. Der Wert der von ihm gegebenen Systematik wird dadurch sehr beeinträchtigt, ja illusorisch, daß er ohne zureichende Begründung die bekannten oder gar neue, flüchtig skizzierte Gattungen vollständig umordnet. Der hier behandelte Formenkreis wird weit auseinandergerissen. *Botryocrinus pachydactylus* wird unter dem unhaltbaren Namen *Nassoviocrinus* bei den *Dendrocrinidae*, *Mastigocrinus* und *Thenarocrinus* als *Mastigocrinidae* der Unterordnung *Dendrocrinites* untergebracht. Die Familie der *Botryocrinidae* nennt er *Barycrinites* und verleiht ihr den Rang einer Unterordnung, zu der die Familien *Botryocrinidae*, *Rhadinocrinidae*, *Barycrinidae* und *Belemnocrinidae* gerechnet werden. Jaekel beschränkt nun den Namen *Botryocrinus* auf die Arten mit gegabelten Endzweigen, so daß von den hier beschriebenen nur *B. irregularis, patellaris, pachy-*

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

dactylus und *Schultzei* zu *Botryocrinus* gehören würden. Für *B. ramosus* Bather (Fig. 1, S. 7) wird ein neuer Name *Bathericrinus* eingeführt, und zusammen mit *Rhadinocrinus* wird dieser zu der Familie der *Rhadinocrinidae* gerechnet. Die *Rhenocrinites* bilden eine neue Unterordnung, zu der die Familien der *Anomalocrinidae*, *Rhenocrinidae* und *Gothocrinidae* gezählt werden; in die zuletzt genannte Familie werden die Gattungen *Gothocrinus* und die pinnulierten Arten von *Botryocrinus* unter dem neuen Namen *Dictenocrinus* gestellt. Von den hier beschriebenen Formen würde also Jaekel *B. procerus* und *B. cyathiformis* zur Gattung *Dictenocrinus* rechnen. *Lophocrinus* dagegen, der, wie im folgenden wohl überzeugend dargetan ist, sehr nahe mit *Rhenocrinus* und *Eifelocrinus* zusammengehört, wird von Jaekel weit von diesen Gattungen getrennt und in einer anderen Unterordnung, bei den *Poteriocrinites* neben den Familien der *Vasocrinidae* und *Poteriocrinidae*, untergebracht. Schon diese kurze Kritik zeigt, daß auch in dem Jaekelschen System die verwandtschaftlichen Beziehungen der Botryocriniden nicht annähernd richtig zum Ausdruck kommen.

Die Gattung *Botryocrinus* wurde 1878 von N. P. Angelin auf einige Stücke aus dem gotländischen Silur gegründet. Schon Wachsmuth und Springer (1879) wiesen darauf hin, daß der kurz vorher von Angelin beschriebene *Sicyocrinus* sich nur durch die Art der Armgabelung von *Botryocrinus* unterscheide, und sie machten *Sicyocrinus* zu einer Untergattung des bekannteren *Botryocrinus*. Bather (1891) zog dann *Sicyocrinus* ganz ein und brachte die eine von dieser Gattung vorhandene Art bei *Botryocrinus* unter. Die beiden durch Angelin beschriebenen Arten dieser Gattung vereinigte er, so daß nunmehr zwei gotländische *Botryocrinus*-Arten aus dem Silur vorlagen. Diese vermehrte Bather (1891 und 1892) um vier neue Arten aus dem Obersilur Englands. Die von Bather berichtigte Gattungsdiagnose lautet: »Kelch schüsselförmig, mit Platten von mittlerer Dicke. Infrabasalia 5, Basalia 5, Radialia 5. Arme mit zwei Hauptzweigen, die Ärmchen oder Pinnulae tragen. Radianale klein, länglich oder rautenförmig, zwischen dem hinteren und dem rechten hinteren Basale

unten und dem Brachianale und dem rechten hinteren Radiale oben. Brachianale beinahe von derselben Form wie die Radialia. Analtubus einhalb bis zweidrittel so lang wie die Arme, zusammengesetzt aus ursprünglich sechseckigen Platten. Stiel rund oder undeutlich fünfeckig (subpentagonal), mit engem, fünfeckigem Axialkanal und gelegentlich undeutlichen, radialen Nähten.«

Schon 1891 (S. 410f.) wies Bather darauf hin, daß er zwischen *Botryocrinus*, *Vasocrinus* (gegründet 1857) und *Barycrinus* (gegründet 1868) keine wesentlichen Unterschiede finden könne, jedenfalls erschienen ihm die Unterschiede nicht größer als die zwischen den einzelnen *Botryocrinus*-Arten. Er konnte jedoch in Unkenntnis des amerikanischen Materials in dieser Frage keine Entscheidung treffen und empfahl sie daher der Aufmerksamkeit der amerikanischen Forscher — freilich ohne Erfolg. 1893 und 1906 wiederholte Bather seinen Hinweis auf die große Ähnlichkeit zwischen den drei Gattungen, die — falls sich Bathers Verdacht bestätigen sollte — zur Einziehung von *Botryocrinus* und *Barycrinus* und zur Vereinigung ihrer Arten mit *Vasocrinus* führen müßte. Wenn nun aber selbst Bather, dem das reiche Material des Britischen Museums zur Verfügung steht, sich darauf beschränkte, die »langbekannte Gattung *(Botryocrinus)* so vollständig wie möglich zu beschreiben« und es den Amerikanern überließ, damit die amerikanischen Gattungen zu vergleichen, um wieviel eher muß ich dann auf die Klarstellung der Beziehungen dieser Gattungen untereinander verzichten. Und ich muß dies um so mehr, als Springer in seiner neuesten Systematik (1913) diese scheinbar so eng verwandten Gattungen auseinanderreißt, indem er *Botryocrinus* einerseits und *Vasocrinus* und *Barycrinus* anderseits in zwei verschiedenen Familien der Fistulaten unterbringt.

Außer den gotländischen und englischen Arten von *Botryocrinus* wurden später noch eine australische Art aus dem Silur und vier amerikanische Arten, davon zwei aus dem Obersilur und zwei aus dem Mitteldevon, zu *Botryocrinus* gestellt, die Bather (1906), soweit es ihm möglich war, miteinander verglich und deren richtige Zuordnung er bestätigte.

So sind denn unter *Botryocrinus* Arten vereinigt, die recht verschieden aussehen; schon 1891 (S. 392) sagte Bather, als er erst fünf Arten kannte: »Die Arten weichen im allgemeinen im Aussehen stark voneinander ab«. Das steigerte sich durch die hinzukommenden Arten weiter.

Über die Entwicklung der Beurteilung des sich an *Botryocrinus* anschließenden Formenkreises ist Nachstehendes zu sagen: Wachsmuth und Springer teilten 1886 ihre XXI. Familie, die der *Cyathocrinidae* Römer, in drei Unterabteilungen: in die *Dendrocrinites*, die *Botryocrinites* und die *Cyathocrinites*. Eine Kennzeichnung der *Botryocrinites* gaben sie nicht; es wurden darunter aufgeführt: die neue Gattung *Atelestocrinus*, *Vasocrinus*, *Streptocrinus*, *Botryocrinus*, *Sicyocrinus* und *Barycrinus*. Von diesen hat nur *Atelestocrinus* drei Analplatten im Kelch, alle übrigen haben zwei.

F. A. Bather umgrenzte dann 1890 seine *Botryocrinites*. Indem er die große Familie der »*Decadocrinidae*«, genannt nach den zehn »Armen« (d. h.: Armzweigen), die alle Gattungen der Familie tragen, von *Botryocrinus* ausgehen ließ, führte er als erste Serie diejenige der *Botryocrinites* auf, »welche alle die umfaßt, in denen das Radianale rudimentär ist und Pinnulae in der Regel sich noch nicht aus Ärmchen entwickelt haben«. Bather zählte zu den *Botryocrinites*: *Botryocrinus*, *Sicyocrinus*, *Oncocrinus*, *Vasocrinus*, *Barycrinus* und *Atelestocrinus*, während er den von Wachsmuth und Springer mit einbezogenen *Streptocrinus* bei den *Cyathocrinidae* unter den *Cyathocrinites* unterbrachte.

Seine *Decadocrinidae* bestimmt Bather (1893) als: »*Inadunata Dicyclica;* die Arme gabeln sich in zwei Hauptzweige, von denen jeder Ärmchen oder Pinnulae hat; keine bis drei Analplatten im Kelch, der einen Tubus trägt, in der das Lumen der Quere nach plattgedrückt ist und dessen Platten Axialfalten haben. Die Kelchdecke ist aus zahlreichen kleinen, sehr selten unterscheidbaren Platten zusammengesetzt.«

Die *Botryocrinites* werden ebenda von Bather folgendermaßen gekennzeichnet: »Zwei Analplatten im Kelch, Radianale

klein, gewöhnlich viereckig, Brachianale fünfeckig, auf dem wagerecht abgestumpften hinteren Basale ruhend und oben ein bis drei Platten des Analtubus tragend. Ausnahmsweise fehlt das Radianale. Die Kelchplatten neigen zur Bildung von Axialfalten. Die Arme tragen gewöhnlich Ärmchen, manchmal Pinnulae«.

Bather rechnet hier zu den *Botryocrinites* den neuen *Gothocrinus*, sodann: *Botryocrinus*, *Barycrinus*, *Vasocrinus* und *Atelestocrinus*. Angelins *Sicyocrinus* geht in *Botryocrinus* auf und *Oncocrinus* wird nicht mehr angeführt.

1900 führt Bather in seiner Unterordnung der *Dendrocrinoidea* als zweite Familie die »*Botryocrinidae*« auf, welche er als *Dendrocrinoidea* kennzeichnet, deren Arme sich in zwei Hauptzweige mit Ärmchen oder Pinnulae gabeln. Radianale gewöhnlich klein und viereckig oder nicht vorhanden. »Diese Familie verbindet *Dendrocrinidae* und *Decadocrinidae* (denen Bather die *Botryocrinites* 1893 noch eingereiht hatte), und es ist schwer, sie so zu kennzeichnen, daß sie alle eng verwandten Formen umfaßt.« Als zugehörige Gattungen nennt Bather: *Botryocrinus, Gothocrinus*, *Mastigocrinus*, *Gastrocrinus*, *Rhadinocrinus*, *Cosmocrinus*, *Vasocrinus*, *Barycrinus*, *Goniocrinus*, *Atelestocrinus* und *Streptocrinus*.

Von diesen Gattungen gehört *Gastrocrinus* Jaekel nicht zu den Botryocriniden, da die Arme sich wiederholt gleichmäßig gabeln und keine Ärmchen oder Pinnulae tragen und der Stiel Cirren hat (vergl. Schmidt, 1914).

Während Bather bei seiner 1899 aufgestellten Systematik von der Basis ausging und die beiden Hauptgruppen der *Monocyclica* und der *Dicyclica* aufstellte, wobei die aus Formen beider bestehenden Fistulaten auseinanderfielen, behielt Springer (1913) die Fistulaten bei, unter denen er sechs Familien mit einzeiliger und fünf mit zweizeiliger Basis aufführt. Diese letzteren sind:

Dendrocrinidae Bather,
Crotalocrinidae Angelin (emend. Wachsm. u. Spr.),
Cyathocrinidae Römer (emend. Wachsm. u. Spr.),
Carabocrininae Springer,

Gasterocominae Springer,
Cyathocrininae Springer,
Botryocrinidae Bather,
Poteriocrinidae Römer (emend. Wachsm. u. Spr.),
Poteriocrininae Springer,
Graphiocrininae Bather,
Eucrininae Austin (emend. Springer).

Innerhalb dieser Familien und Unterfamilien hat Springer eine gänzliche Umordnung vorgenommen und insonderheit Bathers Botryocriniden fast vollständig auseinandergezogen, wie ich dies schon oben (S. 3) erwähnt habe. Von den elf 1900 von Bather als Botryocriniden zusammengefaßten Gattungen finden sich bei Springer nur noch vier, während *Maragnicrinus* Whitfield neu hinzugekommen ist. Diese vier Gattungen sind: *Botryocrinus*, *Rhadinocrinus*, *Gastrocrinus* und *Cosmocrinus*. Daß von diesen *Gastrocrinus* nicht hierhin gehört, wurde schon gesagt. Von den übrigen Bather schen Botryocriniden zählte Springer *Gothocrinus* zu den *Dendrocrinidae*, die übrigen zu den *Cyathocrinidae*, und zwar: *Vasocrinus*, *Barycrinus*, *Goniocrinus* (Springer schreibt: *Goniacrinus*) und *Atelestocrinus* zur Unterfamilie der *Carabocrininae* und *Mastigocrinus* und *Streptocrinus* zur Unterfamilie der *Cyathocrininae*.

Lophocrinus H. v. Meyer wurde von O. Jaekel (1895) neu beschrieben. Mit Recht betonte er, daß *Lophocrinus* sich nicht an jüngere Fistulaten, sondern an ältere anschließt, und schon Jaekel vermutete, »daß er wohl die Aufstellung einer Familie oder Unterfamilie innerhalb der Fistulata notwendig machen« würde. Dies tat dann Bather (1900), indem er die *Lophocrinidae* mit der einzigen Gattung *Lophocrinus* gründete, die er folgendermaßen kennzeichnete: »*Dendrocrinoidea* mit aus nur einem Hauptzweig bestehenden Armen, die von den abwechselnden Seiten jedes zweiten Armgliedes ausgehende Ärmchen tragen; ohne Radianale, aber das Brachianale zwei Platten eines zarten Analtubus auf seinen Schultern tragend«.

Springer (1913) dagegen übernahm diese zwar damals noch kleine, sich aber doch scharf unterscheidende Familie Bathers

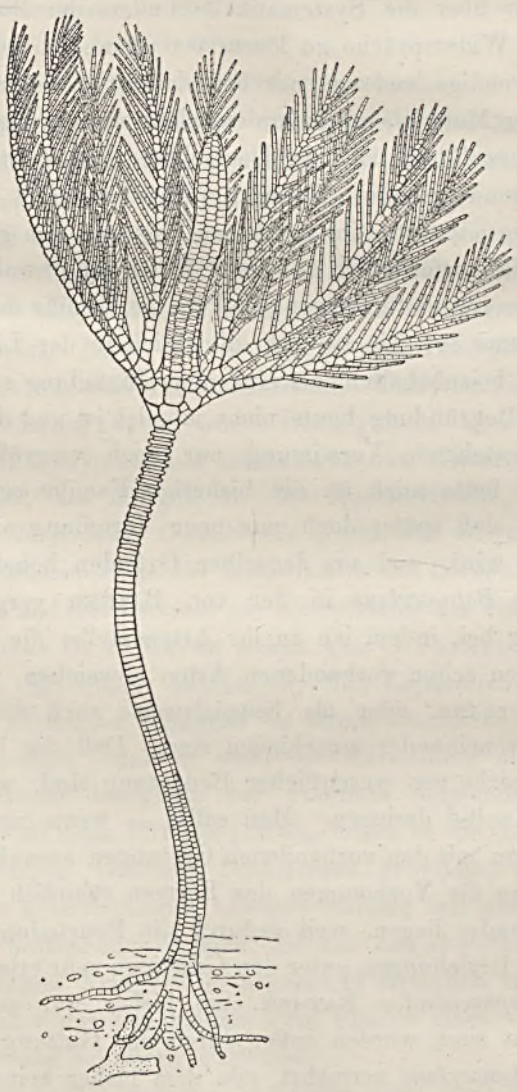
nicht, sondern brachte *Lophocrinus* bei den *Cyathocrinidae* zusammen mit *Cyathocrinus* und andern in der Unterfamilie der *Cyathocrininae* unter.

In der vorliegenden Arbeit ist es mir nicht möglich, die in der Literatur über die Systematik besonders der Botryocriniden bestehenden Widersprüche zu lösen, vor allem, da der zu diesem Zweck notwendige und von mir beabsichtigt gewesene Vergleich des deutschen Materials mit außerdeutschem zurzeit wegen des Krieges nicht auszuführen ist. In Deutschland selbst ist bei weitem nicht genügend fremdes Material vorhanden, und so wäre ein Studium zum mindesten im Britischen Museum, das grundsätzlich nichts ausleiht, erforderlich gewesen. Unter den obwaltenden Umständen habe ich es für besser gehalten, die Familie der Botryocriniden BATHERS so, wie sie sich allmählich in der Literatur entwickelt hat, beizubehalten, als eine neue Einteilung zu versuchen, deren gute Begründung heute nicht möglich ist und durch welche die schon bestehende Verwirrung nur noch vergrößert werden würde. Ich halte mich an die bisherige Familie selbst auf die Gefahr hin, daß später doch eine neue Verteilung nicht zu vermeiden sein wird, und aus denselben Gründen behalte ich auch die Gattung *Botryocrinus* in der von BATHER vorgeschlagenen Umgrenzung bei, indem ich zu ihr Arten stelle, die gewiß nicht mehr von den schon vorhandenen Arten abweichen, als diese es untereinander tun, oder als beispielsweise auch die Arten von *Barycrinus* voneinander verschieden sind. Daß die Unterschiede tatsächlich nicht von wesentlicher Bedeutung sind, werde ich im folgenden Kapitel darlegen. Man sollte — wenn irgend möglich — auch dann mit den vorhandenen Gattungen auszukommen versuchen, wenn die Vorkommen der Formen räumlich und zeitlich weit auseinander liegen, weil dadurch die Beurteilung verwandtschaftlicher Beziehungen unter den Crinoiden sehr erleichtert wird.

Die *Lophocrinidae* BATHER, die bisher nur aus Deutschland bekannt sind, werden außer durch die Gattung *Eifelocrinus* noch um *Rhenocrinus* vermehrt, von dem bisher keine Abbildung und eingehende Beschreibung vorlag und der von BATHER zu den Botryocriniden gestellt wurde.

6. Die äussere Form der behandelten Crinoiden und die systematische Bedeutung ihrer einzelnen Teile.

Figur 4.



Rekonstruktion von *Botryocrinus decadactylus* Bather, nach Bather (1900).

Figur 5.



Rekonstruktion von *Eifelocrinus Dohmi* Wanner in flottierendem und sitzendem Zustande.

Das allgemeine Aussehen der Botryocriniden wird am besten durch die Wiedergabe der Rekonstruktion von *Botryocrinus decadactylus* veranschaulicht, die Bather (1900) bekannt gegeben hat. Um den Vergleich der Lophocriniden mit den Botryocriniden zu erleichtern, ist in der Textfig. 5 eine neue Rekonstruktion von *Eifelocrinus Dohmi* gegeben worden. In dieser Figur ist auch gleichzeitig die Möglichkeit zeitweiliger passiver Beweglichkeit paläozoischer Crinoiden dargestellt worden.

Im einzelnen ist über die Skeletteile der Botryocriniden und Lophocriniden folgendes zu sagen:

Der **Kelch** enthält, neben dem Stiel, die primitivsten Elemente des Crinoidenskeletts, und sein Aufbau ist daher bei weiter fassenden systematischen Untersuchungen von ausschlaggebender Bedeutung, die besonders Bather (1899) bei seiner phylogenetischen Klassifikation mit Recht in den Vordergrund gestellt hat.

Bei dem hier behandelten engen Formenkreise ist der Kelch stets nach gleichem Plane aufgebaut, und nur in der Form und in der Analanordnung weichen die Arten und Gattungen voneinander ab. Die spitzere oder kugeligere Form des Kelches, auf die Jaekel (1895) bei der Klassifikation Wert legt, wird man vorläufig nur zu Artunterscheidungen verwerten können. Möglich, daß man bei fortschreitender Forschung zwischen der Form des Kelches einerseits und der Gestaltung der Arme und ihrer Bewegungsfähigkeit andererseits Beziehungen aufdeckt, die ein Ergebnis der Lebensweise sein können und dann vielleicht der äußeren Form des Kelches erhöhte systematische Bedeutung geben. (Vergl. hierzu weiter unten S. 75 ff.) Vorläufig umfaßt die Gattung *Botryocrinus* Arten mit sehr verschiedenen Kelchformen. Den breitesten hatte bisher *Botryocrinus quinquelobus* aus dem Obersilur Englands, dessen obere Kelchbreite 160% der Kelchhöhe beträgt. Den spitzesten Kelch hatte *Botryocrinus crassus* aus dem Mitteldevon, dessen Kelchweite 95% der Kelchhöhe ausmacht. Nun werden diese äußersten Werte für die Kelchweite nach beiden Seiten überschritten: *Botryocrinus patellaris* hat einen Kelch, der — allerdings ziemlich flach gedrückt — oben einen

Durchmesser hat, der 200% und mehr der Kelchhöhe beträgt, und auch *Botryocrinus irregularis*, ebenfalls verdrückt, hat einen ähnlich geformten Kelch. Trotz der Verdrückungen dürfte aber ursprünglich die Kelchweite auf jeden Fall mehr als den bisher größten Wert: 160% der Kelchhöhe ausgemacht haben. *Botryocrinus cyathiformis* dagegen hat einen Kelch, dessen Durchmesser oben nur gleich 90% der Kelchhöhe ist.

Nachdem schon große Schwankungen innerhalb der bisherigen Arten von *Botryocrinus* vorlagen, wird man die jetzt von mir dazu gestellten wegen der verhältnismäßig geringen Abweichungen nicht von der Gattung ausschließen dürfen.

Es wäre gewiß verfehlt, aus einem an Zahl so kleinen Material, wie das vorliegende, vorschnell verallgemeinernde Schlüsse zu ziehen — es ist jedoch darauf aufmerksam zu machen, daß die ältesten Arten die breitesten Kelche haben und die späteren immer spitzere bekommen. Es steht dies in Zusammenhang mit dem Verschwinden der Axialfalten, dem Erwerb gerader und »breiterer« Gelenkflächen (durch Verschmälerung der Radialia) und gleichmäßig gestellter Ärmchen oder Pinnulae. Das späte Stadium dieser Entwicklung wird besonders bei den Lophocriniden deutlich, die alle verhältnismäßig spitze Kelche mit glatten Tafeln und gleichmäßig gefiederte Arme haben. Es wird nötig sein, bei Besprechung der Arme hierauf nochmals zurückzukommen.

Ungemein auffallend ist die bei manchen Arten auftretende Axialfaltung der Kelchplatten, die eine besondere Besprechung erfordern. Die Axialfalten verlaufen im allgemeinen strahlig auf den einzelnen Platten, indem sie sich von den Mitten nach den Plattenseiten hinziehen und hier auf die Falten der anstoßenden Platten treffen, wie dies bei den ersten der hier beschriebenen Arten von *Botryocrinus* zu sehen ist. Diese wie Leisten aussehenden Falten sind nun keineswegs dem Kelch aufgesetzt, sondern bestehen in einer Faltung der kalkigen Kelchplatten, was man zwar an dem hier vorliegenden Material nicht nachweisen kann, weil es nur die Hohl-

drucke der Crinoiden gibt und die Kelchplatten selbst nicht mehr vorhanden sind, was jedoch an anderm Material schon häufig festgestellt wurde. Durch die Untersuchungen besonders der beiden Carpenter (Vater und Sohn) in den achtziger Jahren des vorigen Jahrhunderts ist bekannt geworden, daß, wie dies aus Textfig. 6 ersichtlich ist, diesen Falten entsprechend Nervenstränge verlaufen, die in Verbindung mit den Axialkanälen der Arme, des Stiels und ihrer Anhänge das Bewegungs-Nervensystem der Crinoiden ausmachen. »Ursprünglich liegen die Stränge auf der inneren Oberfläche des Kelches, dann werden sie durch Stereomrippen begrenzt und schließlich in die Kelchwandung einge-

Figur 6.



Verlauf der axialen Nervenstränge bei einer dicyclischen Crinoide nach Bather (1899).

schlossen« (Bather, 1900, S. 105. Stereom ist ein hartes, kalkiges Gewebe, das beim Aufbau des Skeletts verwandt wird). Die Annahme, daß in den Falten Nerven lagen, scheint mir nach den Untersuchungen der beiden Carpenter durchaus wahrscheinlich, und ich habe daher auch die Übersetzung der englischen Bezeichnung für diese Falten übernommen, während Jaekel (1895) sie auf Grund einer durchaus abweichenden Auffassung als »Spannleisten« bezeichnete. Jaekel unterscheidet als für diese Verhältnisse von entscheidender Bedeutung drei sich aus dem Kalkgehalt des Wassers ergebende verschiedene Lebensbedingungen für die Crinoiden, deren Folgen maßgebend für den Kelchbau sein sollen:

1. Wenn zu wenig Kalk im Wasser vorhanden ist, so wird am Kelchgerüst gespart, es bilden sich stützende Leisten, die JAEKEL als »Spannleisten« bezeichnet. »Die Skulptur erscheint in diesem Fall ihrer Entstehung nach als eine negative.«

2. »Ist Kalk in ausreichendem Maße vorhanden, so tritt ein Sättigungsprozeß ein, d. h. die Kelchplatten verdicken sich gleichmäßig je nach der Summe der Spannung, die ihnen namentlich von den Armen aus zugemutet wird«.

3. »Ist Kalk im Überschuß vorhanden, so bilden sich gern Excrescenzen auf der Außenfläche der Platten. Die dadurch entstehende Ornamentik steht in keinem Zwangsverhältnis zu den im Organismus vorhandenen Spannungen und wird daher gewöhnlich auch unregelmäßig angelegt«.

(Die Sperrungen in den zitierten Stellen sind von mir.)

Für diese Vermutungen JAEKELS scheint mir jeder Beweis zu fehlen; es gibt aber auch nichts, was sie nur wahrscheinlich machen könnte. Wenn die Crinoiden überhaupt den chemisch im Wasser enthaltenen Kalk für den Bau ihres Skeletts verwenden, was ich als richtig unterstellen will, so werden sie auch aus Wasser mit geringem Kalkgehalt für sich genügende Mengen zu entnehmen vermögen. Sollten aber die Crinoiden nicht auch die Kalkskelette ihrer »aus Diatomeen, Infusorien, mikroskopischen Crustaceen, Larven usw.« bestehenden Nahrung für ihr Skelett verwenden können? Die Wahrscheinlichkeit ist doch gewiß sehr groß.

Ebensowenig, wie man folgern darf, daß Fische mit knorpeligem Skelett (Selachier, Rochen) in kalkarmen, solche mit festem Knochengerüst dagegen in kalkreichem Wasser gelebt haben, daß es gewissen, mit dem Gewicht ihrer Knochen so sehr geizenden Dinosaurien oder gar den Vögeln mit ihren Luftknochen an Kalk gefehlt habe, ebenso wenig ist JAEKELS Auffassung berechtigt. Am besten aber wird seine Meinung dadurch widerlegt, daß bei einander, in ein und derselben Schicht, und in faciell gleichen Schichten, wo man nur einen der JAEKELschen Typen erwarten sollte,

vielfach alle drei zusammen findet: den Spartyp mit »Spannleisten«, den glatten Typ, der nach Jaekel eben genug Kalk zur Verfügung gehabt haben soll, und den verzierten Typ, der angeblich Kalk vergeuden konnte. Mehr aber noch als das: nicht nur kommen die drei Jaekelschen Typen in derselben Fauna vor, sondern die Kennzeichen der beiden extremen Typen finden sich auch an ein und demselben Individuum vereinigt! (Vergl. z. B. die Tafeln in den Arbeiten von L. Schultze, 1866, besonders Tafel V, VI und VII. Beachte auch die vielen Kelche mit glatten Platten in dieser Fauna. Bather, 1893, beschreibt und bildet meist glatte Kelche ab, aber auch solche mit »Excrescenzen« und mit »Spannleisten«; vor allem Tafel IX und X. Wachsmuth und Springer, 1897, hier besonders die Formen, die »Excrescenzen« und »Spannleisten« an einem Stück vereinigt zeigen, z. B.: Taf. LV, Fig. 1a, Taf. LIX, Fig. 5, Taf. LX, Fig. 1a).

Damit fallen natürlich die von Jaekel aufgestellten Typen in sich zusammen.

Gewiß versteifen die Axialfalten die Kelchplatten, aber dies geschieht ebenso durch beliebige Ausbuckelung der Platten, die dann als Excrescenzen erscheinen. Wenn nun diese Versteifung der Kelchplatten nicht nur — wie es tatsächlich der Fall ist — die Wirkung, sondern auch der Zweck der Faltungen und Ausbuckelungen sein sollte, so würde es meines Erachtens näher liegen, anzunehmen, daß dadurch ein gewisses, der Lebensweise der Crinoiden angepaßtes Gewicht des Skeletts nicht überschritten werden soll, als mit Jaekel Kalkmangel oder Kalküberfluß dafür verantwortlich zu machen. Der Umstand, daß axiale Faltung nicht nur bei sehr dünnen Kelchen auftritt (z. B. bei *Poteriocrinus macropleurus*, vergl. Springer, 1911, S. 202 f.), sondern vorwiegend bei sehr dicken (z. B. bei dem hier beschriebenen *B. patellaris*), die auch ohne die Falten fest genug wären, legt die Vermutung nahe, daß die Falten keine Verfestigung der Kelche bezweckten. Hiermit stimmt überein, daß so viele gleichzeitig mit jenen vorkommende Formen glatte

Kelchtafeln haben, ohne daß diese besonders dick wären. Wenn wir daher — in Übereinstimmung mit den englischen und amerikanischen Forschern — in den Axialfalten nichts weiter als eine besonders scharf ausgeprägte Form von Nervenfurchen sehen können, so folgt daraus, daß wir ihre systematische Bedeutung nicht zu hoch veranschlagen dürfen. Man wird daher die Axialfalten nicht für die Abtrennung von Gattungen heranziehen dürfen (cf. *Cosmocrinus*), sondern ihnen nur spezifische Bedeutung beimessen können. Von diesem Gesichtspunkte aus wurden die von mir zu *Botryocrinus* gezogenen Formen dieser Gattung beigezählt, ebenso wie auch Bather (1906) unter den von ihm aufgeführten *Botryocrinus*-Arten solche mit Axialfaltung hat, wie beispielsweise den amerikanischen *Botryocrinus Polyxo* aus dem Obersilur.

Die **Analanordnung.** Von den Analplatten hat man sich im Laufe der Jahre wenigstens über die Bedeutung des Radianale dahin geeinigt, daß es nach der zuerst von P. H. Carpenter ausgesprochenen Ansicht ursprünglich der untere Teil des rechten hinteren Radiales ist. In glänzender Weise hat F. A. Bather (1890/92, I) diese Ansicht im einzelnen begründet und verteidigt. Überzeugend legte er weiter dar, daß die gewöhnlich mit »x« bezeichnete Analplatte einem Armgliede entspricht, und folgerichtig nannte er daher diese Platte »Brachianale«, ließ aber diese Bezeichnung später (1892, S. 64), ohne daß sich seine Ansicht darüber geändert hätte, wieder fallen: »that term, however, lays too much stress on an inference that has not met with general acceptance«. Nach der nochmaligen und erweiterten Begründung seiner Auffassung (1898/99, V, S. 40ff.) wird man jedoch an der Richtigkeit der Batherschen Ansicht nicht mehr zweifeln dürfen und ich habe daher Bathers Bezeichnung »Brachianale« wieder aufgenommen.

Darüber, welche außer diesen beiden noch als Analplatten zu bezeichnen sind, gehen die Meinungen auseinander. Grundsätzliche Bedeutung kann diese Frage jedoch nicht haben, und es ist nur festzustellen, welche Bezeichnungsweise zur gegenseitigen

Verständigung die sicherste ist. Wachsmuth und Springer nennen alle diejenigen der Platten Analplatten, die an der Kelchwandung teilnehmen, die andern sind Tubusplatten. Als obere Begrenzung der Kelchwandung wird man nur den Oberrand der Radialia annehmen können. Sicher hat aber Bather damit Recht, wenn er sagt, daß dann die Analplatten sich häufig in nichts von den untersten Tubusplatten unterscheiden, und zweifellos ist der so gemachte Unterschied willkürlich. »The distinction betweeen »anals« and »tube-plates« rests on no morphological foundation, and the terms, through convenient for general descriptive purposes, are out of place in an argument as to homologies«. Aber auch die Verwendung dieser Bezeichnungen bei Beschreibungen erscheint mir unnötig, ja verwirrend. So hat z. B. *Botryocrinus* zwei Analplatten im Kelch; gelegentlich aber stützen sich die seitlichen Tubusplatten auch auf die hinteren Radialia und ragen dann zwischen diesen und dem Brachianale in die Kelchwandung hinunter. Soll man sie nun mit zu den Analplatten zählen? Es handelt sich hier doch nur um Zufälligkeiten, die von Art zu Art, ja von Individuum zu Individuum (vergl. *Rhenocrinus*) wechseln können. Ich halte es für zweckdienlicher, die Analanordnung so zu bestimmen, daß man angibt, ob das Radianale die Infrabasalia berührt oder nicht (wie dies Springer in neueren Arbeiten schon tut) und außerdem, ob das Radianale keine, eine oder zwei Tubusplatten trägt.

Von den hier beschriebenen Arten haben die zu *Botryocrinus* gehörigen ein Radianale und ein Brachianale. Das Radianale berührt die Infrabasalia nicht und trägt keine Tubusplatten. Bei *Rhadinocrinus* dagegen trägt das Radianale eine Tubusplatte, rt, die in den Kelch hinabgesunken ist. Von *Schmidtocrinus* und *Cosmocrinus* (nämlich der einzigen deutschen Art: *Holzapfeli*) ist die Analanordnung unbekannt.

Von den Lophocriniden hat *Lophocrinus* kein Radianale. »*Lophocrinus* dürfte sich in dieser Hinsicht an ältere Fistulaten anschließen und ebenso wie einige jüngere Poteriocriniden ein etwa vorhandenes Subanale rückgebildet haben.« Diese Ansicht

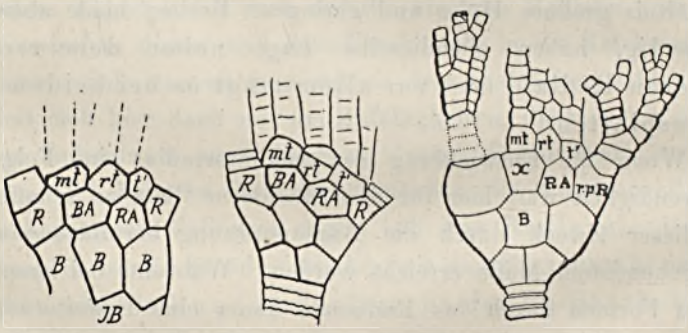
Jaekels (1895) wird durch die Auffindung des älteren *Eifelocrinus*, der noch ein kleines Radianale hat, durchaus bestätigt. Das Radianale trägt bei *Eifelocrinus* keine Tubusplatte, so daß seine Analanordnung mit der von *Botryocrinus* übereinstimmt.

Eine sehr bemerkenswerte Analanordnung hat *Rhenocrinus ramosissimus*. Bei dem prachtvollen Material, das mir von dieser Art, besonders aus der Sammlung Rauff vorlag, war eine sichere Deutung der Analgegend leicht möglich, was deswegen wünschenswert war, weil sie von Schmidt oder Jaekel bisher unrichtig gedeutet wurde; in seiner Gattungsdiagnose sagte Jaekel (bei W. E. Schmidt, 1905, S. 544): »3 Analia, das Subanale schräg unter R^5 interponiert.« Bei dem Exemplar, das Jaekel vorlag (»Schmidts Original«), unterscheidet sich das Radianale von dem des viel größeren und älteren S. Rff. 2 lediglich durch eine im Verhältnis größere Höhe und geringere Breite; beide aber sind sechseckig, haben ebendieselbe Lage neben dem rechten hinteren Radiale und vor allem trägt es bei beiden zwei Tubusplatten.

Wenn die Entwicklung des Analinterradius eine Folge der Notwendigkeit war, hier für den Mastdarm Platz zu schaffen, so ist dieser Zweck durch die Analanordnung bei *Rhenocrinus* in weitgehendstem Maße erreicht worden. Während bei ursprünglichen Formen durch das Radianale kaum eine Erweiterung des Kelches bewirkt wird und diese in der Hauptsache dem Brachianale überlassen bleibt, hilft das Radianale hieran bei seiner Schrägstellung schon erheblicher mit. Seine Bedeutung wächst weiter, wenn es, wie in *Scaphiocrinus*, im Vergleich mit dem rechten hinteren Radiale emporsteigt und dadurch nicht nur die Kelchwandung bedeutend dehnt, sondern auch den Analtubus mit tragen hilft, indem sich die rechte proximale Tubusplatte, rt, auf das Radianale stützen kann. Bei *Rhenocrinus* nun sehen wir, daß das Radianale in dieselbe Höhe mit dem Brachianale und den Radialia rückt und dabei außer rt auch noch t' unterstützt, so daß es auf diese Weise ebenso große Bedeutung als Tubusträger bekommt wie das Brachianale. Diese Analanordnung erscheint somit als

die vollkommenste dieser Entwicklungsrichtung. Ähnliches ist mir nur von einigen *Parisocrinus*-Arten bekannt geworden. Die von Bather (1898/99, V, S. 35; vergl. auch Springer, 1911, Taf. IV, Fig. 18) gegebene Figur nach einer ihm von Wachsmuth geliehenen Manuskript-Zeichnung setze ich hier zum Vergleich neben eine Skizze des damit sehr übereinstimmenden Exemplars S. Rff. 2 von *Rhenocrinus ramosissimus*. Von der Analanordnung bei diesem Exemplar unterscheidet sich die bei Schmidts Original außer durch die andern Maßverhältnisse beim Radianale nur noch dadurch, daß bei ihm die Oberkante des Brachianale viel tiefer liegt als der des links anstoßenden Radiale, während die oberen Ränder dieser beiden Platten bei Exemplar S. Rff. 2 in einer Höhe liegen.

Figur 7.



Links: Analanordnung von *Rhenocrinus ramosissimus* W. E. Schmidt bei Schmidts Original (vergl. S. 36 ff.).
In der Mitte: Analanordnung von *Rhenocrinus ramosissimus* W. E. Schmidt bei Exemplar S. Rff. 2.
Rechts: Analanordnung bei *Parisocrinus* nach Bather (1899).

Diejenigen Formen, die sich dadurch unterscheiden, daß das Radianale keine, eine oder zwei Tubusplatten trägt, halte ich für so verschieden, daß sie generisch getrennt werden müssen. Während man hierzu auch allgemein diese Unterschiede benutzt, wenn es sich darum handelt, ob das Radianale keine oder eine Tubusplatte trägt, faßt man unter *Parisocrinus* Arten zusammen, von denen einige eine,

andere zwei Tubusplatten über dem Radianale haben. Dies geht nach meiner Ansicht nicht an, und die sich so unterscheidenden Arten müssen in verschiedenen Gattungen untergebracht werden.

Darüber hinaus wird die Analanordnung im Kelch kaum je Bedeutung haben und vor allem wird man allein ihretwegen nicht zwei Formen in verschiedene Familien oder Unterfamilien stellen dürfen, wie dies früher oft geschah. So hatte beispielsweise Jaekel Bedenken, *Rhadinocrinus* mit Botryocriniden zusammen zu bringen: hauptsächlich, weil bei ihm das Radianale eine Tubusplatte trägt.

Die Analanordnung, die zu den beweglichsten und schwankendsten Teilen des Fistulaten-Skeletts gehört, ist zur Abtrennung von Arten und Gattungen, aber nicht von Familien oder Unterfamilien zu gebrauchen.

Der **Analtubus** ist nur bei wenigen der hier beschriebenen Botryocriniden gut erhalten. Sehr vollständig ist er bei *Botryocrinus cyathiformis* vorhanden, bei dem er aus zarten Plättchen besteht, die nach oben allmählich größer werden. Am Ende, wo auch der After gelegen haben dürfte, sieht man zipfelförmige Fortsätze, wie sie auch bei andern Fistulaten häufiger beobachtet worden sind (z. B. *Scaphiocrinus*, *Cyathocrinus*, *Aulocrinus;* vergl. Wachsmuth und Springer, 1897, Taf. VII). Bei *Botryocrinus irregularis* ist leider nichts vom Analtubus erhalten. Bei *Botryocrinus pachydactylus* wird er nach oben hin vermutlich aus weniger groben Platten, als es die erhaltenen sind, bestanden haben, ähnlich wie eine solche Kräftigung des Analtubus in seinem unteren Teile an andern Formen (z. B. *Eifelocrinus*) zu beobachten ist. Eine besondere Stütze bedurfte wohl der weite Analsack von *Botryocrinus Schultzei*, die ihm durch mehrere, sich gelegentlich gabelnde Kielrippen gegeben wird. In besonders wirksamer Weise mußte der leider nur zum kleinen Teile erhaltene Analtubus von *Botryocrinus patellaris* durch die armähnlichen Spreizen verfestigt werden. Diese würde man zweifellos, zusammenhangslos gefun-

den, für Armglieder halten, von deren Rückenansicht sie sich durch nichts unterscheiden. Sie sprechen dadurch für die oben angeführte Ansicht Bathers, daß das Brachianale und die folgenden Platten des Analtubus Armgliedern und deren Anhängseln entsprechen. Auch einige andere Fistulaten, wie z. B. *Herpetocrinus*, zeigen im Analtubus solche, Armgliedern auffallend ähnliche Platten, meistens aber ist dies bisher an vordevonischen Formen beobachtet worden.

Weit besser als bei den bearbeiteten *Botryocriniden* sind die Analtuben bei den *Lophocriniden*: *Rhenocrinus ramosissimus* und den beiden Arten von *Eifelocrinus* erhalten. Bei *Rhenocrinus* besteht er wahrscheinlich aus zehn Reihen sechseckiger Täfelchen, die bei größeren Individuen scharfe Axialfalten zeigen. Der After ist auch bei den vollständigsten Exemplaren nicht mit Sicherheit zu erkennen, jedoch liegt er wahrscheinlich am Ende des Tubus. Bei *Eifelocrinus Dohmi* hat der Analtubus zuunterst einige starke Platten, die ihm hier einen guten Halt geben. Es folgen dann die feinen, sechseckigen Tubusplatten, die nach oben an Höhe zunehmen. Bei *Eifelocrinus Dohmi* trägt der Analtubus am Ende den After, wie dies bei Exemplar V (Fig. 8, Taf. 3) sehr gut zu erkennen ist.

Ein solcher Analtubus wie der von *Eifelocrinus bifurcatus* mit seiner bemerkenswerten Gabelung ist bisher nie beobachtet worden. Wohl machten Wachsmuth und Springer (1897, Taf. VII) die Gattung *Aulocrinus* bekannt, deren Analtubus sich »gabelt«, jedoch ist diese sogenannte Gabelung eine ganz andere als die von *Eifelocrinus bifurcatus*. Bei jenem hat nämlich der sich gleichmäßig fortsetzende Analtubus etwa in dreiviertel Höhe einen dünnen Ansatz, eine Tülle, an deren Ende der After liegt, während bei unserer Form eine wirkliche Gabelung in zwei gleichmäßige Äste durch Umbiegen der Längsreihen des Analtubus stattfindet. Meine Vermutungen über den etwaigen Zweck dieser Gabelung habe ich schon bei der Beschreibung der Art ausgesprochen.

So merkwürdig diese Gabelung auch ist, so habe ich sie

doch nicht für ausreichend gefunden, um allein auf sie hin die Form als besondere Gattung abzutrennen. Denn die Unterschiede der Analtuben innerhalb der einzelnen Gattungen, beispielsweise *Botryocrinus*, sind recht erheblich und vielleicht nicht geringer als der durch die Gabelung geschaffene. Wie bei der Analanordnung im Kelch, so halte ich geringe Schwankungen an einem keineswegs primitiven Teile des Crinoidenskeletts, wie es der Analtubus ist, für nicht von erheblicher Bedeutung. Nur die Anordnung der Tubusplatten in Längsreihen scheint ein gutes Kennzeichen zu sein, das entschieden zur generischen Abtrennung von solchen Formen berechtigt, deren Analtubus keine Längsreihen aufweist. Weder die von mir beobachtete Gabelung jedoch, noch die von *Aulocrinus* beschriebene Aftertülle reicht nach meiner Auffassung aus, um besondere Gattungen für diese Formen zu schaffen, und wenn es richtig ist, daß — wie ich vermute (vergl. SPRINGER, 1911, S. 148) — sich *Aulocrinus* von *Decadocrinus* nur durch diesen Fortsatz unterscheidet, so dürfte die Gattung nicht aufrecht zu erhalten sein.

Von den Besonderheiten des Analtubus hat also nur die Anordnung der Tubusplatten in Längsreihen generische Bedeutung, im übrigen wird man sie zur Abtrennung von Arten verwerten dürfen.

Die **Arme** der behandelten beiden Familien sind es in erster Linie, die durch ihre verschiedene Ausbildung die bezeichnenden Merkmale der *Botryocrinidae* und der *Lophocrinidae* ausmachen: die der ersten sind gegabelt, die der letzten bleiben meistens ungegabelt, und nur gelegentlich, ohne irgend welche Regelmäßigkeit, treten Gabelungen auf. In beiden Familien tragen die Arme Ärmchen oder Pinnulae.

Der Art der Armgabelung hat man im Laufe der Zeit verschiedene systematische Bedeutung beigemessen. Besonders früher hat man sie nicht allzu hoch veranschlagt. Für *Botryocrinus* wurde im allgemeinen eine einmalige, gleichmäßige Armgabelung über dem dritten bis sechsten Primibrachiale angegeben. Bei *Botryocrinus pinnulatus* beobachtete BATHER (1890/92, V) eine

mehrmalige, annähernd gleichmäßige Gabelung einzelner Arme, die er bei dem damals weit weniger umfangreichen Material für Abnormalitäten und nicht als von »spezifischem Werte« hielt: »Da in keinem dieser Fälle die Hauptkennzeichen der Art zerstört sind, so halte ich mich für berechtigt, zu glauben, daß das vorliegende Stück bezüglich der sekundären Armverzweigungen nur abnormal ist und daß seine andern Merkmale die einer Art sind.« Dem wird man nach dem heute bekannten Material nicht beistimmen können, weil wohl kaum eine zufällige Unregelmäßigkeit vorlag; die wiederholten, wenn auch nur gelegentlich und nicht an allen Armen gleichmäßig auftretenden Gabelungen erscheinen vielmehr als der Ausdruck einer bestimmten Entwicklungsrichtung. Auf die Äußerung meiner Bedenken war Herr Bather so liebenswürdig, mir über diesen Punkt folgendes (am 14. März 1913) mitzuteilen: »Zur Zeit, als ich dies schrieb, schien ein viel größerer Unterschied zwischen den *Dendrocrinidae* und den *Decadocrinidae* in bezug auf die Armgabelung zu bestehen, als es jetzt infolge unseres größeren Wissens zu sein scheint.« (Übersetzung)

Außer bei dem genannten *Botryocrinus pinnulatus* und deutschen Zwischenformen (*Botryocrinus irregularis*, *Botryocrinus Schultzei* und *Rhenocrinus ramosissimus*) ist vor allem von der amerikanischen Gattung *Barycrinus* ein unregelmäßiger Armbau bekannt geworden. Um über diese sichere Nachricht zu bekommen, bat ich Herrn Springer um Auskunft, der mir freundlicherweise unter dem 27. April 1913 die nachstehende ausführliche (übersetzte) Auskunft gab: »Den Schwankungen im Armbau von *Barycrinus*, auf die Sie Bezug nehmen, wurden zur Zeit von Wachsmuth und Springers »Revision« keine systematische Bedeutung zuerkannt. Aber mit dem Erwerb ausgedehnterer Sammlungen finde ich, daß sie sehr nützliche, spezifische Kennzeichen bilden und daß, übereinstimmend mit der geologischen Aufeinanderfolge der Arten, das Bestreben da ist, die Zahl der Haupt-Armzweige oder Rami zu verringern. Dies ist in einigen Fällen durchaus beständig.

Ein typischer *Barycrinus* hat fünf Radien, jeder geteilt in

zwei Hauptzweige (zehn im ganzen), von denen jeder Ramuli trägt, die sich wieder gabeln können. Die Zahl der Rami kann schwanken, so daß sie folgendermaßen zu unterscheiden sind:

vorderer Radius . . . . immer 2 Rami,
hintere Radien . . . . 2, 3 (selten 4) Rami,
seitliche » . . . . 2, 3 oder 1.

Wenn man damit die Arten vergleicht, von denen wir gut erhaltene Stücke haben, so erscheinen die Tatsachen wie folgt:

Unter-Carbon	Keokuk-Groupe	*Barycrinus stellatus* *B. tumidus*	Die beiden seitlichen Arme haben je einen Hauptzweig abgegeben: 8 gleichmäßige Hauptzweige.
		B. quinquelobus	Der Vorderarm und die beiden hinteren Arme haben je 2 Hauptzweige. Die seitlichen Arme suchen einen Hauptzweig abzustoßen, indem er kleiner wird: 8 gleiche Hauptzweige und 2 kleinere.
		B. princeps	Der Vorderarm und die beiden hinteren Arme haben je 2 Hauptzweige. Die Seitenarme suchen abzunehmen, indem sie sich weiter oben (etwa über dem sechsten Brachiale) in 2 kleinere Zweige teilen: 6 gleiche Hauptzweige und 4 kleinere.
		B. herculeus	10 etwa gleiche Zweige.
		B. Hoveyi	Haben bei den Hinterarmen, selten auch bei den Seitenarmen, zweite Gabelung eines Zweiges: 12, ausnahmsweise 14 Hauptzweige.
	Ober-Burlington	*B. sculptilis*	
	Unter-Burlington	*B. Wachsmuthi*	Hat bei einem oder beiden Hauptzweigen der Hinterarme und manchmal der Seitenarme eine zweite Gabelung: 12, 14 oder mehr Zweige.«

Soweit Herrn Springers dankenswerte Mitteilung. Eine solche Zusammenstellung ist natürlich nur bei einem so reichen Material möglich, wie es das amerikanische ist. Man übersieht deutlich die Entwicklung des Armbaues bei diesen untercarbonischen Arten, die dahin geht, daß unregelmäßige Formen mit gelegentlich sich wiederholt gabelnden Armen zu einer einmaligen, gleichmäßigen Vergabelung über einem der ersten sechs Brachialia streben. Dieser gleichmäßige Armbau ist in *Barycrinus herculeus* erreicht. Von da an entwickeln sich die Arme in der Richtung

weiter, daß einzelne Armzweige sich verschwächen, bis schließlich zwei der Arme einfach werden.

Wenn wir nun hiermit die deutschen Formen dieses Verwandtschaftskreises vergleichen, so sehen wir — trotz unseres noch geringen Materials — eine auffällige Übereinstimmung in der Entwicklung. Auch bei unsern Arten haben die älteren Formen (*Botryocrinus irregularis*, *B. Schultzei*) einen weniger regelmäßigen Armbau, der sich zunächst in der Richtung weiter entwickelt, daß zwei gleiche, ungegabelte Hauptzweige erzielt (*Botryocrinus procerus*, *B. cyathiformis*) und endlich in den Lophocriniden ungegabelte, einfache Arme erreicht werden. Dieses letzte Entwicklungsstadium, das den amerikanischen fehlt oder uns noch unbekannt ist, stellt sich somit als das weitest vorgeschrittene dar. In dieser Richtung entwickelt sich schon in alter Zeit der in der Armgabelung, der Stellung der Ärmchen wie auch in andern Teilen so schwankende *Rhenocrinus ramosissimus*, der durch das Vorwiegen ungegabelter Arme und sein allgemeines Aussehen den so regelmäßig gebauten devonischen und carbonischen Lophocriniden näher steht als den Botryocriniden und deshalb von mir zu den Lophocriniden gestellt wurde.

Die oben zusammengestellten Arten von *Barycrinus* lassen auch erkennen, daß man auf Grund des Armbaues nicht berechtigt ist, für die hier beschriebenen Arten von *Botryocrinus* mit unregelmäßigem Armbau neue Gattungen aufzustellen. Der Armbau von *Botryocrinus irregularis* entspricht ungefähr dem von *Barycrinus Hoveyi* und *sculptilis*. Solche auf die Armgabelung beschränkte Unterschiede haben nur spezifischen Wert.

Es liegt nahe, aus der Ähnlichkeit der Entwicklung der amerikanischen und der europäischen Arten auf verwandtschaftliche Beziehungen zu schließen. Keineswegs jedoch brauchen diese sehr eng gewesen zu sein und es ist wahrscheinlich, daß die untercarbonischen amerikanischen Arten, soweit entfernt lebend von den zur Devonzeit in Deutschland vorhandenen, eine ähnliche Entwicklung wie diese durchgemacht und sie

selbständig wiederholt haben. Es ist, als ob die Möglichkeit zu dieser Entwicklung dem hier beobachteten Formenkreise »im Blut« gelegen hätte und daß bei Einstellung entsprechender Verhältnisse die Entwicklung selbst ausreifen konnte.

Wenn sich Botryocriniden und Lophocriniden durch den Bau ihrer Arme unterscheiden, so stimmen diese in beiden Familien darin überein, daß sie entweder Ärmchen oder Pinnulae tragen. Beide: Ärmchen und Pinnulae, sind der Entstehung nach nicht voneinander verschieden. Pinnulae haben sich dadurch aus Ärmchen entwickelt, daß diese regelmäßig an wechselnden Seiten aufeinander folgender Armglieder angeordnet wurden. Von Bather wurde diese Entwicklung überzeugend nachgewiesen (Bather, 1890/92, V und 1900, S. 115f.).

Noch ist eine Frage zu behandeln, die schon bei Besprechung des Kelches angeschnitten wurde: die Beziehungen nämlich zwischen der Kelchform und der Gestaltung der Arme. Soweit sich an dem vorliegenden Material — in Übereinstimmung jedoch mit Beobachtungen an andern Formen — feststellen läßt, ist eine Entwicklung in der Richtung zu erkennen, daß der Kelch allmählich spitzer, d. h. der Durchmesser am Oberrand des Kelches im Verhältnis geringer wird. Die Radialia werden dabei naturgemäß schmaler und die Gelenkflächen der Arme nehmen nunmehr einen größeren Teil der Breite der Radialia ein. Man wird bei dieser Entwicklung eines spitzen Kelches und der notwendig damit verbundenen Verschmälerung der Radialia nicht umgekehrt sagen dürfen, daß die Arme stärker geworden wären und jetzt deswegen einen größeren Teil der Radialia einnehmen. Im Vergleich mit andern Maßen — der Kelchhöhe, der Armlänge usw. — wurden die Arme bei dieser Entwicklung auch keineswegs dicker, sondern im Gegenteil dünner. Ich kann daher Jaekel nicht folgen, wenn er ausführt: »Wenn man von der, wie ich glaube, richtigen Auffassung ausgeht, daß eine höhere Entwicklung der Arme dazu führt, daß dieselben nach dem Kelch zu kräftiger werden und in diesem selbst einer kräftigen Stütze bedürfen, dann muß ein kreiselförmiger Kelch mit dicken Wänden

geeigneter sein, eine höhere Armentfaltung zu ermöglichen als ein kugeliger Kelch mit dünnen Wandungen. Die kräftige Armentfaltung, die wir bei den Poteriocriniden finden, ist entschieden besser auf Grund eines kreiselförmigen, kräftigen Kelches möglich geworden, wie ihn die Dendrocriniden, als auf einem dünnwandigen von kugeliger Form, wie ihn die Cyathocriniden besitzen, d. h. die Vorfahren der Poteriocriniden sind in Gattungen wie *Dendrocrinus, Homocrinus* usw. zu suchen, aber nicht in Gattungen wie *Cyathocrinus, Parisocrinus, Sphaerocrinus*«.

Man sieht, wie weittragende Schlüsse Jaekel aus einer so unsicheren, durchaus unbewiesenen, ja unwahrscheinlichen Voraussetzung zieht. Es ist nicht einzusehen, warum »eine höhere Entwicklung der Arme dazu führt, daß dieselben nach dem Kelch zu kräftiger werden«. Und dann haben weder kreiselförmige Kelche immer besonders dicke, noch kugelige besonders dünne Wände. Will man überhaupt eine »höhere« Entwicklung erkennnen, so scheint mir die gemeinsame Änderung mehrerer Teile des Crinoidenskeletts von großer Bedeutung, wobei die Gestaltung der Gelenkflächen besonders wichtig ist, auf deren systematische Bedeutung Springer (1911) als erster mit Nachdruck hinwies. Schon Springer erkannte, daß Formen mit geraden, beweglicheren Gelenkflächen, welche die ganzen oder den größten Teil der Radialia einnehmen, vielfach Pinnulae tragen, während solche mit runden, weniger beweglichen Gelenkflächen, die einen geringeren Teil der Radialia einnehmen, nicht-pinnulierte Arme haben. Die Verhältnisse gehen nun oftmals Hand in Hand mit der Gestalt des Kelches: die pinnulierten Formen oder solche mit regelmäßig gestellten Ärmchen (*Rhenocrinus, Eifelocrinus*), die gerade (bewegliche) Gelenke haben, besitzen oft spitzere Kelche, die nicht-pinnulierten mit runden (weniger beweglichen) breitere Kelche. Fragt man nach dem Zusammenhang dieser Erscheinungen, so wird man vielleicht vermuten dürfen, daß Crinoiden mit weniger beweglichen Armen für diese im allgemeinen eine weitausladende Stellung haben mußten, um sich dadurch einen genügend großen

Wirkungsbereich aller Lebensbetätigungen zu sichern. Die natürliche Vorbedingung für eine solche Armstellung war ein breiter Kelch. Dagegen findet man die Formen mit beweglichen Gelenken fossilisiert gewöhnlich mit gerade oder steil aufgerichteten Armen und sie werden sie in dieser Lage vielleicht immer zum Schutze der empfindlichen Pinnulae, der Ventralfurchen und des Analtubus gebracht haben, wenn sie durch eine stärkere Wasserbewegung oder sonst einen Umstand beunruhigt wurden. Ein solch enger, schützender Zusammenschluß, wobei nur die widerstandsfähigere Dorsalseite der Arme nach außen sah, war wohl eher möglich, wenn die Arme sich auch unten eng zusammenschließen konnten, und dies scheint vielfach durch eine Verengerung des Radialkranzes bewirkt worden zu sein. Der absonderliche *Cupressocrinus* erreicht diesen Schutz der empfindlichen Teile dagegen durch eine ungewöhnliche Verbreiterung der Arme.

Während sonst die Art der Gelenkfläche große systematische Bedeutung hat, muß diese bei den Botryocriniden deswegen zurücktreten, weil sie pinnulierte und nicht-pinnulierte Formen umfassen und das Auftreten von Pinnulae mit der Gestaltung der Gelenkfläche in so innigem Zusammenhange steht. Diese Formen sind deswegen nicht ohne weiteres zu trennen, weil sie auch in ein und derselben Gattung (*Botryocrinus*) zusammen auftreten.

Systematische Bedeutung hat ferner der Umstand, ob der Axialkanal der Arme von der Ventralfurche getrennt ist oder nicht. Bei manchen Arten findet man ja hierin in der Jugend und im Alter ein verschiedenes Verhalten (z. B. bei *Gissocrinus*), meistens aber ist dieser Umstand sehr wichtig — nur ist leider darüber bei der Erhaltung, in der die hier bearbeiteten Crinoiden meistens vorliegen, höchst selten etwas festzustellen (wie ausnahmsweise bei *Botryocrinus pachydactylus*) und man wird, wenn die Crinoiden nur als Abdrücke vorliegen, auf seine systematische Verwertung verzichten müssen. Ist der Axialkanal aber zu beobachten, so scheint es mir für die Beurteilung der Form von

generischem Wert zu sein, ob der Axialkanal getrennt oder mit der Ventralfurche vereinigt ist. Jaekel (1895, S. 64f.) meint, man würde »diesem Merkmal eine entscheidende systematische Bedeutung kaum beimessen könnnen. Es ist auch im hohen Maße wahrscheinlich, daß die Abschnürung des Axialstranges von den übrigen ambulacralen Gefäßstämmen mit der Intensität der Kalkabscheidung in innigem Zusammenhange steht«. Hier scheint Jaekel wieder an den Kalkgehalt des Wassers zu denken, von dem ja nach ihm der Kalkreichtum des Kelchskeletts abhängen soll, in welcher Hinsicht ich dann nur auf das zu verweisen brauche, was ich gelegentlich der Besprechung des Kelches S. 63 f. hierüber ausgeführt habe.

Wir sehen, daß der systematische Wert des Armbaus deswegen manchmal nicht sehr groß ist, weil gerade bei ihm erhebliche Schwankungen auftreten können. Häufig jedoch, und zwar besonders unter Berücksichtigung des Vorhandenseins von Pinnulae oder Ärmchen und deren Anordnung, wird man im Armbau ein gutes Kennzeichen zur Abtrennung von Familien haben.

Der **Stiel** der bearbeiteten Formen ist meist nur zum Teil erhalten, oft sind nur noch kurze Stücke vorhanden und nur bei einer Art, nämlich bei *Eifelocrinus Dohmi* (Exemplar II) ist der Stiel vollständig. Er endigt hier in eine Spitze, indem er sich von oben nach unten allmählich verjüngt. Es ist bemerkenswert, daß der Stiel am Ende keine Platte, keinen Ballen oder ein ankerähnliches Gebilde trägt, auch keine Wurzelcirren zeigt, wie solche nur von *Lophocrinus* durch Jaekel (1895) bekannt gemacht wurden. Ähnliche Stiele wie *Eifelocrinus Dohmi* haben nach den von ihnen erhaltenen Teilen zu urteilen wahrscheinlich noch *Botryocrinus Schultzei* und *Botryocrinus pachydactylus*; auch die Stiele dieser Arten verjüngen sich nach unten langsam, aber sehr deutlich. Die meisten Stiele der hier bearbeiteten Botryocriniden sind in den meist leider nur erhaltenen proximalen Teilen scharf, oder wenigstens undeutlich fünfkantig und nur wenige

haben runde Stiele. Von den Lophocriniden dagegen hat nur *Eifelocrinus Dohmi* einen fünfkantigen Stiel, alle andern haben runde. Möglich, daß auch ein Teil der fünfkantigen Stiele in einiger Entfernung rund wird, wie dies zum Beispiel an den in ihren proximalen Teilen fünfkantigen Stielen von *Botryocrinus cyathiformis* und *Rhadinocrinus Minae* zu beobachten ist. Runde und fünfkantige Stiele sind so eng miteinander verbunden, daß sie nur zur Unterscheidung von Arten, nicht von Gattungen dienen können.

Cirren bilden eine wichtige Vervollkommnung derjenigen Formen, die sich während des Lebens von ihrer Wurzel oder auch von einem Teile ihres Stieles ablösen und sich gelegentlich frei schwimmend oder am Boden hinkriechend fortbewegen, um sich dann irgendwo anders mit den Cirren wieder festzuhalten (vergl. das nächste Kapitel). Man wird daher der Erwerbung von Cirren unbedingt generische Bedeutung beilegen müssen, wie dies auch von W. E. Schmidt (1914, S. 232) schon vermutet wurde.

Da die Crinoiden meist nur als Abdrücke vorliegen, so war der Axialkanal der Stiele nie zu beobachten, und über seine Weite und Form ist daher nichts zu sagen.

7. Über den Standort, die Lebensweise und das Absterben der Crinoiden.

Der Standort der hier behandelten Crinoiden läßt sich meistens aus der Natur des Gesteins erkennen, in das sie eingebettet sind. Mit Ausnahme des Hunsrückschiefers und der Culmschiefer ist es feinsandig, oder tonig-sandig und man wird nicht fehl gehen, wenn man diese Gesteine zu den Ablagerungen des Schelfgürtels zählt, dessen Tiefe bis etwa 200 m hinabreicht. Man mag sich vorstellen, daß die Gesteine in Meeresgebieten entstanden, die dem der heutigen Nordsee vielleicht ähnlich waren. Meeresströmungen, Gezeitenströme und Wellenschlag werden ihre Wirkung bis auf den Meeresboden wenigstens zeitweise geltend gemacht haben.

Der Hunsrückschiefer und die Culmschiefer sollen, wie man gemeinhin annimmt, in tieferen Teilen der »Region der Küstenschlicke« entstanden sein, die in Tiefen von 200 bis 4000 m abgelagert werden. Daß dies wirklich der Fall ist, läßt sich nicht erweisen, weil dunkle Tone an sich für die Bestimmung der Tiefe gar keinen Anhalt geben. »Sie sind ja wohl meist landfernere Ablagerungen als die groben Sande, können sich aber auch in fast jeder Tiefe finden« (Fischer, 1912, S. 8). Aus der Natur des Gesteins wird man bei diesen Schiefern also kaum etwas über die Tiefe, in der sie gebildet wurden, erfahren können. Wenn man aber bedenkt, daß das Liegende des Hunsrückschiefers Taunusquarzit, das Hangende Grauwacken und Schiefer der Unter-Koblenzschichten bilden, denen sie in bisher unbekannter Mächtigkeit eingeschaltet sind; daß weiter die Hunsrückschiefer auch im Streichen in sandige Ablagerungen übergehen, ja sogar selbst z. T. mächtige sandige Zwischenlagen einschließen, so scheint es mir wenig wahrscheinlich, für das Verbreitungsgebiet des Hunsrückschiefers etwa einen örtlichen Einbruch des Meeresbodens zu vermuten, der durch Hebung oder Zufüllung bald wieder ausgeglichen wäre. Näher liegt es, auch für die Ablagerung des Hunsrückschiefers eine nicht sehr große Tiefe anzunehmen, nur daß hier das Wasser im allgemeinen ruhiger gewesen sein wird und der Boden dieses Gebietes unter dem regelmäßigen Wellenschlag lag. Darauf deutet ja auch der zarte Bau der Fossilien hin. Ihre gute Erhaltung war nur bei schneller Einbettung möglich; eine schnelle Sedimentation macht aber ihrerseits wieder geringe Meerestiefe wahrscheinlich.

Es erscheint mir daher nicht gerechtfertigt, wenn Jaekel (1895) die im Hunsrückschiefer auftretenden Formen als »Tiefentypus« bezeichnet, den er in Gegensatz zu einem sich in Kalken findenden »Rifftypus« stellt. Der im allgemeinen zarte Bau der in den Hunsrückschiefer gebetteten Crinoiden weist nur auf ruhiges, nicht auf tiefes Wasser. Ebensozarte Crinoiden kommen aber auch zusammen mit kräftig gebauten in kalkigen und sandigen Schichten vor, und ich muß auch hier wieder bestreiten,

daß der Kalkgehalt des Wassers einen maßgebenden Einfluß auf die Gestaltung des Crinoidenskeletts gehabt haben könnte. Die Annahme verschieden starker Bewegung des Wassers reicht vollkommen aus, um das manchmal zu beobachtende Vorwiegen zarteren oder kräftigeren Aufbaus der Crinoiden zu erklären.

Was die Lebensweise der Crinoiden angeht, so wird man sich von der immer noch so verbreiteten Ansicht frei machen müssen, daß alle paläozoischen Formen dauernd festgesessen haben. Stiele, wie der von *Eifelocrinus Dohmi*, der verhältnismäßig kurz ist und in eine Spitze ausläuft, lassen schon erkennen, daß eine eigentliche Festwurzelung des Tieres nicht stattgefunden haben kann. Crinoiden mit eingerollten Stielenden ohne Wurzelcirren, wie *Acanthocrinus rex* und viele andere, haben sich augenscheinlich an passenden Stellen zeitweise festgehalten. Weit vollkommener an ein gelegentlich freies Umherschwimmen oder Treibenlassen und dann wieder Festsitzen waren die Formen angepaßt, welche Cirren am Stiel haben, wie von den behandelten Formen nur *Schmidtocrinus*. Diese verloren einen Teil des Stiels, konnten sich aber mit dem Rest und den Cirren wieder festhalten. Auch Formen wie *Rhenocrinus ramosissimus*, mit langen Stielen ohne Cirren, mögen gelegentlich frei umher geschwommen sein.

Es ist ein eigenartiges Verhalten, daß diese ursprünglich frei lebenden, dann festsitzenden Tiere später wieder sich wenigstens zeitweise vom Boden lösen, umherschwimmen, um sich anderweitig wieder zu verankern (vergl. Figur 5). Nachdem andere schon auf diese Verhältnisse hingewiesen hatten, hat sie E. Kirk (1911) ausführlich behandelt und dargestellt.

Über das Absterben der Crinoiden hat Jaekel (1895) Vermutungen ausgesprochen, denen ich nicht zustimmen kann.

Jaekel schildert, daß die Crinoiden meist auf der Seite liegen, so daß sie mit ihrer ganzen Höhe in den Schichtenebenen[1]) ausgestreckt sind. Oft

[1]) Die Spaltflächen des Schiefers sind Schieferebenen; oft aber fallen Schiefer- und Schichtebene zusammen oder bilden nur einen kleinen Winkel miteinander.

ist der Stiel abgebrochen, häufig aber hat er noch Zusammenhang mit der Wurzel, so daß JAEKEL folgert, daß die Crinoiden „an der Stelle in den Meeresschlamm niedersanken, wo sie wuchsen, daß sie also nicht durch eine Störung abgerissen wurden und erst nach längerer Zeit und in einiger Entfernung von ihrem ursprünglichen Standorte zur Einbettung gelangten. Auch für diejenigen Individuen, die nicht mehr an ihrer Wurzel ansitzen, läßt sich das mit Sicherheit annehmen, da sonst die schnelle Verwesung, die man von den lebenden Comatuliden kennt, zu einem Zerfall der Skelette geführt hätte". Aus dem von ihm irrtümlich angenommenen gleichmäßigen Gesteinsmaterial des Hunsrückschiefers schließt sodann JAEKEL weiter, daß nicht etwa ein plötzlicher Wechsel in diesem die Crinoiden zum Absterben gebracht habe, so daß anzunehmen sei, daß sie aus „inneren, individuellen" Ursachen, d. h. im allgemeinen natürlichen Todes starben, besonders da auch Parasiten selten zu sein schienen.

Der Umstand, daß der Stiel über der Wurzel meistens abgebrochen, oft mit ihr aber noch im Zusammenhang ist, kann jedoch nichts gegen Wasserbewegungen beweisen. Wenn Crinoiden, die noch dazu nur „lose im Boden befestigt" sind, von einer Strömung erfaßt werden, so ist nicht einzusehen, warum nicht auch gelegentlich die sich übrigens sehr selten findende Wurzel mit aus dem schlammigen Boden gezogen und von der Strömung mit weiter getragen werden soll. Ja, für diese Annahme könnte man anführen, daß die „Arme durch eine zwischenliegende — wenn auch oft nur dünne — Gesteinsschicht getrennt" werden, wie JAEKEL richtig bemerkt. Dies erklärt sich besser bei einer Einbettung durch eine Schlamm mitbringende und wohl gelegentlich aufwirbelnde Wasserbewegung, als bei sanftem Umlegen der Crinoiden durch natürlichen Tod. Gegen einen solchen spricht aber noch mehr folgender, auch von JAEKEL angeführter Umstand: „Es finden sich allerdings bisweilen auffallend kleine Individuen unmittelbar neben sehr viel grösseren eingebettet, so daß man annehmen muß, daß dieselben in früher Jugend, also vorzeitig starben". Diesem Schluß JAEKELs wird man gewiß voll zustimmen müssen, nicht aber kann ich dies seiner weiteren Darlegung: „In diesen Ausnahmefällen scheint mir aber die Art der Einbettung einen Rückschluß auf die Todesursache nahe zu legen und damit eine Erklärung für die Annahme zu bieten. Solche kleine Individuen sind in den von mir beobachteten Fällen an den Wurzeln oder Stielen größerer Individuen angewachsen und es ist in hohem Maße wahrscheinlich, daß deren plötzliches Niedersinken auch den Tod der kleineren herbeiführte. Denn wenn das größere Individuum umsank, so zog es die kleineren mit sich zu Boden und begrub sie entweder direkt unter sich im Schlamm, wie ich dies an einem nicht abgebildeten Stück zeigen könnte, oder bewirkte beim Niedersinken ein Aufwirbeln des feinen Bodenschlammes, gegen welches die zarten Organismen junger Crinoiden anscheinend außerordentlich empfindlich sind." ..... „In einigen Fällen zeigen solche kleinen Individuen stark zerbrochene Arme, was möglicherweise auf krampfhafte Bewegungen bei dem gewaltsamen Tode hindeutet."

Hierzu muß ich folgendes bemerken: Es ist nicht zutreffend, daß man die kleinen Individuen nur ausnahmsweise findet, im Gegenteil: man findet sie sogar häufig. Es mag wohl nur das Material schuld sein, das JAEKEL vorgelegen hat oder das gewöhnlich in den Handel kommt, daß JAEKEL einen so falschen Eindruck bekommen hat. Gegen das Aufwirbeln von Schlamm

werden nicht nur die jungen, sondern auch die älteren Individuen empfindlich gewesen sein. Gerade diese Trübung des Wassers mußte aber bei Strömungen besonders stark auftreten. Wenn durch solche Bewegungen Crinoiden teils abgebrochen, teils ausgerissen und weggeschwemmt wurden, so ist es nur natürlich, daß oft mehrere Exemplare zusammen getrieben wurden, besonders in toten Winkeln, wo die Strömung ihre Wirksamkeit verlor. JAEKELs Beobachtung, daß kleine Individuen an den Wurzeln oder Stielen größerer angewachsen sind, kann ich keineswegs bestätigen. Auch finden sich die kleinen und großen Individuen durchaus nicht immer in dem von JAEKEL angegebenen Zusammenhange. Wenn JAEKEL aus den stark zerbrochenen Armen auf krampfhafte Bewegungen bei gewaltsamem Tode schließt, so sind solche bei Crinoiden, die durch eine Wasserbewegung ausgerissen oder abgebrochen sind, ebenso gut möglich. Mir erscheint es wahrscheinlicher, daß die Arme bei der Fortbewegung und Umlagerung durch Wasserbewegungen häufig stark zerbrachen. Das von JAEKEL zur Unterstützung seiner Meinung angenommene „plötzliche Niedersinken" der größeren Crinoiden, welche die kleineren unter sich begruben und den alles erstickenden Schlamm dabei aufwirbelten, kann ich mir bei einem natürlichen Tode nicht vorstellen; bei einem solchen werden sie kaum wie vom Blitz getroffen umfallen, sondern sich allmählich, wie eine verwelkende Pflanze, umlegen. Bedenkt man noch, daß man für die eigenartige einseitige Verziehung zahlreicher im Hunsrückschiefer eingebetteter Seesterne nur zu einem Teil tektonische Ursachen verantwortlich machen kann, zum andern aber auf Bewegungen des Wassers hingewiesen wird, so wird man nach allem schließen müssen, daß es diese letzten waren, die den oft vorzeitigen Tod der Crinoiden verursacht haben.

Hierin befinde ich mich in Übereinstimmung mit den Beobachtungen über lebende Crinoiden (vergl. KIRK, 1911, S. 117). Von *Isocrinus* wird berichtet, daß er bei 40 m und in noch erheblich geringeren Tiefen vorkommt. Nach heftigen Stürmen sind die Küsten mit Bruchstücken von *Isocrinus* bedeckt. CARPENTER berichtet, daß nach einem starken Winde *Isocrinus* jeden Alters und jeder Größe an die Küste von Barbados geworfen wurden. „Wenn wir sehen, daß die heutigen Vertreter der Crinoiden in so außerordentlich geringen Tiefen leben, daß sie durch Wellenschlag vernichtet und ans Land geworfen werden, so können wir sicherlich ebenso gut annehmen, daß die paläozoischen Formen in so flachem Wasser lebten, um einer beträchtlichen Wirkung der Wellen ausgesetzt zu sein" (KIRK, a. a. O.).

JAEKELs Ansicht vom natürlichen Tode der Crinoiden des Hunsrückschiefers wird man daher erst dann zustimmen, wenn er bessere Beweise dafür beibringen kann.

Auch die Tatsachen, die JAEKEL nur unter dem Gesichtspunkte seiner Meinung sieht, erklären sich mir einfacher bei Annahme von Meeresströmungen oder Wasserbewegungen überhaupt. JAEKEL schließt aus dem natürlichen Tode der Crinoiden, „daß sich ihr Körper, namentlich ihre Arme, dem Kelch gegenüber, abgesehen von der späteren Verdrückung, in einer natürlichen Ruhelage befinden, wie sie sich bei der normalen Erschlaffung der Lebenstätigkeit einstellt" und er meint: „Daß sich die einzelnen Arten hierin so gleichartig verhalten, die normale Ruhelage der Arme also auch bei der Einbettung kaum verändert wurde, deutet namentlich bei den Formen mit horizontal ausgebreiteten Armen darauf hin, daß die Leichen

bereits starr waren, wenn der Stiel umbrach". Hiermit würde aber im Widerspruch stehen, daß die erstarrten Skeletteile — wie JAEKEL angibt — beim Zusammensinken des Tons bis auf ein Fünftel nicht zerbrachen, sondern nach JAEKEL im allgemeinen nur Verbiegungen zeigen, so daß er annimmt, daß das Zusammensinken des Schlammes sehr langsam vor sich gegangen sei und „es muß auch sekundär das Skelett im Schlamme eine gewisse Plastizität erlangt haben", deren Ursache JAEKEL in der Gleichartigkeit und Intensität des Druckes sucht. Wenn aber durch den Druck überhaupt die erstarrten Skelette plastisch wurden, so doch gewiß erst nach einer gewissen Zusammendrückung des Tons, wobei dann die Skelette schon zerbrechen mußten, bevor sie plastisch wurden. JAEKEL meint, daß bei dem „Zusammensinken keine Brüche der nach dem Tode erstarrten Skeletteile eintraten". Das ist tatsächlich aber doch der Fall. Freilich sind die Brüche in den verkiesten Exemplaren oft durch Markasit wieder ausgeheilt oder durch spätere Verkiesung fast unkenntlich gemacht worden, sehr häufig sind diese Brüche auch für das unbewaffnete Auge geradezu auffällig, wie zum Beispiel bei dem in Figur 1 Tafel 4 abgebildeten Exemplar S. Rff. 2 von *Rhenocrinus ramosissimus*. Bei diesem hat nicht etwa auswalzender Gebirgsdruck die Zertrümmerung veranlaßt, sondern senkrecht auf die (jetzt als Schieferebene erscheinende) Schichtebene wirkende Belastung, denn die beiden sichtbaren Arme zum Beispiel sind nach den beiden Seiten der Crinoide abgequetscht.

Ich sehe keinen Grund gegen die Annahme, daß die Crinoiden des Hunsrückschiefers, wie noch ähnlich heutigentags, durch vielleicht nicht sehr starke, gelegentliche Wasserbewegungen — Meeresströmungen, möglicherweise auch Gezeitenströme und Wellenschlag — umgelegt, abgebrochen oder ausgerissen und teilweise weggeschwemmt wurden. Daß dabei alle mit gleicher Gewichtsverteilung und gleichem Bewegungsmechanismus, d. h. alle zu einer Art gehörigen, durch das bewegende Wasser in eine ähnliche Lage gebracht und in dieser eingebettet wurden, ist nur natürlich. Hierbei ist es nicht notwendig, anzunehmen, »daß die Leichen bereits starr waren, wenn der Stiel umbrach«, sondern es liegt näher, zu vermuten, daß die Glieder diejenige Beweglichkeit untereinander hatten, die ihnen nach dem Bau der sie verbindenden Gelenke möglich war.

Die von mir angenommenen Meeresströmungen waren nicht einmal immer sehr schwach, da sie gelegentlich gröberes Material mitgebracht haben. Sie werden jedoch nur zeitweise gewirkt haben, da die im allgemeinen so zart gebaute Fauna sonst keine günstigen Lebensbedingungen gehabt hätte.

Fassen wir zusammen, so ergibt sich aus den Crinoiden und andern Fossilien des Hunsrückschiefers und der Art ihrer Einbettung in diesen als wahrscheinlich, daß sie in einem meist ruhigen Meeresteil lebten, auf dessen Boden das Wasser gelegentlich durch Meeresströmungen, Gezeitenströme oder Wellenschlag bewegt wurde, wobei sie zum Teil weggeschwemmt und eingebettet wurden.

Literatur.

(Nur die angezogene Literatur ist angegeben.)

Angelin, N. P., Iconographia Crinoideorum in Stratis Sueciae Siluricis Fossilium. Holmiae. 1878.

Bather, F. A., British fossil Crinoids. I bis VIII. Ann. Mag. Nat. Hist.; I: Bd. V, S. 306—334; II: S. 373—388; III: S. 485—486, Bd. VI. S. 222—235; IV: Bd. VII. S. 35—40; V: S. 389—413; VI/VIII: Bd. IX. S. 189—226. 1890/92.

—, Suggested Terms in Crinoid Morphology. Ann. Mag. Nat. Hist. S. 51—66. 1892.

—, The Crinoidea of Gotland. Teil II: The Crinoidea Inadunata. Svenska Ak. Handl. Bd. 25, nr. 2, Stockholm. 1893.

—, Wachsmuth and Springers Monograph on Crinoids I—VI. Geol. Mag. I: Bd. V, S. 276—283; II: S. 318—329; III: S. 419—428; IV: S. 522 bis 527; V: S. 31—44; VI: S. 117—127. 1898/99.

—, A Phylogenetic Classification of the Pelmatozoa. Rep. Brit. Assoc. for 1898. S. 916—923. 1899.

—, The Echinodermata. E. R. Lankaster, A Treatise on Zoology. 1900.

—, The species of Botryocrinus. The Ottawa Naturalist, Bd. 20. S. 93—104. 1906.

Fischer, E., In welchen Meerestiefen haben sich unsere Juraschichten gebildet? Jahresh. Ver. vaterl. Naturk. Württemb. 1912.

Follmann, O., Unterdevonische Crinoiden. Verh. naturhist. Ver. Rheinl. Westf. 44. Jahrg., S. 114—138. 1887.

Jaekel, O., Beiträge zur Kenntnis der paläozoischen Crinoiden Deutschlands. Pal. Abh., N. F., Bd. 3, Heft 1. 1895.

—, Über einen neuen devonischen Pentacrinoiden. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 50, Mtsber. S. 28—32. 1898.

—, Phylogenie und System der Pelmatozoen. Paläontolog. Zeitschr., Bd. 3, S. 53—54. 1918.

Kirk, E., The structure and relationships of certain eleutherozoic Pelmatozoa. Proc. U. S. Nat. Mus., Bd. 41, S. 1—137. 1911.

v. Koenen, A., Die Kulm-Fauna von Herborn. N. Jahrb. f. Min. 1879, S. 309—346.

v. Meyer, H., Briefliche Mitteilung an Prof. Bronn. Ebenda, S. 59—60. 1858.

—, Crinoiden aus dem Posidonomyen-Schiefer Deutschlands. Palaeontographica. Bd. 7, S. 110—119, Tafel XIV u. XV. 1859—61.

Müller, J., Über einige Echinodermen der Rheinischen Grauwacke und des Eifeler Kalkes. Mtsber. Kgl. Preuß. Akad. Wiss. Berlin, S. 185—198. 1858.

Roemer, F. A., Beiträge zur geologischen Kenntnis des nordwestlichen Harzgebirges. Palaeontographica, Bd. 3, S. 47, Tafel 8, Fig. 1a u. b. 1854.

Sandberger, G. u. F., Die Versteinerungen des rheinischen Schichtensystems in Nassau. 1850/56.

Schmidt, W. E., Der oberste Lenneschiefer zwischen Letmathe und Iserlohn. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 57, S. 498—566. 1905.

—, Gastrocrinus Jaekel. Branca-Festschrift. S. 215—234. 1914.

SCHULTZE, L., Monographie der Echinodermen des Eifler Kalkes. Denkschr. math.-naturw. Cl. K. Akad. Wiss. Wien, Bd. 26. 1866.

SPRINGER, F., Some new American fossil crinoids. Mem. Mus. Comp. Zool. Harvard Coll., Bd. 25, Nr. 3, S. 117—161. 1911.

—, The crinoid fauna of the Knobstone formation. Proc. U. S. Nat. Mus., Bd. 41, S. 175—208. 1911.

—, Crinoidea, in ZITTEL, Text-book of Palaeontology, herausgegeben von C. R. EASTMAN. Bd. I. 2. Aufl. 1913.

WACHSMUTH, C. und SPRINGER, F., Revision of the Palaeocrinoidea. Proc. Acad. Nat. Sci. Philadelphia 1879. S. 226—378. 1880.

—, Revision of the Palaeocrinoidea, Teil III, 2. Abschnitt. Ebenda, 1887. S. 64—226. 1888.

—, The North American Crinoidea Camerata. Mem. Mus. Comp. Zool. Havard Coll., Bd. 20. 1897.

WANNER, J., Ptilocrinus, eine neue Krinoidengattung aus dem Unterdevon der Eifel. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 68, S. 343—359, Tafel XXVIII. 1916.

—, Eifelocrinus und Peripterocrinus, nom. nov. (Synonymische Bemerkungen). Ebenda, Monatsber., S. 200. 1916.

Die Staumoräne bei Guben.

Von Herrn **K. Keilhack** in Berlin-Wilmersdorf.

Hierzu Tafel 7 und 24 Textfiguren.

Gelegentlich der Erstattung eines amtlichen Gutachtens über die Wasserversorgung der Ortschaften Germersdorf und Mückenberg bei Guben lernte ich in unmittelbarer Nachbarschaft dieser Stadt eine Staumoräne von modellartiger Schönheit kennen, die schon im topographischen Kartenbilde sehr auffällig hervortritt; sie ist durch zahlreiche Sand-, Kies-, Ton- und Formsandgruben in ausgezeichneter Weise in ihren oberen Teilen, durch den sehr alten, auch heute noch umgehenden Braunkohlenbergbau (Am Nassen Fleck) auch in der Tiefe aufgeschlossen und läßt sich von Berlin in noch nicht zweistündiger Eisenbahnfahrt erreichen, eignet sich also vorzüglich als Ziel für geologische Ausflüge.

Nachdem ich diese Staumoräne schon im Frühjahr 1915 einer etwas genaueren Untersuchung unterzogen hatte, wurde im Mai 1920 im Anschluß an die planmäßige Bearbeitung des Meßtischblattes Guben eine Kartierung im Maßstab 1:12500 durchgeführt. Ihre Ergebnisse sind in der beigegebenen Karte 1:20000, in Beschreibungen der einzelnen Aufschlüsse mit Profilen und in einer allgemeinen Beschreibung wiedergegeben. Ich halte es aber für nützlich, darauf hinzuweisen, daß die Profile nur einen Zeitwert besitzen, da bei dem rasch fortschreitenden Abbau, dem Eingehen älterer und dem Entstehen neuer Aufschlüsse das Bild im einzelnen dauernden Veränderungen unterworfen ist. Gegenwärtig sind die zu Anfang des Krieges noch ganz vorzüglichen

Aufschlüsse infolge des 6jährigen Stilliegens der meisten Ziegeleien zum größeren Teil verfallen und nur einige zeigen noch heute die Lagerungsverhältnisse in voller Klarheit.

Die Stadt Guben liegt an der Görlitzer Neiße, kurz vor deren Eintritt in das ostwestlich gerichtete Warschau-Berliner Urstromtal, in welchem von Saabor bis Fürstenberg die Oder fließt. Die alluvialen Niederungen im Westen und Süden des in der Karte dargestellten Ausschnittes aus dem Meßtischblatt Guben gehören zum Neißetal, die im Norden bereits zum Mündungsgebiete der Neiße in das Urstromtal. In dem von beiden Flußtälern gebildeten Knie erhebt sich eine Hochfläche mit mehr oder weniger steilen Rändern etwa 25 m über die angrenzenden Täler und geht dann in eine terrassenartige Ebene über, auf der die ausgedehnten Straßenzüge der Gubener Oberstadt liegen, Diese ebene Platte hat eine Meereshöhe von 70–80 m. Nach Norden und Nordosten ist der Abfall gegen die Talniederung flacher als im Bereich der Stadt, und nach Osten hin dehnt sich die Platte in breiter Fläche weithin aus und schließt sich hier an ausgedehnte Hochflächen an, die sich geschlossen bis zum Bobertal fortsetzen. Im östlichen Teile greift in das Kartenblatt ein mit Talsand erfülltes Becken ein, welches zwischen Klein-Drenzig und Wallwitz durch eine enge Pforte mit dem Urstromtal in unmittelbarer Verbindung steht. Auch am Süd- und Westrande unseres Kartenausschnittes schiebt sich beim Vorwerk Kiekebusch und nördlich von Guben zwischen die alluviale Talniederung und den Hochflächensockel eine nach Südosten bald sich verbreiternde höhere Talstufe ein. Im übrigen grenzt der Sockel allenthalben an alluviale Niederungen an. Auf diesem Sockel erhebt sich, wiederum mit steilen, scharf ausgesprochenen Rändern, die hufeisenförmig gestaltete Endmoräne mit dem Dorfe Germersdorf als Mittelpunkt. Das Hufeisen ist genau nach Norden gegen das Urstromtal geöffnet; die gesamte Länge der Endmoräne beträgt $6^1/_2$ km, von denen 2 km auf den westlichen, $2^1/_2$ km auf den östlichen Flügel und 2 km auf das verbindende Mittelstück entfallen; der Abstand der beiden Flügel an ihrem Nordende beträgt ebenfalls 2 km. Die Endmoräne be-

ginnt im Nordwesten mit dem Räuberhügel als schmaler Rücken, verbreitert sich aber schon nach 800 m auf 1 km und verläuft in dieser Breite in schönem halbkreisförmigem Bogen über die Gubener Weinberge bis Mückenberg, um dort nach Norden umzubiegen und über die Drenziger Schweiz in der Annashöhe unmittelbar südlich der Eisenbahn Guben-Krossen ihr nordöstliches Ende zu erreichen. Im innersten Teile der nach Süden hin sich trichterförmig verengenden Bucht zwischen dem Ost- und dem Westflügel der Endmoräne liegt Germersdorf. Während die beiden Flügel im allgemeinen unter 100 m Meereshöhe besitzen, erhebt sich der mittlere Teil zu größeren Höhen und erreicht in der Ulrichshöhe 117,8 m Meereshöhe oder 75 m Erhebung über den Talboden des Neißetals.

Am Aufbau der Endmoräne beteiligen sich Schichten der märkischen Braunkohlenformation sowie des älteren und des jüngeren glazialen Diluviums. Erstere beide bilden den gestauchten, in Falten gelegten Kern der Endmoräne, letztere eine die Faltenknöpfe abschneidende und diskordant überlagernde geringmächtige und oft fehlende Decke. Nur im östlichen Flügel der Endmoräne erlangen jungglaziale Sande und Kiese größere Ausdehnung und Mächtigkeit Die Schichten der Braunkohlenformation gehören der oberen oder Formsandstufe des märkischen Miocäns an und bestehen aus feinen, hellen Quarzsanden, ebenfalls feinkörnigen Glimmersanden, hellen oder dunklen Formsanden, dunklen Braunkohlenletten, Kohlenflözen und untergeordnet aus hellen Tonen. Das ältere Diluvium wird aufgebaut aus Geschiebemergel, nordischen und gemischten Kiesen, Bändertonmergeln, gewöhnlichen Tonmergeln, Mergelsanden und gewöhnlichen mittelkörnigen Spatsanden. Das jüngere Diluvium endlich wird von Geschiebemergeln, Sanden und Kiesen aufgebaut. Ich gebe zunächst eine durch Profildarstellungen erläuterte Beschreibung der 41 in der Karte mit Nummern versehenen bessern Aufschlüsse; ich beginne damit im Nordwesten und folge dem Verlaufe der Endmoräne, sodaß der am weitesten nach Nordosten liegende Aufschluß die Beschreibung abschließt. Die Aufschlüsse

sind in der Karte fortlaufend mit Zahlen bezeichnet, die denen der folgenden Einzelbeschreibungen entsprechen.

Aufschluß 39.

An der Nordspitze des Räuberhügels kleiner verfallener Aufschluß. Zu unterst 1 m schlechte Braunkohle, mit 20—30° nach Norden einfallend, darüber feine weiße Miocänsande, 2 m mächtig, dann eine stark oxydierte Blockzone von $^1/_2$ m Mächtigkeit und über ihr $1^1/_2$ m kiesiger Sand.

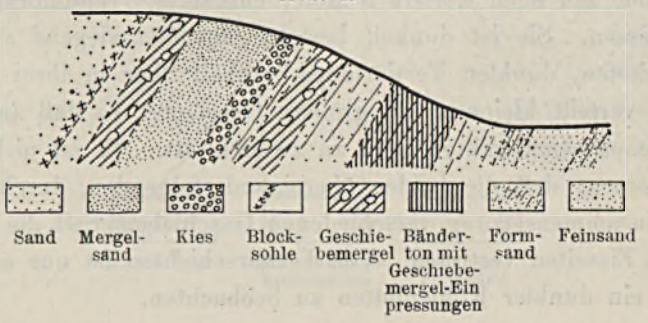
Aufschluß 7.

Abb. 1.

Der sehr große Aufschluß zeigt eine nicht von Jüngerem Diluvium überlagerte steilstehende Schichtenfolge, die sich von oben nach unten, wie folgt, zusammensetzt:

1.	Sand von unbekannter Mächtigkeit		
2.	Blocksohle aus großen und kleinen nordischen Geschieben		
3.	Sand	15 m	
4.	Geschiebemergel		
5.	Sand und Mergelsand, stark verstürzt		
6.	Nordischer Kies 1 m		Älteres Diluvium
7.	Sand 1 m		
8.	Geschiebemergel 2 m		
9.	Sand 5 m		
10.	Stark gequetschte Tone mit eingepreßten Schmitzen und Streifen von Geschiebemergel	3—4 m	
11.	Sand	6 »	
12.	Formsand	3 »	Miocän
13.	Glimmersand	6 »	
14.	Formsand		

Abb. 1.



Tertiär und älteres Diluvium lagern anscheinend in vollkommener Konkordanz. Alle Schichten besitzen ostwestliches Streichen und südliches Einfallen.

Aufschluß 20.

Das Tertiär besteht aus sehr feinen, wohlgeschichteten, dunklen Formsanden von mehr als 5 m Mächtigkeit, einer darüber folgenden, gut sich abhebenden Bank etwas gröberen Formsandes von 0,4 m Mächtigkeit und gut geschichtetem, hellschokoladenbraunem Ton; dann folgt eine dünne Decke kräftig gelb gefärbten diluvialen Sandes, der in der Nordostecke des Aufschlusses in einen rund 3 m mächtigen Geschiebelehm von gelber Farbe übergeht. Das südöstliche Drittel nehmen kiesige Sande von diluvialem Alter ein.

Aufschluß 21.

Der ziemlich schlechte Aufschluß zeigt, soweit erkennbar, horizontal lagernde Tertiärschichten. Zu oberst, $1^1/_2$—$2^1/_2$ m mächtig, fetter Ton, dann eine ungeschichtete Masse Feinsand, wie im Aufschluß 19, darunter dunkle Formsande und im untersten Teil der Grube helle Tone. Die diluviale Überlagerung ist wenig mächtig, höchstens 1 m, und scheint aus verwaschener Grundmoräne zu bestehen.

Aufschluß 22.

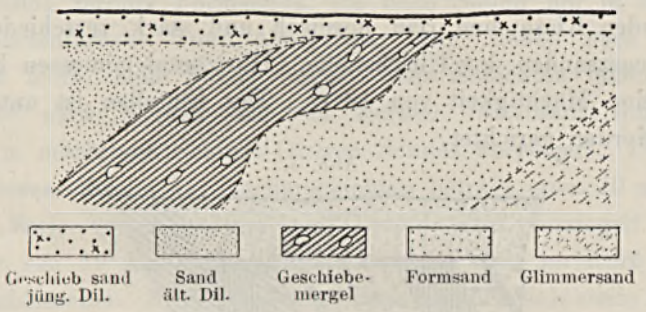
Die allein offene Nordwand zeigt 5 m Geschiebemergel, die oberen 3 m gelb, die unteren 2 m braun, das Ganze entkalkt. Nach Osten hin wird der Aufschluß mächtiger und es sind nach der Tiefe hin noch weitere 3 Meter entkalkte Grundmoräne aufgeschlossen. Sie ist dunkel, besteht ganz überwiegend aus aufgearbeiteten, dunklen Tertiärtonen, enthält aber in ihrer ganzen Masse verteilt kleinere und größere Geschiebe, so daß an ihrem Grundmoränencharakter nicht zu zweifeln ist. Es ist nicht ausgeschlossen, daß die beiden übereinanderfolgenden, durch Farbe und Zusammensetzung verschiedenen Geschiebemergel die letzten beiden Eiszeiten vertreten. Von Tertiärschichten ist nur an einer Stelle ein dunkler Kohlenletten zu beobachten.

Aufschluß 1.

Abb. 2.

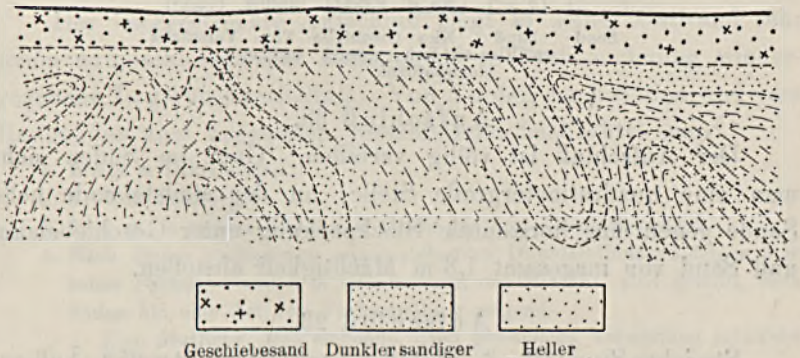
Besteht in der ganzen Südwand aus abwechselnden Formsanden, Kohlenletten und feinen, hellen Quarzsanden, die aber immer nur dünne Streifen bilden. Gegen diese Tertiärschichten, die von Ost nach West streichen und nach Norden einfallen, grenzt auf einer steilen, wellig gewundenen Fläche ein bis 7 m mächtiger, dunkelbrauner, älterer Geschiebemergel, über dem dann feingeschichtete, tonige Sande folgen. Diese diluvialen Bildungen bilden die Nordwand des Aufschlusses und erfüllen den nördlichen Zufahrtsweg. Trotz der Mangelhaftigkeit des Aufschlusses kann man auch im Diluvium ein nördliches Einfallen deutlich erkennen. Diskordant über dem Ganzen lagert 1 m jungdiluvialer Decksand.

Abb. 2.



Aufschluß 2.

Abb. 3.



In verwickelte Falten gelegte helle Formsande mit eingelagerten dunklen Letten werden diskordant von $1^1/_2$ m mächtigem jungdiluvialem Decksand überlagert, wie es die Abb. 3 in 1:200 zeigt.

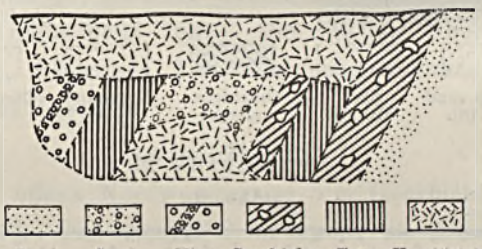
Aufschluß 9.

Abb. 4.

Der sehr verfallene Aufschluß zeigt in der schmalen Ostwand nachstehendes Profil: über 5 m Geschiebemergel folgen zunächst 5 m Tonmergel, dann wieder 4 m Geschiebemergel.

Im Hangenden folgen feine helle Sande, mit Kiesschichten wechselnd, in einer Mächtigkeit von 10—20 m, dann Tonmergel, wahrscheinlich Bänderton, und als hangendstes Glied der Schichtenfolge Kies mit einer festen eisenverkitteten Konglomeratbank von 0,28 m Stärke in der Mitte. Im Liegenden schieben sich nach Westen hin dunkle Miocäntone und Formsande ein. Die hangenden Kiese sind rein nordisch und stark verschieden von den Quarzsanden der Ulrichshöhe. Horizontal gemessen hat der Kies eine Mächtigkeit von 16 m. Das Einfallen ist unter 45° nach Norden gerichtet.

Abb. 4.



Aufschluß 38.

Der Aufschluß ist völlig verfallen. Ganz im Süden sieht man eine quadratmetergroße Stelle, an der steilstehende helle Sande gegen eine horizontale Blockpackung unter Geschiebelehm und Sand von insgesamt 1,8 m Mächtigkeit abstoßen.

Aufschluß 23.

Streichen Stunde 2—3. Einfallen nach Osten unter 25°. Äußerst

fein gebänderte Tone, wechsellagernd mit weißen Quarzsanden und braunen Formsanden, wobei erstere überwiegen; dann eine $^3/_4$ m mächtige Bank, in der dieselben beiden Schichten breccienartig auftreten, darunter wieder feingebankte Schichten. Weiter im Hangenden 1 m überwiegend dunkle Formsande mit sehr feinen Quarzsandstreifchen. Schließlich als oberstes helle, reine Quarzsande; weiter nach Osten hin legen sich zunächst diluviale Sande auf und über diese, die etwa 1 m mächtig sind, bis 2 m mächtige grobbankige, helle Mergelsande. Die hangendste Tertiärschicht ist ein dunkelbrauner Kohlenletten von mindestens 1 m Mächtigkeit, der nach Süden hin durch eine Verwerfung abgeschnitten ist.

Aufschluß 19.

500 m westlich von Germersdorf. Von Osten nach Westen streichende tertiäre Formsande, die nach Süden hin in dunkelschokoladenfarbene Tone übergehen, unter denen noch weiter südlich feine, helle Sande folgen. Die Schichten fallen unter 70—80° nach Norden ein und werden diskordant von einer $^3/_4$—1 m mächtigen Schicht Oberen Sandes überlagert. Die aufgeschlossene Breite der Tertiärschichten beträgt etwa 10 m. Die ganze Serie von Formsand und Letten wird verziegelt. Das Tertiär von 19 hat große Ähnlichkeit mit dem im Kern von 8 aufgeschlossenen. Zwischen beiden liegt eine diluviale steile Mulde.

Aufschluß 8.

Abb. 5.

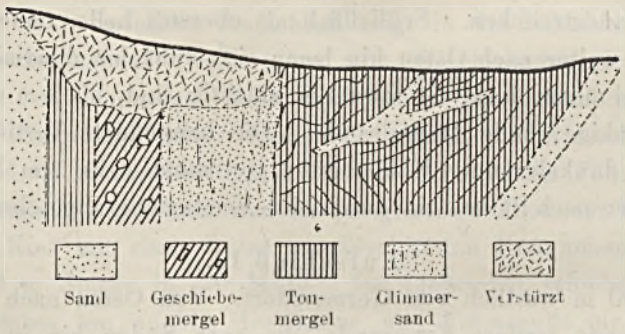
Der langgestreckte Aufschluß zeigt in seiner Ostwand sehr schön aufgeschlossen das nachstehend in Profilzeichnung wiedergegebene Lagerungsverhältnis. Von Norden nach Süden und vom Hangenden zum Liegenden vorschreitend beobachtet man:

1. Einige m Diluvialsand
2. 5—6 m Tonmergel
3. 2—4 m, in andern Teilen der Grube bis 8 m Geschiebemergel
4. Nach diesen vollkommen saiger stehenden Diluvialbildungen folgen 3 m heller Formsand und 5 m Glimmersand des Miocäns, steil gestellt, nach Süden hin eine Art von Fächerstellung zeigend.

   Eine deutliche, steil stehende, flach gewundene Verwerfung schneidet diese Miocänschichten ab gegen

5. stark gestauchte und verknitterte fein geschichtete Tonmergel des Diluviums mit Sandeinlagerungen, die in 16 m Breite aufgeschlossen sind. Die Faltungen und Stauchungen werden besonders deutlich durch eine dem Tonmergel eingelagerte Bank hellen feinen Sandes.
6. Das Liegende des Tones bilden reine, helle Diluvialsande.

Abb. 5.

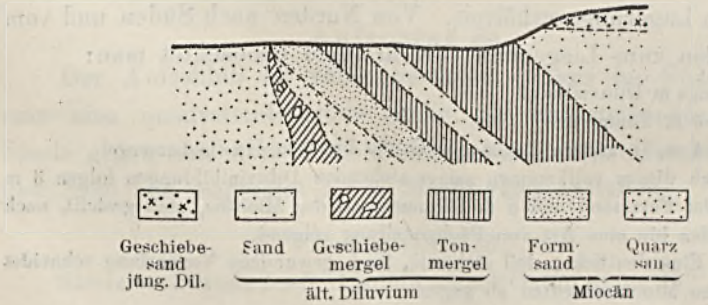


Aufschluß 6.

Abb. 6.

Die ungemein mächtigen Bändertone haben in der Sommerschicht 6—12, in der Winterschicht 2—4 cm Stärke. Sie zeigen in dem Aufschluß mehrfach einen Wechsel des Streichens und Fallens, was mit Überschiebungen zusammenhängt. Streichen Stunde 8—9, Einfallen 45° nach Süden. An einer Stelle, die im Profil dargestellt ist, ist eine Art Überschiebung deutlich zu erkennen. Im westlichen Teil der Grube sind die Tone als Bändertone entwickelt, im östlichen Teil dagegen als ungebänderte Tone mit Schichtung und Einlagerungen von Sandstreifen. In

Abb. 6.



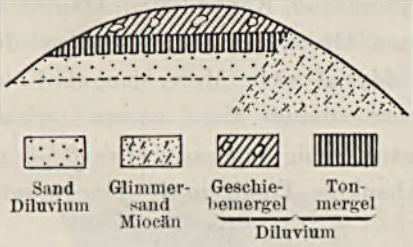
beiden Tonen zahlreiche Kalkknauern. Zwischen beiden Tonen scheint sich eine nach Osten hin an Mächtigkeit zunehmende Sandmasse einzuschieben. Nach Süden lagern die Tone unmittelbar auf Formsanden und weißen, feinkörnigen Quarzsanden des Tertiärs auf, die in derselben Richtung streichen und einfallen. Über dem Ton der östlichen Grube lagert diskordant hie und da etwas dunkler Geschiebelehm. Die Formsande und feinen Quarzsande des Miocäns werden von unten diskordant von einer nach oben sich auskeilenden Geschiebemergelzunge durchspießt.

Aufschluß 5.

Hierzu 1 Profil, Abb. 7.

Der stark verfallene Aufschluß ist bemerkenswert durch eine Verwerfung, an der ziemlich steil einfallende Glimmersande gegen eine diluviale Schichtenfolge abgeschnitten sind.

Abb. 7.



Aufschluß 40.

Sandgrube beim Bismarckturm. Man sieht nur Sand und Kies und nur an einer einzigen Stelle noch eine Schichtung, die auf ein Streichen der aufgerichteten Schichten von Ost nach West und auf ein unter 20—30° nördlich gerichtetes Einfallen hinweist.

Aufschluß 18.

Dieser Aufschluß ist eine stark verfallene Kiesgrube, in der man etwa 5 m mächtige sandige Kiese sieht, deren Lagerung nicht zu erkennen ist.

Aufschluß 17.

Östlich Gotteshülfe. Unter einer etwa 2 m mächtigen Decke

kiesigen und zum Teil steinigen Oberen Sandes liegen diskordant reine Sande, die an einer Stelle des östlichen Teiles der Grube steil aufgerichtet sind. Schlechte Beschaffenheit des Aufschlusses und Verrutschung der Wände hindern weitere Beobachtungen.

Aufschluß 24.

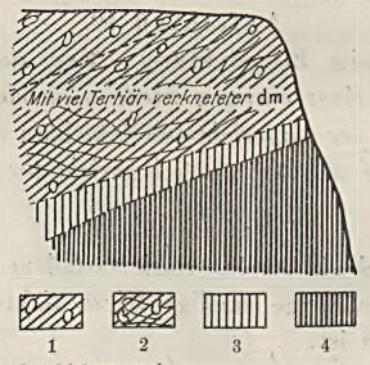
Frischer Einbruchtrichter am Westende des Grubenfeldes der Grube am Nassen Fleck. Feine helle glimmerhaltige Tertiärsande mit dünnen zentimeterstarken Bänkchen von braunem Ton. Streichen von Ost nach West; Fallen mit etwa 30° nach Norden. Kleine von Nordosten nach Südwesten gerichtete Verwerfungen, in denen bald der nördliche, bald der südliche Flügel um kleine Beträge verschoben ist.

Aufschluß 27.

Abb. 8.

Die Nordwestwand zeigt Geschiebemergel in mannigfaltigster Verknetung mit Formsand, Kohlenletten, Quarzsand und Glimmersand von kleinsten Geschieben, die offenbar durchwässert und gefroren waren, bis zu viele Meter langen Einschlüssen. Darunter folgen miocäne dunkle Tone, zuerst stark zerrüttet und zerknittert, dann ganz ruhig lagernd, etwa 3—5 m mächtig, dann hellbraune, dickbankige Tone, in 1—1½ m mächtigen Bänken,

Abb. 8.



1 Gelber Geschiebemergel.
2 Geschiebemergel, mit viel tertiärem Material verknetet
3 Diluvialer Tonmergel.
4 Dunkle, gut geschichtete tertiäre Letten.

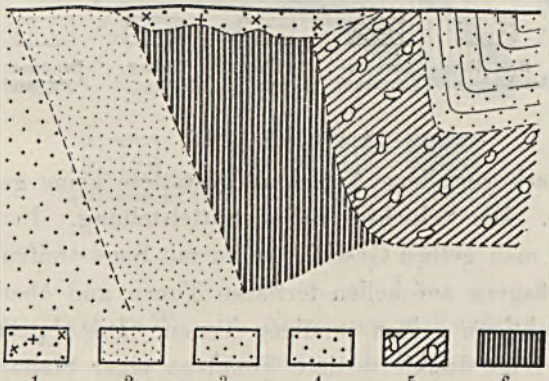
mehrere Male mit feingeschichteten, hell- und dunkelbraun gebänderten Tonen wechsellagernd. Zu unterst liegen feine helle Sande. Streichen SW—NO; Fallen unter 30° gegen Nordwesten. In der Verknetungszone zeigt der Geschiebemergel sehr tonige Beschaffenheit und wechselnde Farbe: rötlich, grün, braun und grüngesprenkelt, in der hangenden Partie reine gelbe Farbe und sandige Beschaffenheit. Die Geschiebe sind in der Verknetungszone bisweilen etwas angereichert.

Aufschluß 26.

Abb. 9.

Der unmittelbar nördlich folgende Aufschluß zeigt ein isoklinales, steilgestelltes, 60—75° nach Norden einfallendes System miocäner feiner Sande, hellgrauer Formsande und dunkelbrauner Letten, alles aufs feinste geschichtet. Darüber lagert im Südosten gelber älterer Geschiebemergel, 3 m mächtig, über ihm gelber, feiner, gut geschichteter Sand; im Südwesten der Grube schlagen die Formsande oben einen prachtvollen Haken; auf der entgegengesetzten Seite sind die gelben Diluvialsande zu einem festen dunkelbraunen Eisensandstein verkittet.

Abb. 9.



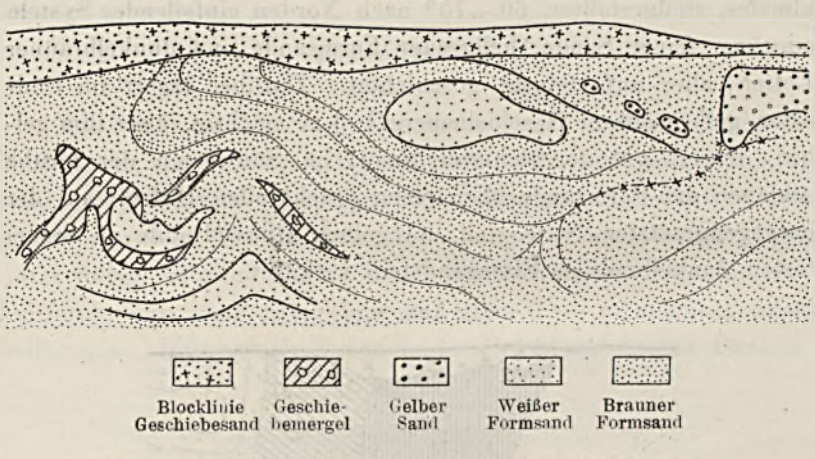
1 Geschiebesand — jüngeres Diluvium
3 Gelber Sand, 5 Geschiebemergel — älteres Diluvium
2 Heller Formsand, 4 Feiner, heller Quarzsand, 6 Brauner, fein geschichteter Ton — Miocän

Aufschluß 25.

Hierzu 1 Profil, Abb. 10.

Die Nordost zu Südwest streichende schmale Grube hat einen verwickelt gebauten, fein gefältelten Sattel brauner Formsande verfolgt, die verquetschte Partien weißer oder licht aschgrauer Quarzsande einschließen. Von Diluvialbildungen findet sich ein anscheinend mitgefältelter, teilweise gebankter älterer Geschiebemergel von 1 m Mächtigkeit und darüber 1—1½ m mächtige feine Sande. Durch die tertiären Formsande ziehen sich Geschiebezonen und Geschiebelehmbänder als Zeichen glazialer Intrusion durch.

Abb. 10.



Aufschluß 16.

Der stark verfallene Aufschluß gestattete keine genaue Profilaufnahme. Die Schichten haben Sattelstellung. In der Nordwand sieht man gelben Geschiebelehm mit Sandstreifen bis 2½ m mächtig auflagern auf hellen tertiären Tonen und überlagert von 1—2 m mächtigen gelben sandigen Tonen. Die abgebaute Mitte der Grube zeigt dunkle tertiäre Tone, an einer Stelle überfaltet. In der Südwand stehen teils diluviale gelbe Sande, teils tertiäre weiße und graue feine Quarzsande an. Streichen O—W; Fallen nach Norden und Süden. Der abgebaute Teil verfolgt die Achse des Sattels.

Aufschluß 28.

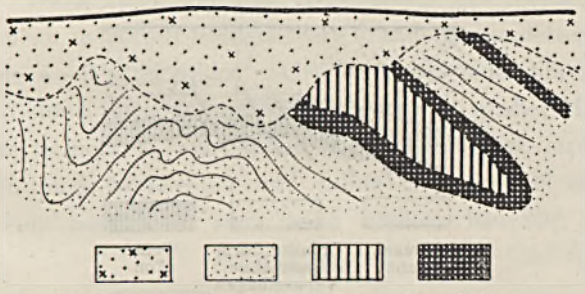
Der Aufschluß ist sehr stark verfallen. Man sieht helle feine Quarzsande und im nördlichen Teil hellbraune Formsande. In der Sohle der Grube sieht man, daß sie genau NO—SW streichen und direkt auf dem Kopf stehen.

Aufschluß 15.

Abb. 11.

Der Aufschluß läßt zwei Kohlenflözchen erkennen, die eine liegende Falte bilden, in deren Kern heller Ton steckt, der im Profil sich auskeilt. Das Liegende der Flöze ist ein aus hellen und dunklen Lagen in raschem Wechsel aufgebauter Formsand, der sehr stark zerrüttet, vielfach fein gefältelt und von zahlreichen kleinen Störungen durchschnitten ist. Der helle Ton wird bis 1 m mächtig. Im östlichen Teil der Grube lagert in einer stehenden Mulde dunkler sandiger Kohlenletten, darüber diluvialer Kies mit einer Blocksohle an der Basis in einer Mächtigkeit von 8 m.

Abb. 11.



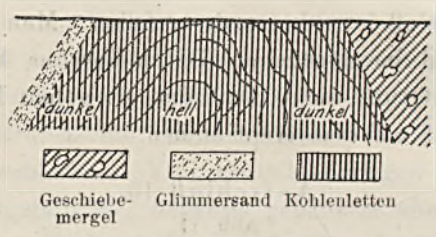
Aufschluß 14.

Abb. 12.

Streichen NO—SW. Im Nordosten steilstehend, nach Südwesten sich sehr rasch verflachend. Die Nordostwand bildet den im Profil dargestellten Sattel; ihre Höhe beträgt 6—7 m, ihre Breite 50 m. Ein ganz ähnlicher Sattel ist auch auf der Südseite zu sehen. An der Oberfläche viele von altem Tonabbau herrührende, mit Abraum erfüllte kastenartige Einschnitte.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Abb. 12.



Aufschluß 13.

Abb. 13–15.

Sehr verworrene Lagerungsverhältnisse. In der Südwand sieht man dunkle Tertiärtone mit einzelnen hellen Streifen und in sie eingefaltet eine Masse von gelben steinigen Kiesen. Auf der Nord- und Westseite wechsellagern helle sandstreifige Formsande, formsandstreifige feine Sande und helle und dunkle Tone. Das Ganze ist von zahlreichen kleinen Störungen durchzogen. 1920 war im Liegenden in der Sohle der Grube dunkelbrauner Geschiebemergel zu beobachten.

Abb. 13.

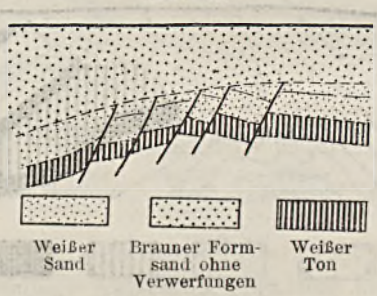


Abb. 14.

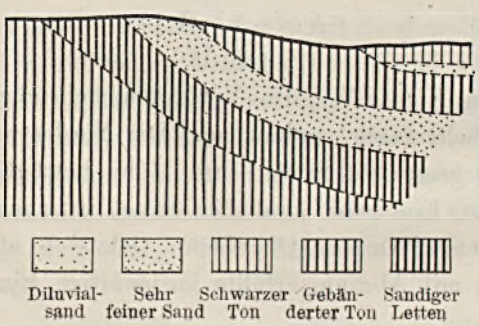
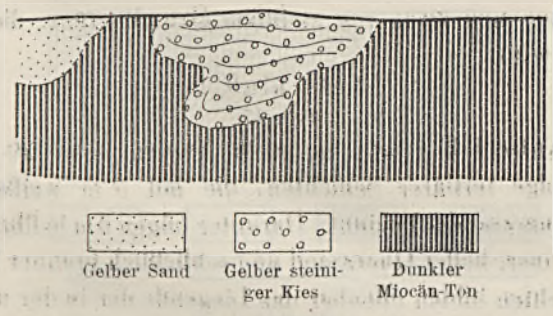


Abb. 15.

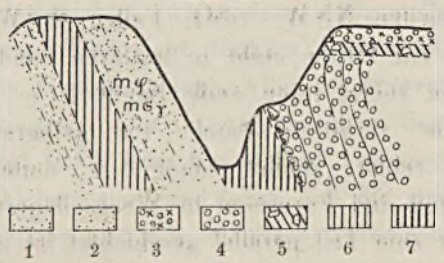


Aufschluß 11.

Abb. 16.

Die liegendsten Schichten gehören dem Miocän an und bestehen aus feinen, weißen, glimmerhaltigen Sanden, auf die sich hell-weißgraue, gut geschichtete Tone auflagern. Dann folgen 3 m braune, feingeschichtete Formsande, dann 9 m feine hellgraue Quarzsande, wechsellagernd mit dünnen Bänkchen braunen Formsandes, in dem in dünnen Blättchen Brauneisenstein ausgeschieden ist. Dann folgt der den Gegenstand des Abbaus bildende und nur noch in Stößen beobachtbare braune Kohlenletten, am Südwest-Ende 4—5 m sichtbar. Darüber lagert eine diluviale Blocksohle und dann ein rein nordischer Kies von großer Mächtigkeit. Alle diese Schichten, einschließlich des Diluviums, streichen von Nordosten nach Südwesten und fallen mit 45—50° nach Nordwesten ein, zum Teil auch noch steiler, bis 80°. Auf der

Abb. 16.



1 Glimmersand (kurz gestrichelt)
2 Formsand bis Glimmersand
3 Kies, jüngerer
4 Kies, älterer
5 Geschiebemergel
6 Heller Ton
7 Kohlenletten

1—2 und 6—7 Miocän, 3—5 Diluvium.

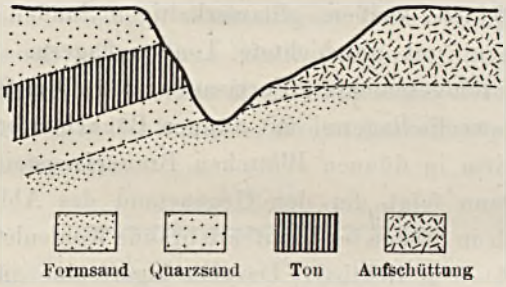
Höhe wird der diluviale Kies diskordant vom Jüngeren Diluvium abgeschnitten und zwar von steiniger Grundmoräne, die von Kies überlagert wird.

Aufschluß 4.

Abb. 17.

Der Aufschluß zeigt eine nach Norden unter 20—25° einfallende Folge tertiärer Schichten, die mit 5 m weißen, mittelkörnigen Quarzsandes beginnt. Darunter folgen 3 m hellbrauner Ton, dann 2 m feiner, heller Quarzsand und schließlich brauner Formsand. Diese Schichten bilden offenbar das Liegende der in der unmittelbar nördlich folgenden Grube Aufschluß 27 aufgeschlossenen Schichtenfolge.

Abb. 17.



Aufschluß 12.

Abb. 18—19.

Ein Profil in der östlichen Wand, ein anderes in der nordwestlichen beobachtet. Die feinen, gelben Sande im Liegenden des Nordprofils sind kalkfrei. Unter ihnen folgt brauner Ton des Miocäns. Streichen NNW—SSO; Fallen WSW mit 45°. Die ganze Zufahrt zur Grube steht in tertiären Sanden. Vom Eingang ab folgen zuerst reine weiße Sande 20 m, dann maschige und lagenweise verkittete Sande von gelbgrauer Farbe mit Zwischenlagen reiner, weißer Sande 8 m, dann reiner, weißer Sand 4 m, Sand und Formsand in Wechsellagerung 2 m, heller Sand 8 m, der zum Teil parallel geschichtet ist, zum Teil Kreuzschichtung zeigt. Dann folgen 4 m feine tonige Sande, 8 m reine Sande, 6 m brauner Ton, 7 m der gelben Sande des Profils. Die Zahlen bezeichnen die wahren Mächtigkeiten der Schichten.

Abb. 18.

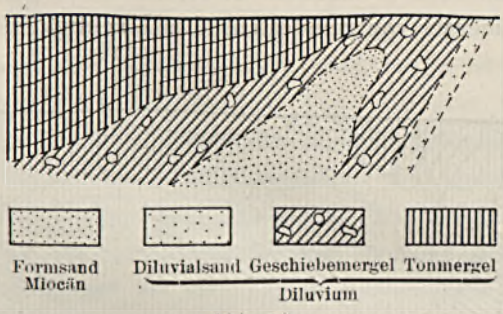
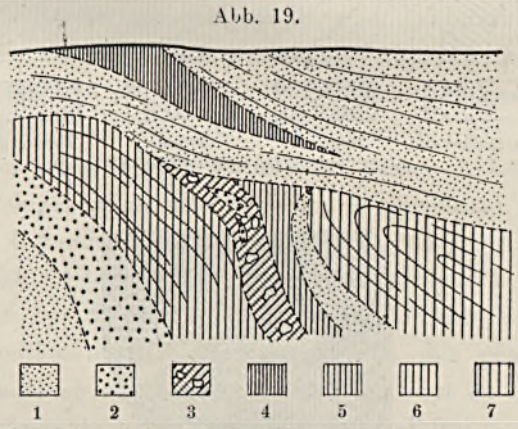


Abb. 19.



1 Feinsand, Miocän
2 Grober Sand } Diluvium
3 Geschiebemergel } Diluvium
4 Brauner Ton
5 Tonmergel
6 Grauer, fein geschichteter Tonmergel } Diluvium
7 Heller, sandiger Ton

Aufschluß 30.

In der Nordwand 4 m mächtiger gelber Geschiebemergel, vollständig ungeschichtet, unter dem steilgestellte unterdiluviale Schichten folgen. Man sieht dunklen Tonmergel, helle feinstreifige Sande, ein Kiesbänkchen. Alles ist überrutscht, ein Profil nicht zu gewinnen. Der Sporn zwischen den beiden Teilen der Grube zeigt helle feine Sande und Tonmergel, aber keinen jüngeren Geschiebemergel, und lehrt, daß die gestörten Schichten NO—SW streichen und mit 30° nach Nordwesten einfallen.

Aufschluß 10.

Abb. 20 - 22.

Die südliche Ausbuchtung des Aufschlusses zeigt mächtiges

mit 30° nach Süden einfallendes Diluvium. Es beginnt mit einem dunklen Tonmergel von mindestens 5 m Mächtigkeit. Dann folgt

Abb. 20.

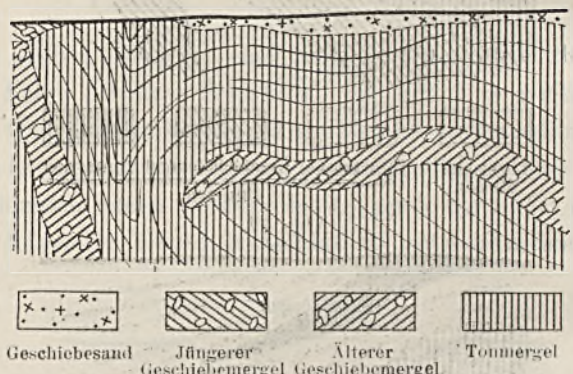


Abb. 21.

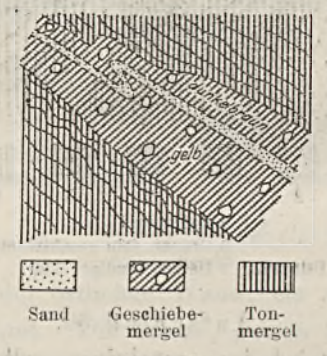
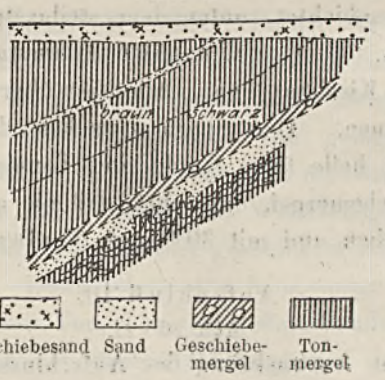


Abb. 22.



heller, kalkhaltiger Sand 0,8 m, brauner Geschiebemergel 0,5 m. Der Sand ist teils ruhig gelagert, teils gefaltet. Dann folgen 5 m Tonmergel, der unten schwarz, oben braun ist, dann 0,25 m Sand und zuletzt wieder brauner Ton. In dem Aufschluß der Ostwand sieht man denselben Geschiebemergel mit einem Sandband, aber unter diesem folgt nochmals 1 m gelber Geschiebemergel, während der obere braun ist. Die Tonmergel besitzen eine ausgezeichnete Schichtung und sind als Bändertone entwickelt. Der Geschiebemergel ist offenbar in den Stausee während der Bildung der Bändertone eingepreßt und hat das unmittelbare Liegende der Moräne stark gestaucht, während das Hangende ungestört geblieben ist oder sich erst nach Ablagerung des Geschiebemergels abgesetzt hat. Miocän fehlt. Der ganze Aufschluß bildet einen großen Sattel, auf dessen Achse eine spitze Tonmulde eingeklemmt ist. In den hangendsten Tonschichten finden sich 4 Sandeinlagerungen. Die oberen 1—4 m des Tons sind entkalkt. Über dem Ton lagert diskordant 1 m mächtiger ∂s, zum Teil mit Steinsohle, und in der Nordostecke sogar noch ein nicht entkalkter Geschiebemergel ∂m, der gegen den gefalteten Bänderton abschneidet. In der Zufahrt ist das Liegende des Tons aufgeschlossen. Es besteht aus kalkfreien, teils grauen, teils gelb oxydierten feinen Tertiär-Sanden mit ganz dünnen feinen Tonbänkchen. Darunter lagert 1 m mächtiger, grauer Formsand. Zwischen Diluvium und Miocän beobachtet man eine ausgesprochene Diskordanz. Die Achse des Sattels steigt nach Südwesten hin recht erheblich an.

Aufschluß 29.

In dem nach Nordosten folgenden Aufschluß 29 sieht man nur diluviale Schichten und zwar 2—3 m helle feine Sande, 1—1½ m Geschiebemergel mit eingefalteten violettgrauen Formsanden, dann wieder 2 m helle Sande, dann 1—1½ m stark gequetschte und gefältelte gelbe Tonmergel, 4 m helle Sande, 5 m oben entkalkte braune Tone. Alle Schichten fallen nach Nordwesten ein.

Aufschluß 37.

Der kleine Rest des Aufschlusses zeigt nur älteren Geschiebemergel, überlagert von Bänderton, der gefaltet ist. Streichen und Fallen lassen sich nicht bestimmen. Die Wand hinter der Ziegelei zeigt nur bis 6 m mächtigen hellen Sand und Kies.

Aufschluß 3.

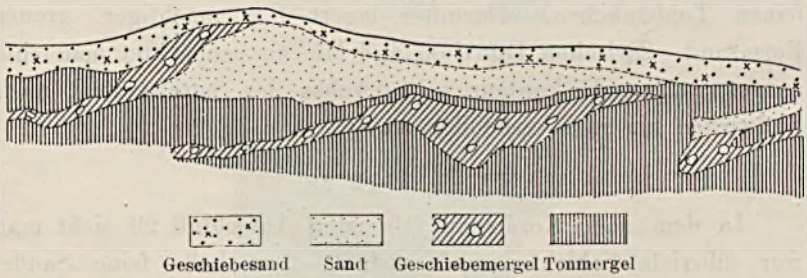
Der bei meinem zweiten Besuche im April 1915 bereits stark verfallene kleine Aufschluß zeigte im Sommer 1914 im unteren Teile unter 45° einfallenden Bändertonmergel, dessen dünne braune Winterstreifen nur 1 cm stark waren, während die gelben, an Feinsand reicheren Sommerstreifen 20—30 cm Stärke besaßen. Über dem Bändertone lag, die Schichten diskordant abschneidend, 1 m jungdiluvialer Geschiebemergel.

Aufschluß 31.

Abb. 23.

In der Nordwand stark verknitterte Bändertone mit zwei Intrusionen von Geschiebemergel. Darüber lagern diskordant rote, gelbe und weiße Sande. In der Ostwand unter dem Berg lagern zuerst horizontale Sande in 4—5 m Mächtigkeit und dann Bänderton mit steilstehender Zickzackfältelung, während Tertiär nicht zu sehen ist.

Abb. 23.



Aufschluß 32.

In der unmittelbar benachbarten kleinen Grube liegt gelber jüngerer Geschiebemergel, $2^1/_2$ m mächtig, über gefalteten dunklen, tonigen Miocänschichten. In der Mitte sieht man baumkuchenstreifige Formsande senkrecht gestellt und ostwestlich streichend.

Der jüngere Geschiebemergel ist nur noch nesterweise als Mergel erhalten, sonst überall entkalkt. In der Nord- und Südwand zu oberst ein ganz dünnes Kohlenflöz und darunter braune Formsande. Gegen den Abhang hin keilt sich der Geschiebemergel aus und geht in geschichtete Sande über. Am Eingang sieht man im Tertiär im allgemeinen Nordsüdstreichen und westliches Einfallen.

Aufschluß 33.

Gelber jüngerer Geschiebemergel bildet eine Wand von 4 m Höhe. Oben 1—1½ m brauner Lehm, das Übrige kalkhaltig; nach Norden und Süden entweder in Geschiebesand übergehend oder von solchem überlagert.

Aufschluß 34.

In unmittelbarer Nähe von Nr. 33. Der jüngere Geschiebemergel fehlt, der obere Sand ist wenig mächtig. Unter ihm folgen gefaltete und steilgestellte dunkle Tertiärschichten, meist Formsande, deren Streichen und Fallen sehr wechselt, aber wegen des starken Verfalls nicht genau beobachtet werden konnte.

Aufschluß 35.

Zeigt wieder nur Diluvialschichten und zwar mehr als 4 m mächtigen gelben Geschiebemergel und im östlichen Teil der Grube weißen Sand.

Aufschluß 36.

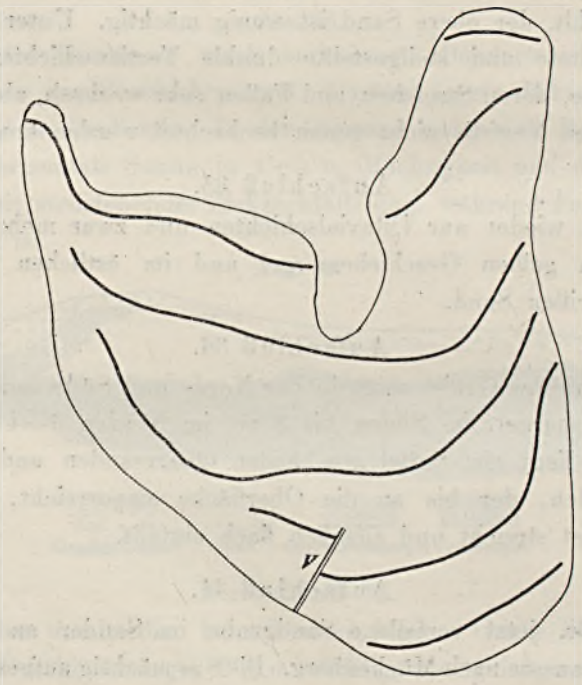
Die riesige Grube zeigt in der Nord- und Südwand jüngeren Geschiebemergel, im Süden bis 8 m, im Norden 3—4 m. Dazwischen liegt ein Sattel von hellen Quarzsanden und dunklen Formsanden, der bis an die Oberfläche emporreicht, von Ost nach West streicht und ziemlich flach einfällt.

Aufschluß 41.

Große, jetzt verfallene Sandgrube im Sander an der südlichen Chaussee nach Mückenberg. Bis 8 m mächtig aufgeschlossene horizontal geschichtete Sande.

Aus diesen Aufschlüssen ergibt sich folgendes allgemeine Bild: Eine ursprünglich horizontal lagernde Folge von tertiären und dem Älteren Diluvium angehörenden Schichten ist in verwickelter Weise in Falten gelegt, die in den beiden Flügeln des Hufeisens ostwestlich streichen, dann aber umschwenken und ein dem Verlauf der Endmoräne folgendes, umlaufendes Streichen annehmen, so daß die Falten im südlichen Teile wieder ostwestlich streichen, in den beiden angrenzenden Flügelstücken dagegen im nordwestlichen Teil ein nordwestliches, im nordöstlichen Teil ein nordöstliches Streichen aufweisen, wie es folgende schematische Skizze (Abb. 24) andeutet. Die Sättel der Falten, deren Zahl mindestens 6 beträgt, sind weitgehend abgetragen, so daß ausgedehnte Luftsättel entstanden sind, in denen das Tertiär die Oberfläche erreicht.

Abb. 24.



1:40 000

Sattelachsen der Gubener Staumoräne.

Wenn man nur die einzelnen Aufschlüsse berücksichtigt, so erhält man den Eindruck völliger Konkordanz zwischen Miocän und Älterem Diluvium; eine solche ist aber nur scheinbar vorhanden, denn beim Vergleich der verschiedenen Aufschlüsse nimmt man wahr, daß verschiedene Glieder des Älteren Diluviums sich auf verschiedene Gesteine des Miocäns auflagern, sodaß also in Wirklichkeit, wie auch vorauszusetzen, eine Diskordanz beider Formationen vorliegt. So lagert unmittelbar auf dem Tertiär

Geschiebemergel in den Aufschlüssen 1, 8, 25, 27,
Tonmergel » » » 6, 9,
Sand » » » 7, 12, 23,
Nordischer Kies im Aufschluß 11.

Andererseits findet sich unmittelbar unter dem Diluvium

Dunkler Formsand in den Aufschlüssen 1, 6, 7,
Feiner Quarzsand » » » 8, 9, 12,
Dunkler Kohlenletten » » » 23, 25, 27.

Es besteht also keine Regelmäßigkeit oder Gesetzmäßigkeit in der Lagerung der Grenzschichten.

Für die Ablagerungen des Miocäns läßt sich eine allgemein gültige Aufeinanderfolge der einzelnen Formsand-, Glimmersand-, Quarzsand-, Ton- und Kohlenlettenschichten nicht nachweisen, was mit dem raschen faciellen Wechsel der ausschließlich feinkörnigen Bildungen im Streichen zusammenhängen dürfte. Doch dürften die dunklen feinsandigen Kohlenletten im allgemeinen die Kerne der Sättel einnehmen, während die Quarzsande und Glimmersande ihr Hangendes bilden. Von einigen Tiefbohrungen, die in einer nordsüdlichen Linie die ganze Braunkohlenformation bis in das Liegende des einzigen bauwürdigen Flözes durchsunken haben, liegen mir leider keine Proben vor, sondern nur Schichtenverzeichnisse, die ich im folgenden wiedergebe:

Bohrloch 2.

0— 2,88	Gelber scharfer Sand
2,88— 3,72	Gelber Lehm mit grauen Sandstreifen
3,72— 5,62	Grau und weiß gestreifter Sand
5,62— 7,02	Schwarzer Ton

7,02— 7,45	Grau gestreifter Sand
7,45— 9,23	Schwarzer Ton
9,23—13,50	Schwarz gestreifter Ton
13,50— ?	Braunkohle (unrein, Flöz I)

Bohrloch 9.

0— 0,6	Mutterboden
0,6— 4,5	Lehm
4,5— 6,1	Schwarzer Letten
6,1— 8,9	Scharfer Sand und Steine
8,9—11,6	Schwarzer Letten
11,6—20,4	Fester grauer Sand
20,4—24,9	Schwarzer Letten
24,9—26,6	Fester grauer Sand
26,6—27,0	Schwarzer Letten
27,0—28,1	Feiner Sand mit Kohlentrümmern
28,1—33,3	Schwarzer Letten
33,3—39,8	Fester grauer Sand
39,8—40,2	Kohle
40,2—40,7	Grauer Ton
40,7—42,8	Fester grauer Sand
42,8—46,0	Schwarzer Ton mit Sandstreifen
46,0—52,9	Fester grauer Sand
52,9—55,6	Schwarzer Ton mit Sandstreifen
55,6—62,6	Dunkler Sand mit Tonstrahlen
62,6—63,7	Schwarzer Ton
63,7—67,7	Dunkler Sand mit Tonstreifen
67,7—69,3	Schwarzer Ton
69,3—71,3	Fester grauer Sand
71,3—77,4	Schwarzer Ton
77,4—78,2	Braunkohle (Flöz I)
78,2—80,8	Grauer Ton
80,8—95,5	Braunkohle (Flöz II)
95,5—105,5	Ton

Bohrloch 8.

0— 0,7	Mutterboden
0,7— 5,8	Sandiger Lehm
5,8—27,8	Sandiger Letten mit Steinen (Geschiebemergel)
27,8—29,1	Scharfer grauer Sand
29,1—29,5	Grüner sandiger Ton
29,5—33,2	Scharfer Sand
33,2—39,4	Schwarzer Ton
39,4—43,8	Fester grauer Sand
43,8—47,0	Dunkelgrauer Ton
47,0—48,5	Fester grauer Sand

48,5—49,7	Schwarzer Ton
49,7—50,8	Fester grauer Sand
50,8—55,6	Schwarzer Ton
55,6—62,3	Fester grauer Sand
62,3—63,4	Schwarzer Ton
63,4—68,3	Fester grauer Sand
68,3—69,0	Dunkelgrauer Ton
69,0—98,8	Fester grauer Sand mit Glimmer
98,8-104,1	Schwarzer Ton
104,1-105,9	Braunkohle (Flöz I)
105,9-107,3	Grauer gestreifter Ton
107,3-119,2	Braunkohle (Flöz II)

Bohrloch 7.

0— 0,3	Mutterboden
0,3— 2,2	Gelber Sand
2,2— 6,9	Scharfer grauer Sand
6,9—14,9	Feiner lehmhaltiger Sand
14,9—16,4	Grüner sandiger Ton
16,4—21,8	Scharfer Sand mit Steinen
21,8—26,2	Dunkler sandiger Letten
26,2—28,2	Scharfer Sand
28,2—32,3	Dunkler sandiger Letten
32,3—32,6	Grauer Sand
32,6—55,5	Dunkler sandiger Letten
55,5—57,8	Grauer Sand
57,8—63,6	Dunkler sandiger Letten
63,6—67,5	Fester Sand
67,5—69,6	Dunkler Letten
69,6—71,4	Grauer Schluff
71,4—74,8	Schwarzer Letten
74,8—75,9	Fester Sand
75,9—81,4	Schwarzer Letten
81,4—82,2	Braunkohle
82,2—86,8	Schwarzer Ton
86,8—90,2	Fester grauer Sand
90,2—97,0	Schwarzer Ton
97,0—98,1	Braunkohle (Flöz I)
98,1—99,6	Grau gestreifter Ton
99,6-119,7	Braunkohle (Flöz II).

Die Schichten des Bohrloches 2 dürften ganz dem Tertiär angehören, die des Bohrloches 9 von 8,9 m an, während das Diluvium im Bohrloch 8 bis 33,2 m, im Bohrloch 7 bis 28,2 m reichen dürfte.

Für das Ältere Diluvium ist es schon eher möglich, eine Gliederung aufzustellen.

Unter den aufgeschlossenen Schichten dürften die Sande und Tone im Liegenden des Geschiebemergels im Aufschluß 7 die ältesten Bildungen darstellen. Mit ihnen gleichaltrig dürften die Bändertone der Aufschlüsse 31, 3, 30, 10 und 6 sein. Auch sie müssen älter sein als der Geschiebemergel, da dieser quer zur Schichtung in sie eingepreßt ist, was besonders Aufschluß 10 schön erkennen läßt. Dann folgt der Geschiebemergel, der im allgemeinen nur in einer Bank auftritt, aber im Aufschluß 7 und 6 sich viermal wiederholt und zwar zuerst als Intrusion im liegenden Tonmergel, dann in Gestalt zweier, durch mehrere Meter mächtige Sande und Kiese getrennter Mergelbänke und schließlich in Gestalt einer ebenfalls mitgefalteten Blocksohle, die von dem Hangenden der beiden Geschiebemergelbänke durch eine ziemlich erhebliche Sandschicht getrennt ist.

Über dem Geschiebemergel folgen abermals Sande und Kiese. Zu letzteren gehören die mächtigen Kieslager der Aufschlüsse 11 und 9 mit rein nordischem Material. Bemerkenswert ist, daß im Aufschluß 9 die unter dem Kies liegende Schichtenfolge des Diluviums fehlt und dieser Kies hier unmittelbar dem Tertiär auflagert. Das spricht dafür, daß bereits vor Ablagerung des Kieses erhebliche Schichtenabtragungen, wahrscheinlich durch die Schmelzwässer des vorletzten Inlandeises, stattgefunden hatten.

Mit diesen sandigen Bildungen schließt das Ältere Diluvium ab. Nach seiner Zusammenstauchung, Faltung und teilweise erfolgten Abtragung wurde das Jüngere Diluvium mit sehr ausgesprochener Diskordanz darüber ausgebreitet. Es wird nur von Geschiebemergel und Sand, sowie gelegentlich von Kies gebildet und tritt nur stellenweise und in geringer Mächtigkeit auf, sodaß es im Kartenbilde mit Ausnahme des NO-Spornes der Endmoräne unterdrückt wurde, zumal es außerhalb der Aufschlüsse kaum zu unterscheiden und darzustellen ist.

Zu den jüngsten alluvialen Bildungen innerhalb der Endmoräne gehören die Abschlämmassen, die die geschlossenen Kessel

und Einsenkungen auskleiden und sich noch heute, besonders bei Wolkenbrüchen, weiter bilden.

Die Lagerungsstörungen, von denen alle Schichten betroffen worden sind, die älter sind als das Jungdiluvium, sind mannigfacher Art. Wir können unterscheiden: Faltenwurf im Großen, Faltung und Fältelung im Kleinen, Zerknitterung der Schichten, Intrusion von Grundmoräne in älteren Schichten, Verwerfungen und Überschiebungen. Meist treten mehrere dieser Erscheinungen nebeneinander auf.

1. Der Faltenwurf im Großen beherrscht den Bau der gesamten Endmoräne; er kommt am klarsten zum Ausdruck in der Lagerung der Braunkohlenformation. Das den Gegenstand des Braunkohlenbergbaus bildende Hauptflöz mit einer mittleren Mächtigkeit von 7 m ist in sechs Falten gelegt, deren Verlauf in der Abbildung 24 durch Darstellung der Sattelachsen eingetragen ist. Auf dem nördlichsten Sattel baute eine alte Grube südöstlich vom Räuberhügel, auf dem folgenden die Grube Feller, auf dem dritten die Grube Gotteshilfe, auf dem vierten arbeitet die heute allein noch im Betrieb stehende Grube Am Nassen Fleck, während der fünfte Sattel noch nicht durch Bergbau aufgeschlossen ist. Auch auf dem nördlichsten schmalen Sattel des Ostflügels an der Annas-Höhe ging früher Bergbau um, das Flöz war durch einen von der Eisenbahn her nach Süden getriebenen Stollen aufgeschlossen. In den südlichen Sattel schiebt sich von der Grube Am Nassen Fleck an eine Spezialmulde ein, die sich in der Richtung auf Mückenberg verbreitert. Alle diese Falten haben in den Sätteln flachere Nord- und steile Südflügel. Der Sattel Am Nassen Fleck ist sogar stellenweise nach Süden überkippt. Die Mulden zwischen den einzelnen Sätteln reichen erstaunlich tief hinunter. So taucht das Braunkohlenflöz in der nördlichen Mulde bis 30 m, in der mittleren bis 45 m, in der südlichen endlich bis 20 m unter NN., d. h. also bis zu über 100 m unter die Ebene des alluvialen Neiße-Tales. Wir dürfen dabei nicht vergessen, daß mit dem Braunkohlenflöz die gefalteten Schichten vermutlich noch nicht aufhören, sondern daß auch noch tiefere Schichten von derselben Faltung

betroffen wurden, so daß diese Zahlen noch eine weitere Erhöhung erfahren. Noch etwas nördlicher liegt eine Sattellinie, die den Westflügel der Endmoräne zwischen den Aufschlüssen 8 und 9 passiert. Wir haben es demnach in der gesamten Endmoräne mit im Westen 5, im Osten 6 großen Falten zu tun. Ausgezeichnete Profile steil gestellter Faltenelemente bieten die Aufschlüsse 4, 6, 7, 9, 11, 13. Der Winkel, unter dem die gefalteten Schichten einfallen, ist zum Teil recht beträchtlich. Unter den 16 in der Aufschlußbeschreibung mitgeteilten Fallwinkelbeobachtungen beziehen sich nur 2 auf flacheres Einfallen oder horizontale Lagerung, 6 auf Fallwinkel von 20—30°, 4 auf solche von 30—50° und 4 auf solche von 50—90°. Die in den tieferen Schichten der Braunkohlenformation beobachtete Erscheinung flacherer Nord- und steilerer Südflügel ließ sich in den oberflächlichen Grubenaufschlüssen nicht feststellen.

2. Ebenso wie unser Gebiet für die regelmäßige Schichtenlagerung in den großen Falten schöne Beispiele beibringt, so auch für die Faltung im kleinen und die Fältelung der Schichten. Ich verweise in dieser Beziehung auf die Profile der Aufschlüsse 2, 8, 10, 12 bis 15, 25 und 27. Diese Erscheinungen lassen natürlich die Regelmäßigkeit der Anordnung vermissen, die bei der Hauptfaltung so schön zu beobachten ist. Die Fältelung hat vorwiegend diluviale Tonmergel und tertiäre Tone, Letten und Formsande erfaßt.

3. Zerknitterung der Schichten hat meist die diluvialen und tertiären Tone betroffen. Sie ist besonders schön aufgeschlossen in den Gruben 7, 8, 10, 27, 31.

4. Intrusionen von älterem Geschiebemergel, die teils von der Seite, teils von unten her die Schichten diskordant durchspießen und in den mannigfaltigst gestalteten und gelagerten Zungen und Schmitzen auftreten, sind sehr schön in den Aufschlüssen 6, 7, 10, 12 und 25 zu beobachten.

5. Verknetung der Grundmoräne mit andern Schichten ist vortrefflich im Aufschluß 27 zu beobachten, wo der Geschiebemergel nur mehr eine Breccie von allen möglichen Gesteinen der

Braunkohlenformation bildet, die nur in hartgefrorenem steinartigen Zustand zu einer solchen Vermischung befähigt waren. Besonders gilt das von den losen weißen Quarzsanden, deren zusammenhängende Stücke sich auf keine andere Weise in der Breccie erklären lassen.

6. Verwerfungen und Überschiebungen sind in einer ganzen Anzahl von Aufschlüssen zu beobachten, am schönsten in 6, 8, 13 und 23; ihre Sprunghöhe läßt sich in den meisten Fällen nicht feststellen. Eigentümlich ist das Auftreten gestörter Schichten, die mit zahlreichen kleinen, staffelförmig angeordneten Verwerfungen durchsetzt sind, zwischen ungestörten Schichten, wie es im Spezialprofil der Grube 13 gut zu beobachten ist.

Eine bedeutendere Verwerfung scheint westlich vom Nassen Fleck in nordsüdlicher Richtung zu verlaufen. Sie ist in der Karte dargestellt und aus den Verschiebungen abgeleitet, die an dieser Stelle sowohl der Geschiebemergel des Älteren Diluviums wie die Braunkohlenformation aufweisen.

Ob der großzügige Faltenwurf der gesamten Endmoräne glazial bedingt ist, ist eine sehr schwer zu beantwortende Frage, die nur zusammen mit den zahlreichen, ähnlich aufgebauten, aus zusammengefalteten tertiären und dem Älteren Diluvium angehörenden Schichten bestehenden Faltengebieten von Sorau, Weißwasser-Muskau, Schmiedeberg, Wittenberg, Möckern-Loburg, Drossen, Zielenzig, Schermeisel-Lagow und Grünberg behandelt werden kann. Die Mehrzahl dieser Vorkommen, zumal die gesperrt gedruckten, sind mit Endmoränenbildungen verknüpft, was von vornherein für einen glazialen Ursprung auch der Faltung zu sprechen scheint. Andererseits macht das tiefe Hinabtauchen der Falten bis zu über 100 m unter die Oberfläche und bis 45 m unter den Meeresspiegel einen glazialen Ursprung in hohem Maße unwahrscheinlich, da es kaum möglich ist, für derartige Tiefen noch einen Ansatzpunkt von erforderlicher Tiefenlage für die Druckwirkung des Inlandeises zu gewinnen. Diese Mächtigkeit der gefalteten Schichten spricht vielmehr für eine tektonische Entstehung. Sicherheit über diese

Frage läßt sich aber nur gewinnen durch einige Tiefbohrungen, die festzustellen hätten, ob auch die liegenden Schichten des Miocäns und vor allen Dingen die Gesteine des prätertiären Untergrundes von der Faltung mit betroffen worden sind, und in welcher Tiefe die Abscherungsfläche liegt, auf welcher das gefaltete obere Gebirge über einen ungefalteten Untergrund hinweg bewegt worden ist. Damit wäre natürlich ein nichtglazialer Ursprung bewiesen. Aber auch in diesem Falle wäre noch immer nicht erklärt, ob es sich um wirklich tektonische Bewegungen handelt oder um Erscheinungen, die etwa mit Salzauftrieb und ähnlichen Vorgängen zusammenhängen. Nach dem heutigen Stande unserer Kenntnis läßt sich eine sichere Entscheidung noch nicht treffen. Dagegen sind die übrigen besprochenen Lagerungsstörungen sicher glazialen Ursprungs. Dafür spricht vor allen Dingen die in zahlreichen Aufschlüssen zu beobachtende Verknüpfung der Störungen mit Grundmoränen der zweiten Eiszeit.

Mag nun die ursprüngliche großzügige Faltung tektonisch oder glazial sein, sicher ist, daß dieses Faltungsgebiet in der letzten Eiszeit zu einer Endmoräne geworden ist, die wir unter den Begriff der Staumoränen einordnen dürfen. Das Auftreten einer ganzen Anzahl von geschlossenen Hohlformen, die nach Norden hin geöffnete Hufeisenform, die die gesamte Umgebung weit überragende Höhe, die durch zahlreiche Aufschlüsse erwiesene glaziale Stauchung der Schichten und das Vorhandensein eines sehr schönen Sanders sprechen überzeugend dafür. Der Sander liegt mit durchschnittlich 1 km Breite vor dem West- und Südflügel der Endmoräne, dehnt sich dann aber nach Osten und Südosten erheblich aus und nimmt an Breite stark zu. Im Westen und Südwesten bricht er gegen die diluviale Talstufe oder das Alluvium des Neißetales ab, in südlicher Richtung grenzt er an einen älteren diluvialen Talboden. Auf seiner ebenen Oberfläche verläuft parallel zum Rande der Endmoräne eine ganze Anzahl mehr oder weniger dicht bebauter Vorstadtstraßen der Stadt Guben. Dieser Sander ist, wie Aufschluß 41 besonders

gut erkennen läßt, ganz und gar aus horizontal geschichteten, ungestört lagernden Sanden aufgebaut und steht dadurch in schroffem und auffälligem Gegensatz zu der ihn unmittelbar begrenzenden kuppigen, verwickelt zusammengesetzten Endmoränenlandschaft. An einigen Stellen, bei der katholischen Kirche in der Teichbornstraße, östlich vom Schlachthofe und nördlich von der Bergbrauerei wurde im Sander die Einlagerung eines Geschiebemergels beobachtet, der wahrscheinlich der letzten Eiszeit angehört. Die außerordentlich dichte Bebauung hinderte die Feststellung, ob diese Geschiebemergelvorkommen vielleicht ein zusammenhängendes Band an der Kante des Sanders bilden.

Mag der Hauptfaltenwurf nun tektonischen Ursprungs sein oder nicht, jedenfalls ist er gleichaltrig mit den übrigen Störungen, die wir oben kennen gelernt haben, da die gestörten Schichten sich sämtlich dem Faltenwurf einordnen. Dadurch aber können wir die Zeit seiner Entstehung recht genau bestimmen; er muß jünger sein als die jüngsten noch mitgefalteten Schichten und älter als die diskordant darüber liegenden ungestörten Ablagerungen. Die von der Faltung mitbetroffenen Schichten diluvialen Alters gehören, soweit sie aufgeschlossen sind, ausschließlich der zweiten Eiszeit an. Die diskordant darüberliegenden Bildungen sowie der vor der Endmoräne liegende Sander sind dagegen der letzten Eiszeit zuzuschreiben. Ablagerungen des jüngeren Interglazials gelangten nicht zur Beobachtung. Da wir nun die kleinen Störungen, Fältelungen, Zerknitterungen, Durchspießungen und Verwerfungen als glazial erkannt haben, so können sie nur eine Wirkung der letzten Eiszeit sein, während der Hauptfaltenwurf, wenn er nicht glazial bedingt ist, in die zweite Interglazialzeit zu setzen wäre. Daß während der Dauer der vorletzten Eiszeit in diesem Gebiete noch keinerlei nennenswerte Höhenunterschiede vorhanden gewesen sein können, geht aus der weiten Verbreituug von unterdiluvialen Bändertonen hervor, für deren Entstehung ein großes Becken Voraussetzung ist, in welchem die Sedimente, scharf geschieden in Sommer- und Winter-Absätze, ruhig und ungestört zum Absatz kommen konnten. Erst

nach der Ablagerung dieser Tone, die teils unter, teils über der älteren Grundmoräne liegen und demnach Bildungen vor dem heranrückenden und vor dem sich zurückziehenden zweiten Inlandeise darstellen, kann die Auffaltung eingetreten sein. Allerdings müssen auch schon während der zweiten Eiszeit gewisse Lagerungsstörungen eingetreten sein, da z. B. die Intrusionen des älteren Geschiebemergels in die Bändertone nur in diesem Zeitabschnitt entstanden sein können.

Unsere Endmoräne steht nicht vereinzelt da, sondern bildet ein Glied eines langen Endmoränenzuges, der nach Osten über Heidekrug und Brunkow, südlich von Bobersberg vorbei nach Weißig am Bober sich hinzieht; seine Fortsetzung nach Westen dürfte in dem von Fürstenberg über Lieberose nach Straupitz verlaufenden Endmoränenzug zu suchen sein. Die Verbindung mit ihm wird durch einige Endmoränenkuppen in dem Gebiet zwischen Bomsdorf und Schlaben angedeutet. Die in Kürze zu erwartende geologische Übersichtskarte der Provinz Brandenburg 1:500000 wird diese Zusammenhänge noch deutlicher erkennen lassen.

Druckfertig abgeschlossen am 1. Juni 1920.
Druck verfügt am 15. Dezember 1920.

Über einen cedroïden Coniferenzapfen aus dem Unter-Eocän der Greifswalder Oie.

Von Herren **W. Gothan** und **K. Nagel.**

Hierzu Tafel 8.

Über die geologischen Verhältnisse des Fundpunktes unseres Zapfens teilt uns Herr Landesgeologe GAGEL folgendes mit:

»Das Alter der früher als paleocän bezeichneten Schichten von der Greifswalder Oie ist jetzt mit Sicherheit als untereocän (Londonton) anzusprechen. Daß die fraglichen Schichten Nordwestdeutschlands dem Londonton[1]) gleichaltrig sind, ergibt sich mit Sicherheit aus der Fauna (*Fusus trilineatus* SOW., *Lamna elegans* SOW., *Plagiolophus Wetherelli* und *Xanthopsis Leachi*, *Nautilus centralis* SOW.), die in diesen schon petrographisch sehr auffälligen und unverkennbaren Tonen vorhanden ist, die, stets in Verbindung mit den ganz unverwechselbaren Basalt-Aschentuffen, nach unserer bisherigen Kenntnis im Westbaltikum nur in diesen Schichten vom Alter des Londontones vorkommen, und die auch massenhaft auf der Greifswalder Oie an dem Fundort des cedroiden Coniferenzapfens vorhanden sind. Die betreffenden Untereocäntone mit den verhärteten Basalt-Aschentuffen (Cementstein) und dem phosphatisierten Coniferenzapfen kommen auf der Greifswalder Oie sichtbar nur

[1]) GAGEL, Über eocäne und paleocäne Ablagerungen in Holstein. Dies. Jahrb. f. 1906, Bd. 27, S. 48. 1909.

GAGEL, Die untereocänen Tuffschichten und die paleocäne Transgression in Norddeutschland. Ebenda f. 1907, Bd. 28, S. 150, 1910 u. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 58, Monatsber. S. 327. 1906.

als große, wurzellose Schollen im Oberen Geschiebemergel vor, sind aber aller Wahrscheinlichkeit nach unmittelbar unter dem Seespiegel an der Unterkante des Diluviums anstehend, worauf die ungemeine Massenhaftigkeit der kaum abgerollten Bruchstücke verhärteter Basalt-Aschentuffe am Strande der Oie hinweist. Andere Schichten als die untereocänen Tone, aus denen der wundervoll erhaltene und nur ganz wenig abgerollte Zapfen stammen könnte, kommen an der Fundstelle überhaupt nicht vor«.

In den Berichten der Deutschen Botanischen Gesellschaft hat J. Schuster im Jahre 1911 ein Rebenholz, *Vitoxylon Coheni* Schust., beschrieben, das offenbar aus den gleichen Schichten wie unser Zapfen stammt. Das *Vitoxylon* ist aber dort augenscheinlich nicht autochthon, sondern eingeschwemmt und wohl nach dieser Umlagerung erst versteinert worden, wie die sich sonst dort findenden Phosphoritkonkretionen nahelegen. Einen weiten Transport kann es aber nicht erlitten haben, da sonst die Struktur nicht so gut erhalten sein könnte. Demgemäß ist auch eine Einschwemmung aus älteren Schichten als Eocän kaum anzunehmen. Schuster nennt das Holz verkieselt; ob tatsächlich Verkieselung vorliegt, scheint aber nicht näher untersucht worden zu sein. Wahrscheinlich besteht es aus ähnlichem Material wie unser Zapfen. Dieser ist von dem Leuchtturmwärter am Raketenhaus, wo das Riff an den Strand stößt und die vielen Basalttuffe vorkommen, vor einigen Jahren gefunden und von Herrn Landesgeologen Gagel für die Geologische Landesanstalt gekauft worden.

Nach der Größe und äußeren Form sieht er einem Fichtenzapfen ähnlich. Er ist 11,6 cm lang; der Ansatz des Stieles ist an der Basis nicht mehr sichtbar. Seine größte Breite beträgt 4,7 cm. Er läuft dann nach oben etwas konisch zu, ist aber an der Spitze deutlich abgerundet (Taf. 8, Fig. 1).

Das Versteinerungsmaterial besteht zum guten Teil aus Phosphorit, wie eine von Herrn A. Böhm im chemischen Laboratorium der Geologischen Landesanstalt freundlichst ausgeführte qualitative Analyse ergab, daneben aus Pyrit, und vielleicht noch etwas Calcit; er ist offenbar durch die gleichen diagenetischen Vorgänge ver-

steinert worden, die zur Bildung der dortigen Phosphoritknollen geführt haben. Wie Fig. 2—5 zeigen, ist die Struktur ausgezeichnet erhalten wie bei dem *Vitoxylon*, und bei der Seltenheit von guten Pflanzenfunden im deutschen Eocän, zumal strukturzeigender Reste, erscheint eine genauere Bearbeitung angebracht. Der Zapfen ist offenbar etwas abgerollt, so daß der Außenrand der Schuppen nicht erhalten ist, was sich auch aus dem Herausseben der Mineralsubstanz zwischen den einzelnen Schuppen an der Oberfläche ergibt. Die deutlich sichtbaren Zapfenschuppen gleichen denen von *Cedrus*, der Ceder, vollkommen, so daß wir den Zapfen zunächst für einen dieser Gattung angehörigen gehalten haben. Die Zapfen der rezenten Ceder sind allerdings gedrungener eirund. Die Schuppen liegen ebenfalls sehr eng dachziegelartig übereinander. Zwecks weiterer Beurteilung wurde der Zapfen in halber Höhe durchschnitten und auf der Kreisfläche anpoliert. Auf dem Querschnitt zeigten sich, von der Achse ausgehend, einige Schuppen, die teils an ihrer Ansatzstelle, teils in ihrem äußeren Ende getroffen waren. Es ließ sich ersehen, daß die Schuppen mit schmaler Fläche ansaßen und sich dann mit ihrer Entfernung von der Spindel verbreiterten, wie man es bei allen Coniferen-Zapfen beobachten kann. Sie sind sämtlich von zahlreichen Harzgängen durchzogen (Taf. 8, Fig. 5). Ungefähr in der Mitte zwischen Achse und Peripherie sitzen die erbsengroßen, fast kugeligen, offenbar fast reifen Samen, die in ihren Einzelheiten noch Integument und Nucellus erkennen lassen (Taf. 8, Fig. 2—4). Um möglichst noch genauer den Bau zu studieren, wurde die untere Hälfte des Zapfens auch axial durchschnitten und die eine Seite poliert. Dabei wurde ein Teil der Schuppen in der Medianebene getroffen, so daß sich ihr Verlauf gut beobachten ließ. Es zeigte sich, daß die Schuppen mit verhältnismäßig schmaler Basis ansitzen, zuerst wagerecht sich von der Achse entfernen und dann, sich allmählich verdünnend, in schräger Richtung dem Rande zulaufen. Auch auf diesem Schnitt waren in der Nähe der Achse Harzgänge sichtbar. In dem zwischen zwei übereinander liegenden Schuppen entstehenden Raum liegen die Samen. Sie sind auch in dieser

Ansicht erbsenförmig. Einzelne ließen das Integument und den von ihm eingehüllten Nucellus erkennen. Die prächtige Erhaltungsweise machte es wünschenswert, von dem Längs- und Querschnitt auch Dünnschliffe zu fertigen. Der Querschnitt bot außer deutlichen Harzgängen und verdrückten Leitbündeln keine neuen Einzelheiten. Anders verhielt es sich mit dem Längsschnitt. Hier war in einem Falle ein nahezu reifer Same in der Mitte getroffen und zeigte schon dem bloßen Auge in der Mitte einen hellen Strich. Unter dem Mikroskop ließen sich deutlich die der Achse zugekehrte Mikropyle und das Integument erkennen. Von ihm wird der Nucellus eingeschlossen. Der weiße Strich in der Mitte erwies sich als Embryo, der auf der der Mikropyle abgekehrten Seite gegabelt ist. Mit der Gabelung sind zwei Keimblätter angedeutet, zwischen denen der Vegetationspunkt liegt. Wurzel und Wurzelhaube sind, was weiter nicht wunderbar, nicht mehr zu erkennen, wohl aber der Suspensor, der, da er zwischen den Zellen hin- und herläuft, nicht in seiner ganzen Länge, sondern nur in einzelnen Regionen getroffen wurde.

Es ist oben schon ausgeführt worden, daß der Zapfen infolge der Art seiner Schuppen cedroide Form hat, wenn auch seine abietoide oder piceoide Gestalt von der mehr kugligen oder ellipsoiden der Ceder abweicht. Die äußere Form würde vielleicht kein Hindernis für die Zuteilung des Fossils zu der Gattung *Cedrus* sein. Die kuglige Gestalt des Samens, der bei den recenten Cedern bedeutend kleiner, länglich, nach unten zugespitzt und außerdem mit einem großen Flügel versehen ist, der an Größe die aller Abietineen übertrifft, macht die Zuteilung zu *Cedrus* bedenklich. Leider kennt man den inneren Bau der bisher als fossil beschriebenen cedroiden Zapfen meist nicht. Auf Einzelheiten wird noch näher einzugehen sein.

Wir wollen nun zunächst die fossilen mit *Cedrus* in Verbindung gebrachten Zapfen einer kurzen Betrachtung unterziehen. Schon rein äußerlich hat unser Fossil mit *Pinites Leckenbyi* Carr. vieles gemeinsam. Dieser Zapfen[1]) stammt aus den Grün-

[1]) Carruthers, British fossil Coniferae. Geol. Mag. Vol. 6, S. 2, t. 1, 1—5. 1869.

sanden der Unteren Kreide, die namentlich im südlichen England, aber auch an der französischen Küste bis nach Belgien hinein entwickelt sind, und wurde auf der Insel Wight (Shanklin) herausgespült. In seinen Größenverhältnissen (5×10 cm) kommt er unserer Form (4,7×11,6 cm) beträchtlich nahe. Mehrere Samen lassen wie unsere pommersche Form den Embryo erkennen und in einem Falle sogar die Kotyledonen. Die Figur ist leider zum Teil schematisiert und darum für einen genauen Vergleich nicht brauchbar. Wenn Carruthers behauptet, daß der Längsschnitt in allen wichtigen Merkmalen mit denen der Ceder übereinstimmt, so ist das nicht überzeugend, da man einen Flügel an den Samen nicht erkennen kann und die Figur für *Cedrus* ziemlich große Samen zeigt, die sich mit der Angabe in seiner Diagnose nicht decken.

Auch Seward[1]) will, allerdings aus anderen Gründen, von einer Zugehörigkeit zu *Cedrus* nichts wissen. Er meint, obgleich der Zapfen einem solchen der Ceder ähnlich sehe, so ähnele er auch wiederum einigen Arten von *Picea* und *Abies*. Er wählt darum lieber den zu nichts verpflichtenden Namen *Pityostrobus*, den Nathorst für nicht sicher bestimmbare Abietineen-Zapfen eingeführt hat.

Einen dem *Cedrus Leckenbyi* sehr nahe stehenden Zapfen aus der Unteren Kreide von le Havre beschreibt Saporta[2]) als *Cedrus Lennieri*, über dessen inneren Bau leider nichts gesagt ist.

Ein ähnlich gestreckter, wenn auch weniger konischer Zapfen findet sich bei Coemans[3]) als *Cedrus Corneti*. Mit Recht weist der Autor darauf hin, daß der Gestalt nach das Fossil *Abies* sehr nahe komme, während die Beschuppung an *Cedrus* erinnert. Von *Pinus Corneti* sagt sogar Solms-Laubach[4]), sie sei »zweifellos eine Ceder«.

---

[1]) Seward, Fossil plants, Vol. 4, S. 385. 1919.

[2]) Saporta, Notice sur les végétaux fossiles de la craie inférieure des environs du Havre. Mém. soc. géol. Normandie, p. 13, t. 4, f. 1. 1877.

[3]) Coemans, Description de la flore fossile du premier étage du terrain crétacé du Hainaut. Mém. cour. et des savants étrang., Vol. 36, p. 11, t. 4, f. 3. 1866.

[4]) Solms-Laubach, Einleitung, S. 56. 1887.

Aus Lothringen beschrieb Cornuel[1]) *Cedrus lotharingica* mit langen und breiten Schuppen, und setzte sie zu *Cedrus Libani* in Beziehung. Innere Struktur, Samenform usw. sind aber unbekannt.

Eine etwas zweifelhafte Form machte Mantell[2]) bereits 1846 als *Abies Benstedi* aus den unteren Grünsanden bei Maidstone in Kent bekannt. Der Zapfen ist in der Folge als *Abietites* und *Pinites* bezeichnet worden. Carruthers[3]) behauptet, daß der Zapfen falsch gezeichnet wäre. Die Schuppen wären in Wirklichkeit bedeutend breiter. Er meint, daß der Zapfen dem der Ceder sehr ähnlich sehe und vergleicht ihn mit *Cedrus atlantica*. Stopes[4]) hält die Form, die Seward als *Pityostrobus Benstedi* aufnimmt, für näher mit *Abies* verwandt.

1895 beschrieb Fliche[5]) einen Zapfen aus den Argonnen als *Cedrus oblonga*, von dem er glaubte, daß er spezifisch identisch wäre mit *Abies oblonga* Lindley-Hutton[6]). Die starke Abrollung des Stücks läßt die ursprüngliche Beschaffenheit der Schuppen nicht mehr erkennen. Soweit Rückschlüsse möglich sind, scheinen sie cedernähnlich gewesen zu sein. Im Längsschnitt sieht man eine Anzahl ovaler Samen, die mehrfach den Embryo erkennen lassen. Seward[7]) bezeichnet auch diesen Zapfen als *Pityostrobus*. Göppert[8]) nennt ihn *Abietites*, glaubt jedoch, daß er noch zu *Abietites Benstedi* zu ziehen sein möchte. Nach Seward ist es unmöglich, die Stellung der Art innerhalb der Abietineen zu fixieren. Die französischen Formen aus der Unteren Kreide, die von

[1]) Cornuel, Note sur les cônes de *Pinus elongata* à St.-Diziers et sur des cônes de Cèdre du sable vert de la Houpette (Meuse). Bull. soc. géol. France, 3e sér., Vol. 10, p. 262, t. 7, f. 2—3. (1881—82) 1882.

[2]) Mantell, Description of some fossil fruits from the Chalk Formation of the south-east of England. Quart. Journ., Vol. 2, p. 52, t. 2, f. 2. 1846.

[3]) Carruthers, On fossil coniferous fruits. Geol. Mag., Vol. 3, p. 541. 1866.

[4]) Stopes, Catalogue of the Mesozoic plants in the Brit. Mus. Cretaceous Flora, Pt. II, Lower Greensand (Aptian) plants of Britain. 1915.

[5]) Fliche, Etude sur la flore foss. de l'Argonne (Albien-Cénomanien. Bull. soc. sci. Nancy. 1896.

[6]) Lindley-Hutton, Fossil flora of Great Britain, Vol. 2, p. 137, t. 137, f. 1, 2.

[7]) l. c. p. 387.

[8]) Göppert, Monographie der fossilen Coniferen, p. 207. 1850.

Fliche zu dieser Art als *Cedrus oblonga* gezogen werden, werden von Stopes als identisch mit *Pityostrobus Leckenbyi* bezeichnet.

Mit »*Abies*« *oblonga* Lindl.-Hutton hat sich insbesondere auch Williamson[1]) beschäftigt. Dieser Autor benutzte zum Studium Exemplare, die am Ufer bei Sidmouth aus den unteren Grünsanden herausgewaschen worden waren. Er gibt eine vergrößerte Abbildung eines Längsschnittes, auf dem deutlich ein breiter Flügel an dem ovalen Samen erkennbar ist. Dadurch gewinnt allerdings die Zugehörigkeit zu *Cedrus* an Wahrscheinlichkeit. Lindley und Hutton erklärten das Fossil für einen Tannen-(*Abies*-) Zapfen, weil die für *Pinus* so charakteristischen Schildchen an den verdickten Enden der Fruchtschuppen fehlten. Williamson meint dagegen, daß die verhältnismäßig breitere Gestalt der Samen mehr an eine Zugehörigkeit zu *Pinus* als zu *Abies* denken lasse, und zwar an solche von *P. Strobus* und *P. Cembra*, weil bei diesen Arten die Apophyse schwächer entwickelt ist als bei den anderen Species der Gattung. Dem Beispiel Carruthers[2]) folgend, der für solche Zapfen den Namen *Pinites* gebraucht und damit jeden weiteren Streit um die verwandtschaftlichen Beziehungen vermeidet, nennt auch Williamson seine Zapfen *Pinites*.

Aus der Unteren Kreide Amerikas beschreibt Berry[3]) einen kleinen Zapfen von 4 cm Länge und 1,5 cm Durchmesser als *Cedrus Leei*, über den aber noch nicht das letzte Wort gesprochen sein dürfte, da über den inneren Bau nichts gesagt ist. Stopes vergleicht mit ihm *Cedrostrobus Mantelli*. Wir glauben mit Seward, daß der Zapfen keinen Beweis einer näheren Verwandschaft mit der Gattung *Cedrus* bietet. Er würde also wie der vorige mit *Pityostrobus* im Sinne von Nathorst und Seward oder als *Cedrostrobus* im Sinne von Stopes zu bezeichnen sein. Wohl ist es wahrscheinlich, daß einige der zahlreichen Zapfen aus der Unteren Kreide zu Bäumen gehören, die den Charakter von *Cedrus* gehabt

---

[1]) Williamson, On the Morphology of *Pinites oblongus* (*Abies oblonga* Lindl.-Hutt.). Mem. Manch. lit. philos. Soc., Vol. 10, 3th ser., p. 189–194. 1886.

[2]) Carruthers, a. a. O., p. 536. 1866.

[3]) Berry, Maryland geological survey, p. 411, t. 77, f. 4, 4a. 1911.

haben. Die entscheidenden Merkmale dafür sind aber nicht vorhanden.

Außer ganzen Zapfen werden aus tertiären Schichten eine Anzahl Fruchtschuppen und Samen erwähnt. So beschreibt Boulay[1]) aus miocänen Lagern Frankreichs einige Samen als *Cedrus vivariensis*, die der *Cedrus atlantica* Desf. außerordentlich ähnlich sehen. Man braucht an der Richtigkeit seiner Ansicht nicht zu zweifeln.

Ebenso ist es wahrscheinlich, daß die Vorfahren der Himalaya-Ceder ihr Verbreitungsgebiet früher bis weit nach Sibirien hinein ausgedehnt hatten. Wir finden darüber Angaben bei Heer[2]), der noch in 56° n. Br. auf dem rechten Ufer des Tschulim-Flusses aus miocänen Lagern *Cedrus Lopatini* erwähnt. Nach Zapfenschuppen, Samen und Nadeln ist der Baum mit der Deodara-Ceder verwandt, die im Himalaya und in Tibet eine so wichtige Rolle spielt. Auch die Gestalt der Samen mit den charakteristischen Flügeln paßt zu der rezenten Ceder. Sie sind breit, nach dem Grunde zugespitzt, verkehrt eiförmig und ziemlich stark gewölbt.

Zuletzt hat noch Lauby[3]) aus dem Miocän des französischen Centralmassivs eine Anzahl Fruchtschuppen und Samen als *Cedrus miocenica* aufgeführt.

In seinem Buch Fossil plants, Bd. 4, p. 369, gibt Seward mit Recht an, daß es in vielen Fällen außerordentlich schwierig, ja unmöglich ist, einem Zapfen genau die systematische Stellung innerhalb der Familie anzuweisen. Um jede mißverständliche Auffassung hinsichtlich der Verwandtschaft unmöglich zu machen, lehnt er sogar Namen wie *Cedrites* oder *Laricites* ab. Deshalb vereinigt er unter dem von Nathorst geprägten Namen *Pityostrobus* alle Zapfen, die er innerhalb der Abietineen nicht genau festlegen kann. So lobenswert solche wissenschaftliche Vorsicht

[1]) Boulay, Notice sur la flore tertiaire des environs de Privas (Ardèche). Bull. soc. bot. France, Vol. 34, p. 227. 1887.

[2]) Heer, Beiträge zur fossilen Flora Sibiriens und des Amurlandes (Flora foss. arctica, 5, p. 39, t. 9, f. 6—8).

[3]) Lauby, Recherches paléophytologiques dans le Massif central, p. 88, t. 1, f. 1—12; t. 2, f. 1—6; t. 3, f. 1—5 u. 7—9. 1910.

in vieler Hinsicht ist, so wird sie auch wieder zur Ursache mancher Unklarheiten, da auf diese Weise Formen in einem Gattungsnamen vereinigt werden, die sicher nichts miteinander zu tun haben, wie zum Beispiel *Pityostrobus Andraei* COEM. oder *Pityostrobus macrocephalus* L.-H. und *P. oblongus* WILL. Ist es schon in der Tertiärflora oft sehr schwierig, einen Fund, der sonst gut erhalten ist, einer bestimmten rezenten Gattung oder Art zuzuteilen, so wachsen die Schwierigkeiten bei Fundstücken, die aus noch älteren Formationen stammen. Wir dürfen wegen des hohen geologischen Alters nicht erwarten, daß wir diese untrüglich mit rezenten Gattungen identifizieren können. Es dürfte aber mindestens zweckmäßig sein, wenn wir Coniferen-Zapfen, die wenigstens äußerlich alle Merkmale einer Ceder an sich tragen, auch als cedernähnlich bezeichnen. Solche unter dem STOPES-schen Namen *Cedrostrobus* zu vereinigen, ist nicht nur wissenschaftlich durchaus angebracht, sondern auch wegen der Übersichtlichkeit durchaus zu empfehlen. Genaueres Studium belehrt bald, daß bei unserem Zapfen von einer Zugehörigkeit zu *Cedrus* im LINNÉ'schen Sinne keine Rede sein kann. Sowohl die Form der Samen als auch ihre Flügellosigkeit machen eine solche Zuteilung unmöglich. Flügellose Abietineen-Samen sind nur in einigen Sektionen der Gattung *Pinus* vertreten (*Cembra*, auch *Pinaster*). Dagegen sind die Samen bei allen anderen Arten der Abietineen aus den Gattungen *Abies*, *Tsuga*, *Picea*, *Cedrus* usw. geflügelt. Der Flügellosigkeit solcher Samen kommt daher auch in unserem Falle ein größerer systematischer Wert zu. Wir wollen uns im folgenden etwas näher mit der systematischen Stellung unseres Zapfens und seiner Benennung beschäftigen.

Ganz abgesehen von der länglichen Form des Zapfens kann an eine Unterbringung bei *Cedrus* selbst wegen der Form, Größe und Flügellosigkeit der Samen nicht gedacht werden. Ebensowenig kann der Zapfen bei anderen Abietineen-Gattungen untergebracht werden. Die Unterbringung bei *Pinus*, bei der die Flügellosigkeit der Samen nicht stören würde, verbietet sich wegen der Form der Zapfenschuppen (Fehlen der Apophyse). Wir sind

also überhaupt nicht in der Lage, den Zapfen bei einer der lebenden Abietineen-Gattungen unterzubringen. Es fragt sich nun zunächst, ob wir denselben mit der Stopes'schen provisorischen Sammelgattung *Cedrostrobus* bezeichnen können. Als Diagnose gibt die Autorin (l. c. II, p. 143) an: »Fossil ♀ cones with overlapping broad scales, having a very definite and recognisable likeness to the recent genus *Cedrus*«.

Der Name *Cedrostrobus* ist also offenbar gemünzt auf Zapfen, die durch äußere Gestalt und durch die Form der Zapfenschuppen lebhaft an den heutigen *Cedrus* erinnern. Er soll aber nicht angewandt werden auf solche Zapfen, bei denen durch die Kenntnis der inneren Verhältnisse die einzelnen zur Diagnose eines rezenten Coniferenzapfens nötigen Daten bekannt sind, vermöge deren ein solcher Zapfen im System genau plaziert werden kann. Daher kann man auch solche Funde wie *Cedrus vivariensis* Boulay, *Cedrus Lopatini* Hr. usw. und auch unsern Zapfen nicht in *Cedrostrobus* verschwinden lassen. Für unsern Zapfen, dessen Eigentümlichkeiten die Vereinigung mit einer lebenden Abietineen-Gattung nicht möglich machen, ergibt sich daher die Notwendigkeit, einen neuen Gattungsnamen zu schaffen. Absichtlich haben wir aus dem Gattungsnamen das Wort *Cedrus* herausgelassen, da bei den sonstigen Charakteren, insbesondere der Flügellosigkeit der Samen, der Grad der Verwandtschaft mit *Cedrus* durchaus nicht feststeht; man kann sich vielmehr denken, daß das Aussehen des Gesamtbaumes mit solchen cedroiden Zapfen von *Cedrus* recht verschieden gewesen sein kann. Wir schlagen daher als Gattungsnamen *Apterostrobus* vor. Daß eine artgemäße Vereinigung mit einer der vorher behandelten Typen meist schon wegen der ungenügenden Kenntnis der inneren Verhältnisse der Zapfen nicht möglich ist, braucht nach dem Gesagten nicht näher auseinandergesetzt zu werden. Wir möchten in dem Artnamen die Cederähnlichkeit hervorheben und bezeichnen daher das ganze Fossil als *Apterostrobus cedroides*.

Apterostrobus cedroides Gothan und Nagel n. g. et sp. Zapfen von der Art der Cedruszapfen; die Zapfenschuppen mit denen

dieser Gattung übereinstimmend, die Form des Zapfens aber bedeutend länglich-gestreckter. Samen zu zwei auf jeder Fruchtschuppe, von der Größe und Form einer Erbse, ungeflügelt. Deckschuppen fehlend oder kaum ausgebildet.

Vorkommen: Unter-Eocän der Greifswalder Oie (Palaeobot. Samml. d. Geol. Landesanst. Berlin).

Tafel 8.

Apterostrobus cedroides n. g. et sp.

Fig. 1. Äußere Ansicht des Zapfen in $\frac{1}{1}$.

Fig. 2. Radialschliff. Etwa $\frac{1}{1}$.

Fig. 3. Querschliff. Etwa $\frac{1}{1}$.

Fig. 4. Längsschnitt durch den Samen mit Integument, Nucellus und Embryo. $\frac{8}{1}$.

Fig. 5. Querschnitt durch einige Zapfenschuppen mit den zahlreichen Harzgängen. ca. $\frac{9}{1}$.

Das Original und die Schliffe in der paläobotanischen Sammlung der Preußischen Geologischen Landesanstalt Berlin.

Unter-Eocän der Greifswalder Oie. leg. C. Gagel.

Druckfertig abgeschlossen am 10. Mai 1920.
Druck verfügt am 9. Dezember 1920.

Der mikrochemische Nachweis fossiler kutinisierter und verholzter Zellwände sowie fossiler Zellulose und seine Bedeutung für die Geologie der Kohle.

Von Herrn **Robert Potonié** in Berlin.

Mit 2 Textfiguren.

Aufzählung bisheriger Untersuchungen.

Mikrochemische Untersuchungen an kohlig erhaltenen fossilen Pflanzenresten sind bereits hier und da unternommen worden. Allerdings haben nur ganz wenige der dabei gezeitigten Ergebnisse Beachtung gefunden.

1855 veröffentlichte Franz Schulze-Rostock eine Abhandlung »Über das Vorkommen wohl erhaltener Zellulose in Braunkohle und Steinkohle«[1]). Er behandelte Kohlen und Lignite zunächst mit seinem den Botanikern wohlbekannten Mazerationsgemisch, bestehend aus Salpetersäure und Kaliumchlorat (bis zur ev. Sättigung der Lösung). Darauf wurden die Kohlen »erst mit Wasser, dann mit verdünntem wäßrigen Ätz-Ammoniak und zuletzt mit Weingeist so lange behandelt, als noch lösliche Stoffe daraus extrahiert wurden«. Auf diese Weise gelang es ihm, organisierte Reste zu isolieren, die er nun weiter behandelte. Er schreibt über eine von ihm an Steinkohle ausgeführte Untersuchung: »Die größte Überraschung war mir jedoch die Auffindung von zwei

[1]) Bericht über die zur Bekanntmachung geeigneten Verhandlungen der Königl. Preuß. Akademie der Wiss. zu Berlin, S. 676. 1855.

Splittern, welche bei der Behandlung mit Chlorzink-Jodkalium-Jod-Lösung deutliche Reaktion auf Zellulose zeigten«.

Diese Mitteilung ist so gut wie gar nicht bekannt. — Ist es in der Tat der Fall, daß hier und da noch in der Steinkohle Zellulose zu finden ist, dann hätten die Paläobotaniker alle Aussicht, bei geduldigem Experimentieren noch so manchen Aufschluß über die Chemie inkohlter Pflanzenreste zu bekommen. Die heutigen Paläobotaniker nehmen jedoch fast alle stillschweigend an, daß die Zellulose inkohlt erhaltener fossiler Pflanzenreste längst der Zersetzung anheimgefallen ist. Die Pflanzenreste sind eben inkohlt[1]), weil sie nicht mehr aus Zellulose bestehen. Demgegenüber hält jedoch H. Potonié[2]) daran fest, daß Franz Schulze nach Behandlung von Carbonhumuskohle mit seiner Mazerationsflüssigkeit tatsächlich durch Chlorzink-Jodlösung Zellulose nachgewiesen hat. Jedoch sagt H. Potonié: »Es ist nur zu natürlich, daß, je älter ein Humusgestein ist, um so zersetzter es im allgemeinen auch sein muß und um so weniger in demselben noch Verbindungen erwartet werden können, die mit denen in noch lebenden Pflanzen übereinstimmen«. Wo solche Verbindungen aber doch gefunden werden, da ist dies nach H. Potonié eben »ein Hinweis darauf, wie langsam die Selbstzersetzung bei gutem Abschluß der Stoffe vor sich geht«. Es wäre hiernach also der Luftabschluß, der hier und da Spuren von Zellulose zu erhalten vermag.

Schulze teilt über seine Untersuchungen weiter mit, daß er in Braunkohle »Holzzellen, Pollen, Kork, Epidermis-Partien und Algen« gefunden habe, und daß sich in der Steinkohle »Bruchstücke von fossilen Gefäßen, poröse Holzzellen und Pollen oder Sporen« gezeigt hätten. Das sind fast alles Objekte, die ihren guten Erhaltungszustand wahrscheinlich dem Umstande verdanken, daß sie einst Kutin oder auch verholzende Stoffe enthielten. — Reste, die in lebendem Zustand aus reiner Zellulose bestanden haben, erwähnt Schulze nicht. Was die fossilen Holzzellen usw. betrifft,

[1]) Definition dieses Terminus S. 162.

[2]) H. Potonié, Die Entstehung der Steinkohle, S. 99. 1910.

so besagt deren nur mikroskopischer Nachweis übrigens noch nichts über ihre chemische Natur.

Goeppert[1]) teilt dann später über verkieselte Hölzer mit: »Ebenso ist es aber auch die primäre Wand, welche bei den, nach der Ausfüllung wie oben gesagt, zuweilen eintretenden Verwesungsprozessen zuletzt verschwand und durch Kieselsäure ersetzt wird. In braungefärbten Hölzern läßt sich durch Jod und Schwefelsäure die Anwesenheit der Cellulose durch blaue Färbung noch erkennen, wie dieses Schulze in Rostock schon früher in der Stein- und Braunkohle nachgewiesen hat«.

Als zweiter benutzte Schenk[2]) die Mazerationsmethode. Er wollte jedoch damit nichts über die chemische Natur der von ihm untersuchten Materialien ermitteln, sondern er bediente sich des Schulze'schen Gemisches nur, um inkohlte Pflanzenreste der mikroskopischen Untersuchung besser zugänglich zu machen und hat a. a. O. und später bei allen möglichen Pflanzen der mesozoischen Flora dieses Verfahren angewandt; er hat eigentlich zuerst die Mazerationsmethode konsequent zur Gewinnung fossiler Blattepidermen usw. benutzt. So schreibt er unter anderem (S. 40): »Behandelt man die sogenannten jüngeren Sporenfrüchte von *Jeanpaulia* (*Baiera*) mit chlorsaurem Kali und Salpetersäure, so erhält man vorzügliche Präparate einer Epidermis, welche aus zwei Platten besteht usw.«.

Sodann finden sich bei Zeiller[3]) einige uns interessierende Bemerkungen. Er kommt auf den Grad der Zersetzung, in dem sich gewisse fossile Reste, so namentlich die Kutikulen befinden, zu sprechen: »Dans la plupart des plantes qui nous ont été conservées à l'état d'empreintes, la matière végétale a subi une transformation complète et se présente, quand elle n'a pas disparu

[1]) H. R. Goeppert, Über den versteinerten Wald von Radowenz bei Adersbach in Böhmen und über den Versteinerungsprozeß überhaupt. Jahrb. K. K. geol. Reichsanstalt, Bd. 8, S. 725. 1857.

[2]) A. Schenk, Die fossile Flora der Grenzschichten des Keupers und Lias Frankens, S. 40 und 59. 1867.

[3]) M. R. Zeiller, Observations sur quelques cuticules fossiles. Ann. Sci. nat., 6. sér. Bot., Tome 13, S. 234. 1882.

tout à fait, réduite à une mince lame de charbon qui se brise en petits fragments sous une faible pression. Cependant cette transformation n'a pas toujours été intégrale, et l'on a cité un certain nombre de cas où la partie externe des cellules épidermiques, la cuticula, a été conservée sans modefication apparente, et a gardé même une certaine élasticité, de telle sorte qu'on peut détacher da la roche des fragments entiers de feuilles ou de ramules, semblables à des fragments de plantes vivantes préparées pour être mises en herbier.« Er untersucht dann die Moskauer Papierkohle (vergl. auch diese Abh. S. 152) und schreibt: »Il est donc facile, en traitant les échantillons de Papierkohle par une solution alcaline, d'isoler les membranes en question et de les obtenir parfaitement purifiées de la matière non organisée qui leur est interstratifiée«.

Sehr ausführlich hat sich GÜMBEL[1]) mit der mikrochemischen Behandlung kohligen Pflanzenmaterials beschäftigt, allerdings ebenfalls ohne irgendwelche unumwundenen Schlüsse auf die chemische Zusammensetzung der noch figurierten Pflanzenteile zu ziehen. Auch aus seiner Arbeit muß verschiedenes hervorgehoben werden. So sagt er von der Mazerationsmethode: »Ich habe diese SCHULZE'sche Methode wesentlich dahin abgeändert, daß ich zunächst die Anwendung von Ammoniak unterlasse. Denn es hat sich gezeigt, daß das Ammoniak nach der Behandlung mit Kaliumchlorat und Salpetersäure in dem erhaltenen Rückstande eine große Masse der Kohlensubstanz völlig auflöst und zerstört, welche die Pflanzentextur in der ausgezeichnetsten Weise erkennen läßt. Es ist daher zweckmäßig, die erste mikroskopische Untersuchung vor der Behandlung mit Ammoniak vorzunehmen. Dabei ist allerdings die tiefbraune Färbung des Rückstandes störend und erschwert sehr häufig das Erkennen der feinen Pflanzentextur. Ich benütze daher zur teilweisen Entfernung dieser braunen Färbung absoluten Alkohol.« Und an einer anderen Stelle: »Welch beträchtlicher Unterschied sich ergibt, je nachdem man die eine oder die

[1]) C. W. v. GÜMBEL, Beiträge zur Kenntnis der Texturverhältnisse der Mineralkohlen. Sitz.-Ber. math.-phys. Klasse Kgl. bayr. Akademie Wiss., München, Heft I. 1883.

andere Behandlungsweise in Anwendung bringt, zeigt beispielsweise die mit dem Traunthaler Lignit vorkommende Faserkohle in dem auffallendsten Grade. Nach der Einwirkung der Mischung von Kaliumchlorat und Salpetersäure auf diese Faserkohle bewirkt Ammoniak eine nahezu vollständige Auflösung der behandelten Masse und damit natürlich auch ein Verschwinden aller wahrnehmbaren Texturanzeichen, während bei Anwendung von Alkohol an Stelle des Ammoniaks sich die Textur von Coniferenholz in einer Schönheit erkennen läßt, welche mit jener, im Lignite selbst wetteifert.« Weiter äußert sich Gümbel: »Zu den Pflanzenteilen, welche der Einwirkung von Chemikalien großen Widerstand entgegensetzen, gehören z. B. die Epidermalgebilde, Pollenkörner, Samenhäutchen, Sporen usw. Es ist sehr bemerkenswert, daß diese Gebilde, auch wenn sie in den Kohlenprozeß eingegangen sind[1]), diese Eigenschaft unverändert beibehalten haben. Behandelt man daher nach der Einwirkung des Alkohols die vorbereiteten Kohlenproben noch weiter mit verdünnten Alkalien (Ammoniak, kohlensaures Ammoniak oder Kalium), so geht noch ein übriger Teil der Substanz in Lösung, und es bleiben, abgesehen von etwa erdigen Schülferchen, alsdann nur mehr meist als zarte Flocken und Häutchen sichtbare Reste zurück, welche sich unter dem Mikroskop als Epidermalgebilde, Indusien, Sporenhäute und Pollenkörner zu erkennen geben.«

Interessant ist des weiteren eine Bemerkung Gümbel's, aus der hervorgeht, daß er im Gegensatz zu Schulze vergeblich versucht hat, Zellulose nachzuweisen. Bei der Untersuchung des Lignits eines Coniferenstammes heißt es: »Im Horizontalschnitte erwies sich der Raum in den Zellen und Gefäßen satt erfüllt mit einer gelblichen und braunen amorphen Masse von der Art der früher als Carbohumin bezeichneten Substanz, die sich in Kalilauge löst, mit Chlorjodzink jedoch nur etwas dunkler färbt«.

Und endlich äußert er in seiner Zusammenfassung: »Man muß annehmen, daß gewisse, leichter in huminartige Stoffe um-

[1]) Im Urtext nicht gesperrt.

wandelbare Anteile der angehäuften Pflanzen in ihrer Form und in ihrem Bestande vollständig umgeändert, von den übrigbleibenden, wahrscheinlich durch ihre mineralischen Aschenteile, besonders Kieselsäure, vor der völligen Umbildung geschützten Skelette gleichsam aufgesaugt und in Hohlräumen schließlich durch weitere chemische Vorgänge, die noch nicht klargestellt sind, vielleicht durch fortschreitende Oxydation wieder in fester Form abgelagert worden sind. Es besteht demnach die Steinkohle aus verschiedenen, wenn auch äußerlich sehr ähnlichen Substanzen, von welchen ein Teil dem Rest des Pflanzengewebes, der andere Teil den aufgenommenen und als Verdichtungs- und Ausfüllungsmaterial verwendeten huminähnlichen, wahrscheinlich in sich selbst verschiedenen Zersetzungsmassen entspricht. Der größere oder geringere Widerstand, welchen diese in der Kohle vereinigten Substanzen der Einwirkung verschiedener Chemikalien leisten, setzt daß Vorhandensein solcher verschiedenartiger kohliger Stoffe in der Steinkohle außer allen Zweifel.« (Vergl. hierzu im Folgenden S. 150). Man ersieht hieraus, daß GÜMBEL's Ansichten noch ziemlich unklar sind.

Auch REINSCH[1]) hat sich mit derartigen mikrochemischen Untersuchungen befaßt. — Ohne sich über die genauere chemische Natur seines Versuchsobjekts zu äußern, teilt er von den Häuten aus der russischen Blätterkohle mit: »In konzentrierter Schwefelsäure sind die Lamellen unlöslich, in konzentrierter Salpetersäure, welche die Substanz oxydiert, dagegen löslich. In kochender Ätzlösung sind die Lamellen nicht löslich«.

Eine weitere Arbeit von REINSCH[2]) enthält nichts, was für unsere Betrachtungen von Wert wäre. Es wird hier nur dargestellt, daß in der Steinkohle gewisse in Alkali lösliche Stoffe vorhanden sind. — Auch die übrigen Arbeiten von REINSCH (vergl.

---

[1]) P. F. REINSCH, Über parasitische algen-ähnliche Pflanzen in der Russischen Blätterkohle und über die Natur der Pflanzen, welche diese Kohle zusammensetzen. Flora, 1883, Nr. 21 und 22.

[2]) P. F. REINSCH, Einige neuere Beobachtungen über die chemische Zusammensetzung der Steinkohle. DINGLER's polytechn. Journal, Bd. 256, S. 224 ff. 1885.

z. B. »*Micro-Paläophytologia Formationis Carboniferae*«, Erlangen und London 1884) enthalten nichts für uns Bemerkenswertes.

Dagegen sei eine Mitteilung von C. O. Harz[1]) erwähnt, trotzdem seine Untersuchungsmethode keine mikrochemische ist. Stellt man einen alkoholischen Auszug aus Dysodil her und untersucht diesen spektroskopisch, so ergibt sich, daß er Chlorophyll enthält. Da der Dysodil dem Tertiär angehört, zeigt sich hiermit, wie lange sich selbst kompliziertere organische Verbindungen unter Umständen zu erhalten vermögen, nämlich (wie schon erwähnt) nach der Meinung der bisherigen Autoren dann, wenn der Luftabschluß möglichst gut ist. Wie aus dem Folgenden hervorgehen wird, kann aber auch die Gegenwart gewisser imprägnierender Mittel die Erhaltung organischer Verbindungen fördern.

Sodann hat Harz (l. c.) an »Cuticularhäuten« aus diesem Dysodil mit Chlorzinkjod Zellulose nachgewiesen. Er dürfte das Material vorher mit KOH oder dergl. behandelt haben, was aus seinen einleitenden Bemerkungen hervorzugehen scheint.

Sehr eingehend hat sich dann wieder J. Wiesner[2]) mit unserem Gegenstand beschäftigt. So weit ersichtlich, ist jedoch von seinen Untersuchungen gar nichts in die paläobotanische Literatur übergegangen. Auch von seinen Mitteilungen seien die für uns wichtigsten hervorgehoben:

»Wie verschieden auch die Braunkohle dem freien Auge erscheinen mag: faserig, blätterig, erdig oder dicht (wie die muschelig brechende Pechkohle); im mikroskopischen Verhalten stimmen alle diese Formen der Braunkohle darin überein, daß sie in Pulverform durch Chromsäure verhältnismäßig rasch in eine gelbliche und schließlich farblose Masse umgewandelt werden, welche im Wesentlichen einen Gewebsdetritus darstellt, der, wie die Reaktionen lehren, aus Zellulose besteht. Denn wäscht man

---

[1]) C. O. Harz, Über den Dysodil. Botan. Centralbl., 37, S. 39 ff. 1889.

[2]) J. Wiesner, Über den mikroskopischen Nachweis der Kohle in ihren verschiedenen Formen und über die Übereinstimmung des Lungenpigments mit der Rußkohle. Sitz.-Ber. K. K. Akad. Wiss. Wien, Math.-naturw. Kl., Bd. 101, Abt. I, März 1892.

den Detritus mit Wasser sorgfältig aus, so löst er sich in Kupferoxydammoniak auf und färbt sich durch Chlorzinkjodlösung violett.« .... »Der Detritus läßt manchmal noch sehr wohlerhaltene Gewebsteile (Tracheiden, Gefäßfragmente, Oberhautzellen etc.) erkennen« .... »Ferner habe ich in manchen Braunkohlen« .... »reichlich Pollenkörner gefunden«.

Im Anthracit suchte WIESNER die Zellulose vergeblich. Dagegen fand er in der Steinkohle »Körper, welche sich genau so wie Braunkohle verhalten, also nach Einwirkung von Chromsäure einen Gewebsdetritus geben, welcher aus Zellulose besteht, wie sich sowohl durch Kupferoxydammoniak, als durch Chlorzinkjodlösung nachweisen läßt«. Sodann äußert er: »Der Zellulosenachweis ist mir bisher in allen untersuchten Steinkohlen gelungen. Doch ist dieser Nachweis bei der Steinkohle viel schwerer zu führen als bei der Braunkohle, schon deshalb, weil in der ersteren die Zellulose in viel kleinerer Menge vorkommt als in der letzteren. Der Gewebsdetritus der Steinkohle ist ein sehr zarter; deshalb kann die Gegenwart der Zellulose leicht entgehen, wenn nicht rechtzeitig die Wirkung der Chromsäure unterbrochen wird, da fein verteilte Zellulose relativ rasch durch das Reagens zerstört wird«.

Weiter beschäftigt sich WIESNER mit künstlicher Holzkohle. »Je nach der Temperatur, bei welcher die Verkohlung des Holzes vorgenommen wird, ist bekanntlich der Gehalt der Holzkohle an Kohlenstoff ein verschiedener. Bei relativ niederer Temperatur entsteht die sogenannte Rotkohle, bei höherer Temperatur die gewöhnliche Schwarzkohle; letztere ist bedeutend reicher an Kohlenstoff als die erstere.« ..... »Sowohl die Rot- als die Schwarzkohle besitzt noch genau die Textur des Holzes. Die Zellhäute der ersteren erscheinen im Mikroskope braun, die der letzteren schwarz.« .... »Durch Chromsäure werden die Zellhäute der Rotkohle — abgesehen von den äußersten, sehr resistent gewordenen Schichten — entfärbt, aber sehr langsam. Selbst sehr dünne Membranen bedürfen oft einer 24-stündigen Einwirkung, um gänzlich farblos zu werden. Die farblosen Reste der Rotkohle sind

Zellulose, wie das Verhalten gegen Kupferoxydammoniak und gegen die Jodpräparate lehrt. Schwarze Holzkohle läßt unter dem Mikroskop keinerlei Veränderung erkennen, wenn dieselbe der Einwirkung der Chromsäure ausgesetzt wird. Fein gepulverte Kohle, welche nur mehr aus kleinen Splittern und punktförmigen Partikelchen bestand, erschien im Mikroskope vollkommen undurchsichtig und schwarz, und diese Verhältnisse änderten sich selbst nach achtwöchentlicher Einwirkung von Chromsäure nicht. — An vollkommen schwarz verkohltem Holze lassen sich durch Chromsäure die Strukturverhältnisse nicht deutlicher machen, wie etwa an Rot- oder Braunkohle, weil in demselben keine Zellulose mehr nachweisbar ist, und außerdem als Resultat der successiven Reduktion ein Körper zurückbleibt, der gewiß noch schwerer oxydierbar ist als die Zellulose. Unvollständig schwarzgekohltes Holz, z. B. die als Reißkohle verwendete Lindenkohle, wird durch Chromsäure partienweise so geklärt, daß die Strukturverhältnisse mit überraschender Deutlichkeit hervortreten, und in den Resten sich noch Zellulose nachweisen läßt.«

Seit Wiesner besteht nun die Mikrochemie der Paläobotanik wesentlich in Methoden, die dem Beispiele Schenk's folgend, inkohlt erhaltene Pflanzenreste lediglich der anatomisch-mikroskopischen Untersuchung zugänglich machen wollen. Man bediente sich hierbei meist des Schulze'schen Mazerationsgemisches, aber es kamen auch andere Oxydationsmittel in Anwendung, die alle dem Zwecke dienten, die weniger leicht zersetzlichen Gewebeteile von den leichter zersetzlichen zu befreien und dann mikroskopisch zu untersuchen.

1908 findet sich in einer Arbeit von W. Gothan[1]) eine hierher gehörende Bemerkung. Von einem Holzstück aus der Braunkohle der Grube Ilse wurden kleine Splitter einem Mazerationsprozeß in einer Lösung von Kaliumbichromat und Schwefelsäure unterworfen. Unter dem Mikroskop zeigte sich nun da, wo die

[1]) W. Gothan, Die fossilen Coniferenhölzer von Senftenberg. In P. Menzel, Über die Flora der Senftenberger Braunkohlen-Ablagerungen. Abh. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst., N. F., Heft 46.

braunkohlige Substanz ganz beseitigt war, ein Haufwerk von fast unmeßbar dünnen, glasklaren Membranen. Und nun fährt GOTHAN wörtlich fort: »Diese eigentümlichen Membranen sind weiter nichts als die Mittellamellen der Holzzellen ...., die hier infolge ihrer chemischen Andersbeschaffenheit gegenüber der eigentlichen Holzzellenmembran von der Natur in eigentümlicher Weise konserviert worden sind«. Und zwar — können wir heute im Hinblick auf unsere folgenden Untersuchungen hinzufügen — in Form von Zellulose.

Daß diese Mazerationen in neuerer Zeit überhaupt so sehr in Aufnahme gekommen sind, ist ein Verdienst von NATHORST[1]). Er hat in überzeugender Weise in vielen Arbeiten gezeigt, was für schöne Erfolge der Anatom auf diese Weise zu gewinnen vermag. Aus einer seiner Arbeiten[2]) sei folgendes hervorgehoben: »Statt chlorsaurem Kali und Salpetersäure«, schreibt dort NATHORST, »habe ich zuweilen auf Anraten Dr. H. J. MÖLLER's »Eau de Javelle« benutzt und dasselbe in vielen Fällen, insbesondere wenn es sich um dünne Kutikulen handelt, vorteilhaft gefunden.« .. »Ich habe in vielen Fällen die Blattkutikulen schon nach der Behandlung mit chlorsaurem Kali und Salpetersäure (bezw. Eau de Javelle) so rein und durchsichtig erhalten, daß sie nach der Auslaugung der Säuren ohne weiteres für die Herstellung eines Dauerpräparates fertig waren. Gewöhnlich ist es aber notwendig, eine Nachbehandlung mit Ammoniak folgen zu lassen, um die Ulminsäure vollständig zu entfernen«.

NATHORST hat weiter fossile Kutikulen mit Safranin und Erythrosin gefärbt (vergl. »Paläobotanisches Praktikum«, 1913, S. 73). Safranin wird bei rezenten Pflanzen zur Kirschrotfärbung verkorkter und kutinisierter Teile benutzt (vergl. z. B. STRASBURGER, Praktikum 1913, S. 178). Wie eine briefliche Anfrage bei NATHORST ergab, hat dieser jedoch diese Objekte nur deshalb gefärbt,

---

[1]) S. u. a. NATHORST, A. G., Über die Untersuchung kutinisierter fossiler Pflanzenteile; Paläobotanische Mitteilungen 4–6, Kgl. Sv. Vet. Ak. Hdl., Bd. 43, Nr. 6, 1908.

[2]) NATHORST, A. G., Einige paläobotanische Untersuchungsmethoden; Paläob. Zeitschr., S. 26. 1912.

weil er ihre Strukturen deutlicher sichtbar machen wollte. Er wollte damit nichts über die chemische Natur der Objekte feststellen.

Auch Barsch[1]) hat an den verschiedensten Kohlensorten mikrochemische Untersuchungen vorgenommen. Er verwendete zur Oxydation des Materials rauchende Salpetersäure, Chromsäure und Schulze's Gemisch. Angaben über die genauere chemische Natur figurierter Pflanzenreste machte er jedoch nicht[2]).

Angeregt durch Nathorst haben dann W. Huth[3]), W. Gothan[4]) und auch ich[5]) derartige Mazerationen ausgeführt und es

---

[1]) Barsch, O., Die Pseudo-Cannel-Kohle. Dies. Jahrb. f. 1908, Bd. 29, Teil I, S. 431. 1909.

[2]) Es könnte auch noch E. C. Jeffrey (The Nature of Some Supposed Algal Coals, Proc. Am. Acad. Arts and Sci., Vol. 46, No. 12, Dec. 1910) Erwähnung finden. Jeffrey behandelt die Kohlen, um sie mit dem Mikrotom schneiden zu können, in verschiedener Weise. Cannelkohlen und dergl. bringt er z. B. für eine Woche oder länger in 70 vH. Alkohol, der mit Natriumhydroxyd oder Pottasche gesättigt ist und auf einer Temperatur von 60—70° gehalten wird. Nach sorgfältiger Entfernung der Lauge durch wiederholte Behandlung mit heißem Alkohol kann dann eine 2—3-wöchige Behandlung mit stärkster Fluorwasserstoffsäure beginnen. Nach Auswaschung der Säure werden endlich die kleinen Cannelkohlenteilchen in Scherings Celloidin eingebettet und geschnitten. — Andere amerikanische Cannelkohlen und besonders Boghead-Kohlen mußten mit Königswasser und in einigen Fällen sogar mit einem diesem ähnlichen Gemisch von Säuren behandelt werden, in dem die Salzsäure durch Fluorwasserstoffsäure ersetzt worden war. Letzterer Mischung widerstehen sogar Anthracite nicht mehr. Nach Herstellung der Schnitte werden sie in absolutem Alkohol und in Chloroform entwässert, in Benzol oder Xylol aufgehellt und in den Balsam gebracht. Ähnlicher Verfahren bedient sich Jeffrey bei subfossilen Hölzern. Über Letzteres vergl. Potonié und Gothan, Paläobot. Praktikum, Berlin 1913.

[3]) Huth, W., Über die Epidermis von *Mariopteris muricata*, Paläobot. Zeitschr., 1912, S. 7.

[4]) Gothan, W., Über die Epidermen einiger Neuropteriden des Carbons, Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. 1914, II, S. 373.

Derselbe, Über die Methoden und neue Erfolge bei der Untersuchung kohlig erhaltener Pflanzenreste, Sitzungsbericht d. Ges. naturf. Freunde, Berlin 1915, S. 43.

[5]) Potonié, R., Über die Diathermie einiger Carbon-Farne, Beihefte zum Bot. Centralbl., 1914, S. 468. (Das Wort »Diathermie« ist hier ohne Wissen des Autors, der sich im Felde befand, von der Red. der Beihefte zum Bot. Centralbl. verwendet worden. Im Manuskript stand dafür »Epidermen«.)

wurden dabei sogar Epidermen von Carbonpflanzen in größerer Menge erzielt.

Meist bediente man sich bei diesen Präparationen des SCHULZE-schen Gemischs. Ich habe jedoch in einem Fall auch mit Wasserstoffsuperoxyd Erfolg gehabt (a. a. O.).

Endlich seien der paläobotanischen Literatur noch zwei Bemerkungen entnommen, trotzdem sie sich nicht auf eine mikrochemische Tatsache beziehen.

SCOTT[1]) schreibt von den Bothrodendron-Kutikulen (54)[2]) »The cuticles, when freed from the formless organic matter adhering to them, are of a light brown colour; they swell up in water, can be stained with aniline dyes, and on chemical analysis prove to have much the same composition as the cuticle of recent plants. That a vegetable tissue should thus have come down to us, fresh and unaltered, from a period more ancient than that of the Coal-Measures, is certainly one of the most remarkable among the curiosities of palaeontology«. SCOTT, gibt an, daß RENAULT[3]) die Veranlassung zu dieser Äußerung sei. Dort heißt es aber von den fossilen Kutikulen: »L'état de conservation de ces cuticules est absolument différent de celui des plantes houillifiées, et tel, qu'il ne semble pas que leurs propriétés physiques et chimiques initiales, aient dû subir de grands changements«.

Aus diesen Worten RENAULT's geht hervor, daß er nicht behaupten will, die fossilen Kutikulen seien chemisch und physikalisch ganz und gar dasselbe wie die rezenten. Auch er spricht, wie auch andere Autoren (vergl. z. B. ZEILLER, diese Abhandlung S. 134), vorsichtig von einer nicht großen Änderung, die die Kutikulen erfahren hätten. In der Tat konnte er auch aus den ihm damals zu Gebote stehenden Unterlagen keinen anderen Schluß ziehen, so daß die Ausdrucksweise SCOTT's als verfrüht und mißverstanden zu bezeichnen sein dürfte. Bezieht sich doch SCOTT in seiner

[1]) SCOTT, D. H., Studies in Fossil Botany, London 1909, S. 203.

[2]) Diese Zahl bezieht sich wie auch die späteren auf die Liste des von mir untersuchten Materials, vergl. S. 147.

[3]) RENAULT, M. B., Note sur les Cuticules de Tovarkovo. 1895.

Äußerung ausdrücklich auf eine Elementaranalyse und nicht auf die Färbbarkeit der Kutikulen.

Renault stützte nämlich seine Angabe lediglich auf eine Elementaranalyse der Bothrodendronhäute, deren Ergebnis sich allerdings recht gut der Analyse einer Agaven-Kutikula an die Seite stellen ließ. Aus einer Elementaranalyse allein kann man jedoch, wie dies Renault ja auch beachtet hat, noch keinen Schluß auf die Übereinstimmung zweier Stoffe ziehen. Ist es doch allbekannt, daß die organische Chemie ganze Reihen außerordentlich verschiedener Körper kennt, die alle dieselbe prozentuale Zusammensetzung haben. So ist denn auch der in Rede stehende Hinweis Renault's außer von Scott in der Literatur, soweit ersichtlich, nicht mißverstanden worden. — Interessant ist noch, daß Renault in dem oben mitgeteilten Zitat die Bothrodendron-Kutikulen den übrigen inkohlten Pflanzenresten gegenüber stellt, während sich doch, wie sich aus der vorliegenden Arbeit ergeben hat, die Kutikulen aller fossilen Pflanzen gleich verhalten, es sei denn, daß man sie wegen ihrer großen Feinheit nicht präparieren kann.

Zusammenfassung der mikrochemischen Ergebnisse der bisherigen Arbeiten.

Aus den bisherigen Arbeiten zum Gegenstand geht hervor, daß es möglich sein soll, sogar noch aus der Steinkohle Pflanzenreste zu gewinnen, die die Zellulose-Reaktion ergeben (siehe Schulze-Rostock und Wiesner). Daß sich diese Spuren von Zellulose erhalten haben, wird wie beim Chlorophyll des Dysodils auf besonders guten Luftabschluß geschoben (siehe H. Potonié). Weitere bestimmte Angaben über die chemische Beschaffenheit der aus kohligen Pflanzenresten isolierten Gewebefetzen finden sich nicht. Es wird nur gelegentlich darauf hingewiesen, daß die Zersetzung, die gewisse Pflanzenteile, nämlich die Epidermen, Pollenkörner usw. erfahren hätten, keine sehr weitgehende sein könne (siehe Zeiller, Gümbel und Renault). Auch sind Epidermen mit Safranin und Erythrosin gefärbt worden (Nathorst), ohne daß hierbei die Absicht bestand, etwas über die chemische Natur dieser Gebilde festzustellen.

Die mikrochemische Untersuchung kohliger Pflanzenreste.

Einleitung zum experimentellen Teil.

Man nimmt allgemein an, daß die Zellulose der Pflanzen, die die Kohle zusammensetzen, längst zersetzt sei. So konnte es denn auch nicht wundernehmen, wenn die meisten Kohlen bei ihrer mikroskopischen Untersuchung keine pflanzenanatomischen Strukturen mehr zeigen oder solche doch nur nach komplizierten Manipulationen und dann auch nur in geringem Maße aufweisen (vergl. z. B. GÜMBEL). Ist doch die Zellulose der wesentliche strukturbildende Bestandteil der Landpflanzen. Mit der Zersetzung der Zellulose werden daher die anatomischen Strukturen dieser Pflanzen verschwinden.

Hat sich die Zellulose wirklich ganz und gar zersetzt, so ist es somit recht schwer, zu verstehen, wie z. B. sogar die Steinkohle hier und dort doch noch gewisse anatomische Strukturen der Pflanzen zeigen kann, aus denen sie entstanden ist. Umso unerklärlicher ist dies, als ja das Volumen, das die Kohle im Vergleich zu dem ihres Ausgangsmaterials darstellt, ein ganz geringes ist. So hat H. POTONIÉ[1]) in zwei Sonderfällen bei Steinkohlen Reduktionsbrüche von $^1/_{90}$ und $^1/_{21}$ gefunden.

Erklärlicher würde der gute Erhaltungszustand gewisser Pflanzenteile sein, wenn sich die Behauptung der älteren Autoren erhärten ließe, daß in der Kohle sogar noch Zellulose nachweisbar ist. Es wäre dabei weiter festzustellen, unter welchen besonderen Umständen sich die Zellulose erhalten hat, da doch nachweisbar ist, daß bei der Kohlenbildung nur ein geringer Teil der Zellulose der Selbstzersetzung entgangen ist. Der größte Teil hat sich doch fraglos umgebildet, ist zu »Kohle« geworden.

Der Körper der Landpflanzen enthält nun aber außer der Zellulose und einer Anzahl von weniger stabilen Verbindungen, die also für die mikrochemische Untersuchung kohliger Pflanzenreste kaum in Frage kommen, weil ihre Zersetzung — wie an

[1]) POTONIÉ, H., Die Entstehung der Steinkohle, S. 106. 1910.

rezentem Material beobachtbar ist — schon sehr bald erfolgt, auch noch einige Körper ganz bedeutender Resistenz: nämlich die verholzenden Stoffe (Ligninsäuren, Pentosane und Hadromal) sowie die verkorkenden und kutinisierenden Stoffe (Suberin und Kutin). Es lag daher die Frage nahe: was wird bei der Kohlenbildung aus diesen Stoffen? Um so mehr werden wir zu dieser Frage gelenkt, als wir gesehen haben, daß die Schulzesche Mazerationsmethode bei kohligen und bei frischen Pflanzenmaterialien denselben Zweck hat, die chemisch widerstandsfähigsten Teile von der übrigen Substanz zu trennen, wobei sich ergeben hat, daß in beiden Fällen, trotz der Verschiedenheit des Ausgangsmaterials, anatomisch einander entsprechende Teile des Pflanzenkörpers der Mazeration am besten standhalten, nämlich vor allen Dingen Epidermen und Sporenhäute.

Wo jedoch die Autoren bisher von »kutinisierten« fossilen Pflanzenresten sprechen, da meinen sie hiermit nicht, daß diese Teile nun auch wirklich noch in genau derselben Weise kutinhaltig sind, wie bei den rezenten Pflanzen. Sie wollen vielmehr damit nichts weiter sagen, als daß sie diejenigen Teile meinen, die bei den rezenten Pflanzen kutinisiert zu sein pflegen. Sie benutzen also den Ausdruck »kutinisiert« nur im anatomisch-topographischen, nicht aber im chemischen Sinne.

Daß man gerade die »kutinisierten« Teile des Pflanzenkörpers so vorzüglich erhalten fand, erklärte man sich, wie aus unserer Einleitung hervorgeht, bisher lediglich dadurch, daß das Kutin eben ein sehr widerstandsfähiger Körper ist, und daher weit langsamer als die übrigen Bestandteile des Pflanzenkörpers zu Kohle wird (vergl. z. B. Zeiller a. a. O.).

Wie weit jedoch die Selbstzersetzung gegangen ist, ist noch nicht festgestellt worden.

Im Folgenden sei deshalb eine eingehendere mikrochemische Untersuchung von einigen kohlig erhaltenen fossilen Pflanzenresten wiedergegeben.

Das untersuchte Material.

Zunächst seien die mit mehr oder minder großem Erfolg untersuchten Materialien aufgezählt. Hier wie auch im folgenden sollen soweit wie möglich die geologisch jüngeren Objekte stets zuerst genannt werden. Die Nummern, die vor den einzelnen Gegenständen stehen, werden bei späterer Erwähnung stets wiederholt werden. Die meisten der folgenden Gegenstände befinden sich in den Sammlungen der Paläobotanischen Abteilung der Geologischen Landesanstalt zu Berlin.

1. Krüppelbirke aus dem Hochmoor zwischen Hundekehle und Paulsborn bei Berlin.
2. Vermodertes rezentes Holz von rostbrauner Farbe aus dem Forst Friedrichsfelde, Ostpreußen.
3. Lignitisch gewordenes Grubenholz aus dem »Alten Mann« eines Steinkohlenbergwerks.
4. Lignitisches Holz einer Krüppelkiefer aus dem Torf des Hochmoors von Carolinenhorst.
5. Holzkohle aus dem Torf des Bruches am Kirchhof von Gr. Gablick bei Orlowen in Ost-Preußen.
6. Lignit mit natürlicher Holzkohle, Obermiocän, Wackersdorf in Bayern.
7. Holzkohle aus der Braunkohle, Grube Eduard, Lage nicht näher bekannt.
8. Lignit mit doppleritischer Ausfüllung, Untermiocän, Grube des Braunkohlenbriquett-Verkaufsvereins zu Türnich bei Köln a. Rhein.
9. Blätterkohle, d. h. Braunkohle mit dikotylen Blättern, Frielendorf, Bezirk Cassel.
10. Holzkohle aus dem Braunkohlenvorkommen bei Holdenstedt (Sangershausen).
11. Nadelkohle, Braunkohlen-Formation, Salzhausen in der Wetterau.
12. Lignit (bituminöses Holz), Braunkohlenformation Salzhausen, Wetterau.
13. *Abietites Linki* Röm., Wealden, Oberkirchen.

14. *Thinnfeldia* sp., Roseberry Topping, Nord-Yorkshire, Mesozoikum [1]).
15. *Cycadopteris Brauniana* Zigno, Graue Lias-Kalke von Rotzo.
16. *Thinnfeldia rhomboidalis* Ettingsh., Unterer Lias, Wolfshöhe bei Schnaittach (Rollhofen).
17. *Ullmannia frumentaria* Göppert, Mergelschiefer des unteren Zechsteins (Kupferschiefer), Zeche Rhein I bei Wehofen.
18. *Callipteris conferta* (Stbg.) Brongn., Rotliegendes, Goldlauterer Schichten, Crock, Thüringen.
19. Makrosporen von Sigillarien, Untere Ottweiler Schichten, Schwalbacher Flöz, Ensdorfer Schacht bei Griesborn.
20. *Neuropteris ovata* Hoffm., Obere Saarbrückener Flammkohle, Grube Hostenbach, Saar.
21. Holzkohle aus der Steinkohle des Saarbeckens.
22. Coniferenstammstück (Araucariten-Kohle) in Form von Holzkohle, Zwickauer Carbon.
23. *Lepidophyllum*, Fett- oder Flammkohle von Saarbrücken.
24. *Sigillaria mamillaris* Brongn., Niederschlesischer Hangendzug, Glückhilfgrube bei Hermsdorf.
25. *Sigillaria typ. elongata* Brongn., Niederschlesischer Hangendzug, Hermsdorf.
26. *Mariopteris muricata* v. Schl., Oberschlesische Muldengruppe, Hangendes des Jakobflözes der Cons. Wolfsganggrube.
27. *Mariopteris muricata*, Halde der Myslowitzgrube, Liegendes des Moritzflözes.
28. *Aspidaria* von Lepidodendron, Waldenburg (Schles.).
29. *Mariopteris muricata*, Hangendzug, Johann Baptistagrube bei Schlegel, Niederschlesien.
30. *Mariopteris Dernoncourti* Zeiller.
31. *Palaeoweichselia*, Saarcarbon.
32. Holzkohle, Bohrung Dorotka III, Oberschlesien.
33. *Sphenopteris nummularia* Gutbier, Orzesche, Leopoldflöz.

[1]) Thomas, Yorkshire-Naturalist, S. 198. 1913.

34. *Calamites Schützeiformis* Jongm. u. Kidst., Hermsdorf bei Waldenburg.
35. *Neuropteris heterophylla* Brongn., Ober-Carbon, Ruhrrevier, Zeche Westfalia bei Dortmund.
36. *Neuropteris gigantea* Stbg., Oberschlesische Muldengruppe, Bohr. Vorbriegen I, 164 m Teufe.
37. *Neuropteris gigantea* Stbg., Hangendes des Jakobflözes der Cons. Wolfganggrube, Oberschlesische Muldengruppe.
38. *Neuropteris gigantea* Stbg, Niederschlesischer Hangendzug, Grube Rußhütte.
39. *Neuropteris gigantea* Stbg., 2 Exemplare vom selben Fundort.
40. *Neuropteris gigantea* Stbg., Niederschlesischer Hangendzug, Christian-Friedrich-Grube.
41. *Neuropteris tenuifolia* v. Schl., Grube Altenwald b. Saarbrücken.
42. *Neuropteris tenuifolia*, Saarrevier, Bohr. Velsen.
43. *Neuropteris* cf. *Schützei* Pot., Bohr. Velsen 1, Saarbrücken, 302 m Teufe.
44. *Linopteris neuropteroides* Gutbier spec., Grube St. Ingbert.
45. *Linopteris neuropteroides* Gutbier spec., Alte Halde der Grube Rischbach bei St. Ingbert.
46. *Linopteris* cf. *Brongniarti* Gr. Eury, Rothell-Schacht bei St. Ingbert.
47. *Linopteris*, typ. *neuropteroides* Gut. sp., Grube St. Ingbert.
48. *Aulacopteris*, Spindel von *Neuropteris*, *Odontopteris* oder *Alethopteris* usw., Saarrevier, Bohrung Velsen 2, 1300 m Teufe.
49. Cordaïten-Kohle um *Artisia*-Mark, Niederschlesischer Hangendzug, Melchiorgrube bei Dittersbach.
50. Cordaïten-Kohle um *Artisia*-Mark, Gustavgrube bei Schwarzwaldau.
51. Cordaïten-Kohle um *Artisia*-Mark, Concordia-Grube bei Landeshut, Reichhennersdorfer Schichten.
52. *Cordaites*-Blatt, Roland-Grube bei Landeshut in Schlesien, Reichhennersdorfer Schichten.

53. *Lepidodendron Veltheimianum* Sternberg, Carbon von Waldenburg, Schlesien.
54. Papierkohle, Hautkohle, Unter-Carbon (Culm), Malowka, Gouvern. Toula.
55a. Braunkohle, Unter-Carbon (Culm) des Moskauer Beckens, Rußland, Tschulkowsky-Schächte b. Skopin.
55b. Holzkohle daraus.
55c. Sporen daraus.

Die mikrochemische Untersuchung von kutinisierten Zellwänden.

Eine mikrochemische Untersuchung von inkohlten Pflanzenresten ist meist so ohne weiteres nicht möglich, da das Material vollständig schwarz und undurchsichtig ist. Bringt man aber sich abblätternde Kohlenteilchen oder auch ein sich nicht von seiner Gesteinsunterlage loslösendes Pflanzenteilchen mit der Unterlage in das Schulze-sche Gemisch[1]), so wird die Kohle mehr oder minder schnell rotbraun und schließlich gelb. In manchen Fällen bleibt das Material auch schwarz, dies ist namentlich bei den geologisch sehr alten Resten der Fall. Bei diesen ist der Reduktionsprozeß schon so weit fortgeschritten, daß die entstandene Kohle durch Schulzes Gemisch nicht mehr oxydierbar ist. Während der Einwirkung von Schulzes Gemisch pflegt sich oft ein Teil der noch auf der Schieferunterlage befindlichen inkohlten Pflanzensubstanz von der Unterlage loszulösen. Es ist empfehlenswert, die mikroskopische Untersuchung aufzunehmen, sobald das inkohlte Pflanzenteilchen die rotbraune Färbung aufweist. Setzt man es länger der Einwirkung des Schulzeschen Gemischs aus, so geht es oft in einen vollständig desorganisierten Zustand über. Die mikroskopische Untersuchung des nunmehr meist rotbraunen Blatteiles zeigt — allerdings oft nur bei großer Aufmerksamkeit — die Epidermiszellen des Blattes. Namentlich bei Pflanzen jüngerer Epochen findet man nach dieser Behandlung häufig die obere und untere Epidermis durch das stark inkohlte Mesophyll miteinander ver-

[1]) Es ist nicht nötig, für unsere Zwecke, wie empfohlen wird, genau 20 Teile HNO_3 von D 1,16 und 3 Teile $KClO_3$ zu mischen.

kittet. Wie wir von den rezenten Pflanzen wissen, ist ja das Mesophyll weniger resistent als die Epidermis, die ja kutinisiert ist. Wir sehen also, daß der Prozeß der allmähligen Selbstzersetzung das Mesophyll schneller in primitivere Körper verwandelt hat als die Epidermis. Auch der Oxydationsprozeß, dem wir das Material durch das SCHULZEsche Gemisch ausgesetzt haben, hat auf das Mesophyll stärker gewirkt als auf die Oberhaut. Das zeigt sich bei einer Behandlung des Präparates mit Alkali (hier am besten mit verdünntem Ammoniak). Das Mesophyll wird dadurch vollständig heraus gelöst. (Setzt man der entstandenen Lösung wieder Säure zu, so scheiden sich braune kolloidale Flocken aus). Nunmehr kann man obere und untere Epidermis von einander trennen und findet bei mikroskopischer Untersuchung oft ein wunderbar klares Bild, wie es kaum bei rezenten Pflanzen besser beobachtbar ist.

Da nun die chemische Untersuchung des Kutins der heutigen Pflanzen ergeben hat, daß es sich in ihm um eine ganz außerordentlich resistente organische Verbindung handelt (vergl. auch S. 175), und da, wie schon erwähnt und wie dies einwandfrei aus der vorangegangenen Darstellung hervorgeht, in der fossilen Epidermis ebenfalls recht haltbare Stoffe enthalten sind, liegt es nicht fern, einmal zu prüfen, inwieweit sich das Kutin vielleicht auch noch in der Kohle erhalten oder zersetzt hat.

Anwendung von Reaktionen, die bei kutinisierten und verkorkten Zellwänden gleichmäßig ausfallen.

Bei der Untersuchung der aufgezählten Fossilien wurden vor allem die von STRASBURGER[1]) zusammengestellten Reaktionen benutzt.

Zunächst wurden an den durch SCHULZES Mazerationsmethode isolierten kohlig erhaltenen fossilen Pflanzenresten, nämlich an Blattepidermen, an Epidermen von Bothrodendraceen-Stämmen und an Sporen, einige derjenigen Reaktionen vorgenommen, die bei allen kutinisierten und verkorkten Zellwänden gleichmäßig aus

[1]) STRASBURGER, E., Das botanische Praktikum. 1913.

fallen. So bei der Kutikula, die ausschließlich aus Kutin besteht, ferner bei den Suberinlamellen, die nach Gilson und van Wisselingh lediglich aus Suberin zusammengesetzt sind und endlich auch bei solchen kutinisierten Zellwänden, die sich besonders in den Epidermen vorfinden und bei denen das Kutin der Zellulose eingelagert ist.

Die Cerinsäurereaktion. — Das Auftreten tropfiger Bildungen bei der zerstörenden Einwirkung von Schulzes Gemisch auf Korkmembranen nannte Höhnel »Cerinsäurereaktion«.

Nach kurzem Kochen in dem Schulzeschen Gemisch zeigen sich denn auch fossile kutinisierte Membranen und Kutikulen mit dickflüssigen, kleinen Tröpfchen bedeckt, die sich durch Kochen des Gewebefetzens in Alkohol oder in verdünnter Kalilauge lösen und zwar in letzterer mit gelblicher bis brauner Farbe, so daß das Gewebe dann wieder klar, aber wesentlich verkleinert erscheint.

Es empfiehlt sich daher nicht, wie dies gelegentlich in der paläobotanischen Literatur vorgeschlagen wird, da, wo man eine anatomische Untersuchung beabsichtigt, die Materialien in Schulzes Gemisch zu kochen, um sie auf diese Weise durchsichtig zu machen.

Sehr deutlich beobachtbar ist diese Reaktion an der carbonischen Haut- oder Papierkohle (54)[1]).

Diese Kohle wird mit R. Zeiller (l. c.) allgemein für eine Anhäufung fossiler Stammhäute der Gattung *Bothrodendron* gehalten, die durch nicht figurierte Kohle miteinander verkittet sind. Die formlose Grundmasse tritt oft so sehr in den Hintergrund, daß man meint, nur eine Anhäufung von Häuten vor sich zu haben. Diese Kohle ist daher ein für unsere Untersuchung sehr geeignetes Material.

Die Reaktion wurde u. a. noch ausgeführt an Sporen aus der Moskauer Braunkohle (55c), an den Epidermen von *Thinnfeldia* (14 u. 16) und an denen vom *Callipteris* (18). Bei letzterer stehen nicht hinreichende Mengen Materials zur Verfügung, um

[1]) Diese Zahlen beziehen sich auf die laufenden Nummern in der Aufzählung des untersuchten Materials S. 147 und in der Tabelle am Schluß der Arbeit, S. 182.

die entstehenden Kügelchen deutlich beobachten zu können. Das sehr zarte Gewebe schrumpft hier vollkommen in sich zusammen. Ähnlich geht es bei vielen anderen Materialien.

Verhalten in konzentrierter Chromsäure. — Bei gewöhnlicher Temperatur widerstehen die kutinisierten Wände und die Kutikulen sämtlicher fossilen Reste, bei denen sich überhaupt solche Gebilde isolieren lassen, ganz wie bei den rezenten Pflanzen energisch der Einwirkung der konzentrierten Chromsäure (vergl. auch WIESNER, diese Abhandlung, S. 138).

Verhalten in konzentrierter Schwefelsäure. — Konzentrierte Schwefelsäure bleibt bei allen untersuchten Resten, bei denen man dies ihrer anatomischen Natur wegen erwarten durfte (z. B. bei Nr. 14—16), ohne sichtbare Wirkung (vergl. auch REINSCH, diese Abhandlung, S. 137).

Verhalten in Chlorzinkjod- und Jodjodkaliumlösung. — Chlorzinkjod- wie Jodjodkalium-Lösung färben die Reste gelb bis braun. Zwar haben die Reste meist schon vorher diese Farben, man erkennt aber deutlich die kräftiger werdende Tönung. So wird z. B. die Epidermis von *Callipteris* (18) durch beide Reagentien gelblich-braun. Vorher, direkt nach der Mazeration, ist sie mehr rotbraun. *Bothrodendron* (54) wird dunkel gelblichbraun bis rotbraun.

Färbemethoden. — Auch die zur Färbung der Korkarten vorgeschlagenen Methoden lassen sich auf sämtliche in Frage kommenden fossile Reste anwenden. So wurden namentlich mit Gentiana-Violett und Sudan III, aber auch mit alkoholischer Chlorophyll-Lösung Färbungen von Epidermen, Sporen usw. vorgenommen. Die violette Farbe des Gentiana-Violetts verblieb auch nach Auswaschen der Präparate mit salzsäurehaltigem Wasser ungetrübt. Färbungen mit Safranin und Erythrosin waren ja schon früher ausgeführt worden (vergl. NATHORST).

Die Lösung zur Färbung mit Gentiana-Violett stellt man dar, indem man einer konzentrierten alkoholischen Farbstofflösung in Pausen geringe Mengen Ammoniak so lange zusetzt, bis die Flüssigkeit fast farblos erscheint. Diese ammoniakalischen Lö-

sungen halten sich eine Zeitlang in gut verschlossenen Gefäßen. Es empfiehlt sich, die alkoholische Farbstofflösung vor dem Ammoniak-Zusatz zu filtrieren.

Zur Färbung mit Sudan III wird folgende Lösung empfohlen und zeitigte bei fossilen Objekten gute Resultate, wenn auch die Rotfärbung nicht immer intensiv genug ist, um die oft schon von vorn herein rotbraune Farbe unseres Untersuchungsmaterials wesentlich zu übertönen: 0,01 g Sudan III wird in 5 ccm 96-proz. Alkohol gelöst und der so erhaltenen Lösung 5 ccm Glyzerin zugegeben. Die Pflanzenteile werden in dieser Lösung über einem doppelten Drahtnetz bis zum Sieden des Alkohols erhitzt, dann in Wasser ausgewaschen und in verdünntes Glyzerin übergeführt.

Besonders leicht beschaffbar ist Chlorophyll-Lösung. Sie stellt einen einfachen alkoholischen Auszug grüner Pflanzenteile dar.

Auch das Gelingen dieser Färbemethoden ist ein deutlicher Hinweis auf die chemische Natur der untersuchten Objekte.

Reaktionen, die auf den Kutingehalt der untersuchten Materialien hinweisen.

Kochen in Glycerin und darauffolgende Behandlung mit Chromsäure. — Nach Erhitzen in Glycerin stellt die verkorkte Lamelle frischer Pflanzen im allgemeinen ein in Chromsäure sehr leicht lösliches Zersetzungsprodukt dar, während das Kutin ein solches nicht liefert.

Die verschiedensten fossilen Blattepidermen zeigen denn auch nach dieser Behandlung nur sehr geringe Veränderung. Ebenso widerstehen die Bothrodendronhäute (54) und die Sporen (19 u. 55c) diesem Prozeß in hohem Grade.

Kochen in konzentrierter Kalilauge. — Nach dem Kochen in konzentrierter Kalilauge zeigen die untersuchten fossilen Materialien ebenfalls nur ganz geringe Veränderung. So scheint das Lumen der Zellen nach viertelstündiger Einwirkung ein wenig weiter zu werden. Man bemerkt jedoch sonst gegenüber dem Zustande, in dem sich das Material nach dem Mazerationsprozeß befand, keinen Unterschied. Dies gilt namentlich für mazerierte Proben der berühmten *Bothrodendron*-Hautkohle (54). Daß auch

Reinsch die große Widerstandsfähigkeit dieser Häute gegen Kalilauge beobachtet hat, wurde bereits im Kapitel »Historisches«, S. 137 erwähnt. Die als Sporen bezeichneten Gebilde aus der Moskauer Braunkohle (55c) sind ebenfalls durchaus widerstandsfähig gegen kochende konzentrierte Kalilauge. Selbst die zarten Anhänge solcher Sporen haben z. T. der Einwirkung der Kalilauge getrotzt. Diese Anhänge mögen wohl dazu gedient haben, die Oberfläche der Spore zu vergrößern, um sie so in der Luft besser schwebbar zu machen.

Andere Reste wieder, so z. B. Blattepidermen, die aus der Casseler Braunkohle (9) stammen, werden von kochender Kalilauge stärker angegriffen. Solche Blattepidermis, die nur mit Schulzes Mazerationsgemisch behandelt worden ist, bildet noch ein zusammenhängendes Ganzes. Sehr lange oder auch besonders kräftige Mazeration bewirkt jedoch häufig schon ein Zerfallen der Häutchen. Noch stärker angegriffen werden sie aber durch das Kochen in der Kalilauge. Man erkennt dann, wie das Häutchen zerfällt.

Bei von mir zum Vergleich herangezogenen rezenten Pflanzen wurden durch die Behandlung mit konzentrierter Kalilauge die kutinisierten Schichten der Zellwand und auch die Kutikulen stärker zersetzt als bei fossilen Materialien. Dies stellt eine gewisse Abweichung dar, deren Grund vorläufig nicht festgestellt werden konnte. Gümbel führte den guten Erhaltungszustand der in Rede stehenden fossilen Reste auf einen Kieselsäuregehalt zurück (vergl. historische Einleitung S. 137). Man könnte geneigt sein, solchem Kieselsäuregehalt auch die Widerstandsfähigkeit der Kutikulen zuzuschreiben, wenn nicht bekannt wäre, daß sich so geringe Mengen von Kieselsäure in der Kalilauge als Alkalisilikat lösen könnten, worauf dann die fossilen Kutikulen der Lauge gegenüber wieder ganz in derselben Verfassung sein würden wie das rezente Material.

Wenn aber auch alle angewandten Reaktionen beweisen, daß sich die fossilen Epidermisreste chemisch bis auf diesen einen Punkt ganz so verhalten wie rezente Kutikulen und Kutikularleisten, so unterscheiden sie sich von diesen doch noch oft in einer

physikalischen Hinsicht. Es ist dies ihre oft bräunliche Farbe, von der ja bereits die Rede war. Diese Farbe, die auch nach längerer Mazeration in einer Reihe von Fällen noch eine gewisse Intensität hatte, scheint anzudeuten, daß den betreffenden fossilen Objekten noch irgend welche kohlenstoffreicheren Zersetzungsprodukte eingelagert sind. Letztere und das resistente Verhalten fossiler Kutikulen, Kutikularleisten und Sporen gegenüber kochender Kalilauge steht vielleicht in ursächlichem Zusammenhang.

Langes Liegen der genannten fossilen Reste in Kalilauge hellt ihre meist braune natürliche Farbe oft bedeutend auf. Sie werden dann häufig gelber, oft sogar stark gelb. Diese Gelbfärbung ist ein weiterer Hinweis auf ihren Kutingehalt.

Die nähere Untersuchung der unter der Kutikula liegenden kutinisierten Schichten findet sich im Kapitel Zellulose.

Nachweis von verkorkten Zellwänden.

Suberin konnte trotz zahlreicher Versuche in der Kohle bisher noch nicht nachgewiesen werden, da es vorläufig noch nicht gelungen ist, inkohlte Pflanzenteile, in denen man verkorkte Zellen erwarten durfte, mit Erfolg zu mazerieren, d. h. sie von ihren bei der Untersuchung hinderlichen Zersetzungsprodukten zu befreien. Hier können vielleicht die Methoden Jeffreys (vergl. S. 142) zum Ziele führen.

Zusammenfassendes über kutinisierte Zellwände.

Schon Brongniart[1]) beobachtete die Widerstandsfähigkeit der Oberhautschicht von Landpflanzen gegenüber Fäulnis. Wir können hinzufügen, daß sie der Zersetzung sogar so sehr widerstehen, daß wir sie noch bei den ältesten inkohlten (d. h. im Sinne von Liebig gefaulten) Pflanzenresten, die wir mikroskopisch zu untersuchen vermögen, in derselben Weise reagieren sehen wie die Kutikulen lebender Pflanzen. Dasselbe gilt von allen übrigen kutinhaltigen fossilen Pflanzenteilen.

[1]) Brongniart, A., Ann. Sci. Nat., 1830.

Die mikrochemische Untersuchung auf verholzte Zellwände.

Der Erfolg, den die mikrochemische Untersuchung inkohlter Pflanzenreste auf »korkartige Stoffe« gezeitigt hat, ließ eine entsprechende Untersuchung im Hinblick auf die verholzenden Stoffe fossiler Hölzer aussichtsreich erscheinen.

Die Phloroglucin-Salzsäure-Reaktion und andere Phenol-Salzsäure-Reaktionen.

Da die Phloroglucin-Salzsäure-Reaktion, die Anilinsulfat- und die Resorcin-Reaktion zum Nachweis verholzter Zellwände bei rezenten Pflanzen sehr gebräuchlich sind, so war deren Anwendung auch in unserem Fall nächstliegend. Es stellte sich jedoch sofort heraus, daß sie an fossilen Materialien trotz gewissenhaftester Ausführung und trotz ständiger Vergleichsversuche mit lebenden Pflanzen nicht positiv ausfallen. Zum Vergleich wurde schließlich auch ein »rezenter Lignit« in Form einer abgestorbenen Krüppelkiefer aus dem Torf des Hochmoors von Carolinenhorst (4) herangezogen. Dieser unterschied sich von den fossilen Ligniten rein äußerlich durch nichts. Das Holz hatte ganz wie jene eine stark braune Farbe. Hier fiel jedoch die Phloroglucinreaktion positiv aus. Ebenso verhielt sich ein rezentes vermodertes Holz von rostbrauner Farbe (2), während ein lignitisch gewordenes Grubenholz, herrührend von einem »Stempel« (3) aus dem »alten Mann« eines Bergwerks, die Reaktion nicht ergab, trotzdem es sich doch hier ebenfalls um rezentes Material handelte.

Unter Vermoderung wird ja jetzt von den Geologen allgemein eine Zersetzung verstanden, die unter nicht hinreichendem Sauerstoffzutritt stattfindet, so daß eine vollständige Zerlegung des Materials in Wasser, Kohlendioxyd usw. nicht stattfinden kann. Ein ähnlicher Prozeß muß es aber auch gewesen sein, der auf das Bauholz aus dem Bergwerk eingewirkt hat. Allerdings kommt hier noch dazu, daß die Bergfeuchtigkeit mehr als die Feuchtigkeit des Waldbodens, aus dem das vermoderte Holz (2) stammt, mineralische Bestandteile in Lösung enthält, die eine Umsetzung resp.

Herauslösung und Wegführung des die »Holzstoffreaktion« bewirkenden Bestandteils veranlassen können.

Die rote Farbe der Reaktion machte sich bei der Krüppelkiefer (4), bei der sie ja deutlich positiv ausfiel, trotz der natürlichen braunen Farbe der Schnitte bemerkbar, so daß man die Rotfärbung auch bei den anderen Proben, trotz deren brauner Farbe, hätte erwarten dürfen. Es wurde jedoch noch versucht, die Reaktion durch vorheriges kurzes Bleichen der Materialien mit Eau de Javelle oder mit Hoffmeisters Reagens ($KClO_3 + HCl$) deutlicher zu machen. Trotzdem diese Behandlung auf eine Mindestdauer beschränkt wurde, um die Holzstoffe möglichst wenig zu zerstören, fiel nach diesem Prozeß die Reaktion an allen fossilen Materialien und auch an der Krüppelkiefer (4) negativ aus.

Nun ist es eine bekannte Tatsache, daß die Phloroglucinreaktion erstens auch an lebenden Hölzern nicht in allen Fällen positiv ausfällt, so namentlich nicht immer bei Gymnospermenhölzern, und daß sie zweitens auch dann nicht eintritt, wenn man die Hölzer vorher mit gewissen chemischen Mitteln behandelt hat. So spaltet Czapek[1]) die die Reaktion bewirkende Substanz, die er Hadromal nennt, durch kochende Zinnchlorürlösung ab und schüttelt sie dann mit Benzol oder Äther aus, und Potter konnte sie aus den innersten Verdickungsschichten der Holzzellmembranen sogar schon durch kochendes Wasser entfernen. Auch Behandlung des Holzes mit Natriumbisulfit oder Hydroxylamin bedingt ja den negativen Ausfall der Phloroglucinreaktion.

Die Reaktion ist also an einen leicht entfernbaren Körper gebunden. Nach Czapek ist dieser das Hadromal. Dieser Körper, der sich schon durch geringe chemische Einwirkung beseitigen läßt, ist demnach in den fossilen Ligniten nicht mehr vorhanden.

Mäule[2]) hat nun eine Holzstoffreaktion ermittelt, die aller-

[1]) Czapek, F., Biochemie der Pflanzen, Jena 1913, 1. Bd., S. 690.

[2]) Mäule, C., Das Verhalten verholzter Membranen gegen Kaliumpermanganat, eine Holzreaktion neuer Art. 1901.

dings als von zweifelhaftem Werte gilt, die wir aber auch berücksichtigen müssen, weil für unsere Zwecke nichts Besseres vorhanden ist. Er schreibt über die eben erwähnte Untersuchung CZAPEKS; »Durch diese Arbeit CZAPEKS verlieren alle, mit so vielem Eifer aufgesuchten sogenannten Lignin-Reaktionen ihre theoretische Bedeutung, sie sind lediglich Reaktionen auf Hadromal und treten nach Zerstörung oder Entfernung dieses Aldehyds aus der verholzten Membran nicht mehr ein. Um so interessanter aber ist nun eine Reaktion auf Holz, welche auch nach dem Zerstören des Hadromals noch eintritt.«

Von Interesse ist es daher für uns, festzustellen, wie sich diese MÄULE'sche Reaktion den fossilen Ligniten gegenüber verhält, trotzdem von botanischer Seite aus der Wert der MÄULEschen Reaktion angezweifelt werden kann. Wir haben wie gesagt für unsere Zwecke leider kein anderes Mittel zur Verfügung.

Die MÄULE'sche Reaktion.

Die MÄULE'sche Manganat-Reaktion besteht darin, daß man die Holzschnitte zunächst je nach den individuellen Eigenschaften der zu untersuchenden Materialien längere oder kürzere Zeit in eine einprozentige Kaliumpermanganatlösung bringt. Hierauf werden sie mit Wasser ausgewaschen und dann in Salzsäure übertragen. Es erfolgt augenblicklich eine Braun- bis Rotfärbung.

Bei Anwendung der MAULE'schen Manganat-Reaktion auf Lignite werden die schon ohnehin dunkelbraunen Schnitte, auch wenn sie nur kurze Zeit in der empfohlenen Kaliumpermanganatlösung liegen, fast schwarz. Nach dem Auswaschen mit Wasser und der darauf folgenden Behandlung mit Salzsäure hellen sie sich wieder etwas auf, wobei sich die braune Farbe in dunklen Wolken entfernt. Die Schnitte werden aber nicht wieder so hell, wie sie vor der Behandlung gewesen sind, so daß es schwer ist, die auf Ammoniakzusatz zu erwartende rote Farbe der Manganat-Reaktion durch den dunklen Ton der Präparate zu erkennen. Trotzdem ist zu bemerken, wie die Schnitte durch den Ammoniakzusatz wieder dunkler werden.

Etwas anders gestaltet sich der Gang bei der »lignitischen« Krüppelkiefer (4). Die Schnitte werden hier bei der Behandlung mit Salzsäure völlig weiß und erscheinen dann nach Behandlung mit Ammoniak zwar nicht, wie erwartet, rot, sondern je nach der Dauer der Manganateinwirkung mehr oder minder hellbraun.

In der Tat fällt ja diese Reaktion auch bei frischen Coniferenhölzern verhältnismäßig schwach aus.

Dies ist für uns ein bedeutender Übelstand, denn die fossilen Lignite sind meist aus Coniferenhölzern entstanden und haben zudem eine natürliche dunkelbraune, oft ins Rötliche gehende Farbe, die eine weitere, eventuell durch die Reaktion bedingte geringe Bräunung oder Rötung nicht gut durchdringen läßt. Wie sehr jedoch trotzdem der ganze Verlauf des Prozesses an fossilen Hölzern mit den von Mäule an frischen Hölzern gemachten Versuchen übereinstimmt, zeigten meine Parallelversuche an solchen frischen Materialien. Auch geht es aus den in der genannten Schrift Mäules gemachten Angaben hervor. So schreibt er S. 17:

»Bei noch längerer Einwirkung des Manganats geht die Färbung an manchen Stellen ins Bräunliche über (namentlich beim Coniferenholz). Hierauf lösen sich die gefärbten Stoffe in der Ammoniakflüssigkeit auf, so daß letztere rot gefärbt, die Membranen aber ziemlich entfärbt erscheinen.«

Auf alle Fälle wurde die Phloroglucinreaktion noch einmal an dem mit Kaliumpermanganat und Salzsäure gebleichten Material der Krüppelkiefer versucht. Sie tritt jedoch, wie begreiflich, nicht in die Erscheinung. Das nach Czapek die Reaktion bedingende Hadromal verschwindet auch durch die Behandlung mit Kaliumpermanganat.

Da die Schnitte der fossilen Hölzer durch die Manganatbehandlung auch bei kürzerer Dauer dieser Behandlung stets so dunkel wurden, daß sie sich in Salzsäure nicht mehr hinreichend aufzuhellen vermochten, wurde nunmehr statt der Salzsäure ein anderes Aufhellungsmittel benutzt, nämlich das Hoffmeister'sche Reagens (konzentrierte Kaliumchloratlösung und Salzsäure). Auf

diese Weise gelingt die Reaktion einwandfrei. Gelegentlich bleibt hierbei bei Zusatz von immer neuem Ammoniak von dem Gewebe nichts mehr übrig.

Da frisches Holz bei derselben Behandlung Zellulose zu hinterlassen pflegt, muß also angenommen werden, daß diese in solchen Fällen bereits in so weitgehender Weise dem Selbstzersetzungsprozeß anheimgefallen ist, daß das HOFFMEISTER'sche Gemisch die letzten Produkte leicht gänzlich zerstören kann.

In anderen Fällen zerfällt das fossile Holz durch die in Rede stehende Behandlung in seine einzelnen Elemente. Fast stets wird es dann gänzlich farblos. Diese farblosen Zellen dürften — trotzdem wir Fossilien vor uns haben — nur aus Zellulose bestehen können, was im Kapitel Zellulose festgestellt wird.

Die MÄULE'sche Reaktion ohne Kaliumpermanganat. Bei der MÄULE'schen Reaktion können nun nach Angabe der Autoren an Stelle des Kaliumpermanganats auch andere Oxydationsmittel Verwendung finden (vergl. z. B. STRASBURGER, l. c., S. 281). Aus diesem Grunde wurde bei weiteren Versuchen das schon im vorigen Abschnitt erwähnte HOFFMEISTER'sche Reagens benutzt, um so lieber, als die Autoren betonen, daß sich die MÄULE'sche Reaktion in dieser Weise gerade für die Gymnospermen mit Ausnahme der Gnetaceen als besonders brauchbar erweist.

Nach 24-stündigem Liegen in HOFFMEISTERS Reagens werden die Schnitte orangegelb bis rotbraun. Der Lignit aus dem Obermiocän in Wackersdorf (6) wird sogar goldgelb. Bei Übertragung in Ammoniak nimmt er, wie auch die anderen Lignite, im Augenblick eine rotbraune Färbung an und zerfällt bei weiterem Auswaschen mit Ammoniak vollkommen, wobei die Farbe in Lösung geht. Ähnlich verhält sich der Lignit aus dem unteren Miocän zu Türnich (8) und auch derjenige aus Salzhausen (12). Beim Auswaschen mit Ammoniak werden die Schnitte auch auf diese Weise meist farblos (vergl. auch S. 141). Die anatomische Struktur des fossilen Holzes tritt dann oft wunderbar deutlich in die Erscheinung.

Auch lignitisch gewordenes Grubenholz (3) ergibt die Mäule-sche Reaktion. Das Holz wird jedoch durch den Zusatz des Ammoniaks vollkommen desorganisiert.

In manchen der soeben geschilderten Fälle darf man zweifeln und sich fragen, ob die Mäule'sche Reaktion hier wirklich vorwiegend dem »Holzstoff« gilt. So beim Wackersdorfer Lignit (6). Hier ist die anatomische Struktur tadellos zu beobachten, solange man kein Ammoniak zugesetzt hat. Durch den Ammoniakzusatz wird jedoch unter Dunkelfärbung das gesamte Gewebe aufgelöst. Oft bleibt dann kaum ein unbestimmt geformter Rückstand zurück, der ja aus Zellulose bestehen würde. Im Grunde genommen besteht ja die hier angewandte Ligninreaktion in nichts anderem als in einer Auflösung der Holzsubstanz. Im letzteren Fall ist aber auch die Zellulose mit aufgelöst worden, weil sie wahrscheinlich durch geologische Faktoren bereits in mehr oder minder zersetztem Zustande war. Die Reaktion ist hier also nicht als einwandfrei zu betrachten.

Außer den bisher untersuchten typischen Ligniten wurden nun auch noch Materialien untersucht, die mehr oder minder reine Holzkohle darstellen, von denen man aber sagen kann, daß sie lignitische Teile enthalten.

Ehe das Verhalten dieser Holzkohlen geschildert wird, erscheint es angezeigt, etwas über ihre Entstehung einzufügen und bei dieser Gelegenheit die Unterschiede zwischen Inkohlung und Verkohlung hervorzuheben[1]).

Wo pflanzliches Material unter Luftabschluß, der mehr oder minder vollständig sein kann, der Zersetzung anheimfällt, erhalten wir schließlich ein Endprodukt, daß wir mit Gümbel (l. c.) als inkohlt bezeichnen.

Wir haben dann ein Material vor uns, das im wesentlichen Kohlenwasserstoffe, also keinen elementaren Kohlenstoff, darstellt. Bei der Verkohlung dagegen entsteht das Element Kohlenstoff. Als Ursachen der Bildung solchen reinen Kohlenstoffs in der

[1]) Vergl. H. Potonié, Entstehung der Steinkohle, S. 16.

freien Natur werden angeführt 1. Dehydratisierung, etwa durch Schwefelsäure, die ja in manchen natürlichen Gewässern vorhanden ist, 2. die Selbstentzündung und 3. das Abbrennen organischer Substanz, etwa veranlaßt durch Blitzschlag.

Der Oberbegriff für inkohlt und verkohlt ist kohlig.

Es könnte nun eingewendet werden, daß demnach für unsere Untersuchung die Holzkohlen, die ja Verkohlungsprodukte sind, gar nicht in Betracht kämen. Wie jedoch schon aus den Feststellungen WIESNER's (vergl. a. a. O. oder diese Abh. S. 139 ff.) hervorgeht, bestehen auch künstliche Holzkohlen keineswegs durch und durch aus elementarem Kohlenstoff. Dasselbe hat sich auch für die fossilen Holzkohlen ergeben. Der Kohlenstoff läßt sich hier oft schon durch bloßes Fortblasen von der »Holzkohle« entfernen, die er in Form eines feinen Pulvers überzieht und durchsetzt.

Hat man z. B. eine »Holzkohle« aus dem Carbon (21) zwei Tage lang mit HOFFMEISTER's Reagens behandelt und zerdrückt man sie nun auf dem Objektträger, so stellt sich häufig ihre fast durchweg typisch lignitische Natur heraus. Sie zerfällt in Gewebeelemente von brauner Farbe. Bei Zusatz von Ammoniak ist jedoch die Ligninreaktion nur sehr undeutlich zu bemerken. Das macht sich schon dadurch bemerkbar, daß das Ammoniak fast wasserklar bleibt.

Kleine Holzkohlenteilchen, die sich in der Moskauer Braunkohle (55b) befinden, zerfallen durch HOFFMEISTER's Gemisch ebenfalls und zwar in wenig braune und in viel schwarze Teilchen. Die Reaktion zeigt sich schwach.

Steinkohlenholzkohle aus dem Zwickauer Produktiven Carbon (22), die sich bei Behandlung mit HOFFMEISTER's Reagens als teilweise lignitisch erweist, da sich hellbraune Gewebefetzen aus ihr herauslösen (vergl. auch S. 139 den Befund WIESNER's an Holzkohle), ergibt keine Ligninreaktion mehr. Bei diesem Rest ist also der Zersetzungsprozeß der verholzenden Stoffe schon zu weit fortgeschritten.

Gewisse Proben der untersuchten Carbonholzkohlen erweisen

sich von vornherein als reaktionsuntüchtig, weil sie keine lignitischen Elemente mehr enthalten. Sie ergeben denn auch keine Reaktionen.

Es zeigt sich somit, daß die verholzten Zellwände von Moorhölzern noch gänzlich wie bei frischen Hölzern reagieren können, daß sie dann in den Braunkohlenligniten bereits die sogenannten Hadromal-Reaktionen (Phenol-Salzsäurereaktionen) nicht mehr ergeben, jedoch noch die Mäule'sche Reaktion liefern, und daß diese endlich bei den untersuchten holzkohligen resp. lignitischen Hölzern aus dem Carbon überhaupt nicht mehr oder doch nur noch sehr undeutlich nachweisbar ist.

Die bisher geschilderten Untersuchungen fossiler Hölzer fanden an Materialien statt, denen man ihre Holznatur noch deutlich anmerkt, an Ligniten und an fossilen Holzkohlen. Letztere sind, wie ja S. 162 bemerkt wurde, als verkohltes Holz zu bezeichnen. Die Untersuchung wurde nun weiter auch noch auf inkohltes Holz ausgedehnt.

Zunächst wurde inkohltes Cordaitenholz untersucht, als solches kenntlich an dem Artisiamarkkörper, den die aus Holz entstandene Kohle umgibt. Die umgebende Kohle entspricht also dem Holzkörper und wurde in der geschilderten Weise behandelt. Dieses Cordaitenholz wurde gewählt, weil der Cordaitenstamm durchaus den Bau von lebenden Coniferen zeigt und einen dicken Holzkörper besitzt; man kann daher hier am ehesten nennenswerte Mengen von Holzstoff erwarten. Bei anderen carbonischen Stämmen wie bei solchen von Lepidophyten und von Calamiten verspricht der Versuch geringen Erfolg, wie sich auch nachher am Sigillarienstamm zeigen wird.

Die Cordaitenkohle (49—51) ergibt denn auch tatsächlich die Ligninreaktion, aber nur in geringem Maße. Bringt man einen Teil des mit Hoffmeister's Reagens behandelten Materials auf den Objektträger und zerdrückt ihn dort, so bemerkt man, daß er teils in völlig schwarze, teils in hellbraune Brocken zerfällt. Die braunen Brocken werden bei Ammoniakzusatz nur wenig dunkler. Auch lösen sich in der Flüssigkeit verhältnismäßig geringe Mengen brauner Substanz auf.

Sodann wurde die Reaktion an einem inkohlten Sigillarien-Stammstück (24) vorgenommen, wo der Sachverhalt im ganzen ähnlich, nur noch undeutlicher war. Bei weiteren ähnlichen Materialien fiel die Reaktion sogar gänzlich negativ aus, so z. B. bei Calamiten-Kohle (25).

Es dürfte nun von Interesse sein, diese Resultate mit denen des Chemikers DONATH zu vergleichen, der in der »Steinkohle« die Zersetzungsprodukte des Lignins[1]) gar nicht oder nur in sehr geringem Maße festzustellen vermochte, während er sie in der »Braunkohle« sehr gut nachweisen konnte. Seine zahlreichen Arbeiten wurden nicht im historischen Kapitel erwähnt, weil er sich keiner mikrochemischen Methoden bedient hat. Seine wichtigste Untersuchungsmethode besteht darin, daß er die Kohlen mit Salpetersäure im Wasserbade kocht und dann aus der eventuell sich ergebenden roten Färbung der entstehenden Lösung und dem meist ebenfalls nachweisbaren Cyanwasserstoffgehalt der entweichenden Gase den mehr oder minder großen Gehalt der Kohlen an Ligninabbauprodukten folgert.

Auch die Untersuchungen DONATH's besagen also, verglichen mit den Resultaten der vorliegenden Arbeit, daß das Lignin ältester Pflanzenreste schon so stark abgebaut sein muß, daß nicht einmal mehr seine charakteristischen Zersetzungsprodukte nachgewiesen werden können.

DONATH[2]) folgert anders; er schreibt: »Es läßt sich mit großer Wahrscheinlichkeit sagen, daß das Material zur Steinkohlenbildung entweder gänzlich ligninfrei oder zum mindesten arm an Lignin war.«

DONATH vertritt somit die Ansicht, daß Braunkohlen und Steinkohlen aus gänzlich verschiedenen Urmaterialien entstanden sind. Die Braunkohlen aus ligninhaltigen, die Steinkohlen aus ligninfreien oder doch ligninarmen Stoffen. (Man vergleiche auch die Ansichten WALTHER's S. 178). Von dieser Annahme kann

[1]) DONATH pflegt schlechthin von Lignin zu sprechen.

[2]) DONATH, ED., Zur Entstehung der fossilen Kohlen. Chemiker-Zeitung, Nr. 80. 1904.

man nur gelten lassen, daß vielleicht manche Steinkohlenhölzer ärmer an verholzenden Stoffen gewesen sind als die heutigen. Sie haben sie aber auf keinen Fall ganz entbehrt, wie schon der anatomische Befund beweist. Eine Betrachtung von Carbonhölzern, z. B. in Schliffen durch Dolomitknollen, zeigt nämlich, daß diese Hölzer ebenfalls stark verdickte Zellwände besitzen, daß aber die Zellumen häufig — von Mittellamelle zu Mittellamelle gemessen — weiter sind als die der heutigen Hölzer. Diese Eigenschaft könnte die Folgerung erlauben, daß eine dem Volumen nach bestimmte Menge carbonischen Holzes relativ weniger verholzende Stoffe enthalten haben muß als dieselbe Menge rezenten Holzes enthält.

Die Ansichten Donath's sind in letzter Zeit am eingehendsten durch eine Reihe von Schriften Weithofer's widerlegt worden. Diese Widerlegung erfolgt meist durch geologische Mittel. Weithofer[1]) hat aber auch selbst die (S. 165) erwähnte Methode Donath's angewandt und damit bewiesen, daß zwischen Braunkohle und Steinkohle auch in dieser Hinsicht allerlei Übergänge vorhanden sind.

Außer an fossilen Hölzern wurde die Holzstoffreaktion von mir auch noch an fossilen Epidermen und Sporen ausgeführt. Kann doch der Kutikula nach G. d. Lamarliére Holzstoff eingelagert sein (Strasburger l. c., S. 323). Die Reaktion fällt sowohl bei den Stammepidermen (54) als auch bei fast sämtlichen untersuchten Blattepidermen positiv aus, ebenso bei den Sporen aus der Moskauer Braunkohle (55c). Sie werden tief dunkelbraun.

Die Mäule'sche Reaktion tritt somit auch in Fällen ein, in denen man sie nicht unbedingt erwartet hätte, und man ist versucht, einzuwenden, daß es vielleicht hier weniger eventuell verholzte Teile der Epidermen als vielmehr Abbauprodukte anderer Stoffe (so der Zellulose) sind, die hier die Reaktion bedingen. (Vergl. auch Schulze's Mazerationsmethode, S. 150 ff.)

[1]) Vergl. z. B. Weithofer, Die historische Entwicklung der Ansichten über die Entstehung der Kohlen und Kohlenflöze. N. Jahrb. f. Min., Beil.-Bd. 41, S. 149. 1916.

Daß auch bei Epidermen die Reaktion eintritt, ergibt sich u. a. aus einer Mitteilung von GOTHAN[1]). Ohne daß er dieser Erscheinung einen chemischen Wert beigelegt hätte, schreibt er über die SCHULZE'schen Mazerationsmethode, die ja im Prinzip nichts anderes ist als die MÄULE'sche Reaktion: »Wir gießen nun etwas verdünntes Ammoniak zu, bedeutend mehr als zur Neutralisierung nötig ist. Alsbald sieht man das Präparat sich wieder dunkelbraun färben und weiter bald ein braunes Wölkchen daraus hervortreten, d. i. die sich lösende Humussubstanz«.

Ähnliche Angaben wie diese finden sich auch noch an anderen Stellen[2]).

Zusammenfassendes über »verholzende Stoffe«.

Die MÄULE'sche Reaktion gelingt nicht nur an Ligniten, fossilen Holzkohlen und inkohlten Hölzern, sondern auch an fossilen Epidermen und Sporen.

Bei den ältesten lignitischen, mehr oder minder holzkohligen oder auch inkohlten Hölzern tritt die Reaktion in vielen Fällen nicht mehr ein. Es wäre jedoch falsch, ähnlich wie DONATH daraus zu schließen, daß in dem Ausgangsmaterial der Steinkohle niemals »Lignin« vorhanden war, denn ebenso müßte man jüngeren Kohlen (siehe WEITHOFER, Zeitschr. f. praktische Geologie, 1914, S. 254) auf Grund der DONATH'schen Salpetersäure-Reaktion ursprünglichen »Ligningehalt« absprechen, was offenbar unrichtig wäre.

Demgegenüber gelingt bei den jüngsten Hölzern, nämlich bei solchen aus dem Torf sogar noch die Phloroglucinreaktion. Hierzu sei noch einmal eine Äußerung MÄULE's erwähnt. MÄULE[3]) schreibt: »Nach den Ergebnissen CZAPEK's bildet das Hadromal nur einen sehr geringen Prozentsatz der Trockensubstanz des Holzes. Es ist daher a priori nicht wahrscheinlich, daß wir in

[1]) GOTHAN, W., Präparationsmethoden an kohlig erhaltenen, fossilen Pflanzenresten. Ein Beitrag zur Praxis des geologischen Unterrichts; Zeitschr. f. d. naturwiss. u. erdkundl. Unterricht, 1912, S. 38.

[2]) POTONIÉ, H., und GOTHAN, W., Paläobotanisches Praktikum, Gebr. BORNTRÄGER, Berlin, 1913, S. 70.

[3]) l. c. S. 20.

dieser Substanz wirklich das hypothetische Lignin, den verholzenden Stoff vor uns sehen.« Das folgt nun auch aus den vorangegangenen Untersuchungen an fossilen Ligniten, die stets als fossile Hölzer bezeichnet worden sind, trotzdem sie Czapek's Hadromal nicht enthalten.

Die Mäule'sche Reaktion erweist sich somit als eine Reaktion auf Abbauprodukte des »Lignins« und wahrscheinlich auch auf Abbauprodukte anderer Stoffe. Die Quantität der nachweisbaren Abbauprodukte nimmt im Prinzip mit zunehmendem Alter der untersuchten Pflanzenreste ab. Zu sehr dem etwa anthracitischen Kohlenendzustand genäherte Substanz reagiert nicht mehr, d. h. die Abbauprodukte sind mit zunehmendem C-Reichtum durch diese Reaktion immer weniger nachweisbar.

Die mikrochemische Untersuchung auf Zellulose.

In jedem kohligen Pflanzenrest, ganz besonders aber in solchen aus der Steinkohle, haben wir nur noch einige »Bausteine« des ehemaligen Pflanzenkörpers vor uns, und da die Humuskohlen im wesentlichen aus Zellulose, nämlich aus Landpflanzen entstanden sind, so sagt uns schon die bloße Überlegung, daß z. B. in einer paläozoischen Humuskohle keine unzersetzte Zellulose mehr vorhanden sein dürfte.

Dem widersprechen die vorn wiedergegebenen Angaben von Schulze und Wiesner (S. 133 u. 138). Diese erscheinen aber verständlicher, wenn man bedenkt, daß andererseits die Widerstandsfähigkeit der Zellulose gegen die verschiedensten chemischen Eingriffe recht groß ist. So sei nur auf die geringe Desorganisation hingewiesen, die sie — wie die Untersuchung rezenter Pflanzen ergibt — in Schulze's Mazerationsgemisch erfährt.

Dennoch zeigt die anatomische Untersuchung, daß bei den kohligen Pflanzenresten gerade diejenigen Teile fehlen, also bereits zersetzt sind, die bei den rezenten Pflanzen aus reiner Zellulose bestehen, d. h. weder verholzende Stoffe enthalten noch kutinisiert sind.

Dies entspricht ganz den Ansichten über den Prozeß der

Kohlenwerdung, der sich für den Chemiker als ein allmählicher Zellulosezerfall darstellt. Ist doch die Zellulose, dieser Hauptbestandteil der Landpflanzen, eine Verbindung, die keineswegs gänzlich stabil ist.

Hier sei auf die Untersuchung über künstliche Kohlendarstellung hingewiesen, die der Chemiker BERGIUS angestellt hat[1]). Es sei davon folgendes als für uns wichtig hervorgehoben.

Die Zellulose unterliegt einem allmählichen Zerfall (einer Selbstzersetzung). Ein Teil der Produkte dieses Zerfalls macht die Hauptmasse der aus Landpflanzen entstandenen Kohlenarten, der Humuskohlen, aus.

Es sei hier eingefügt, daß die Selbstzersetzung also nicht zu verwechseln ist mit der bei Luftzutritt und Feuchtigkeit vor sich gehenden Verwesung, bei der schon nach Zeiten, die im Vergleich zu denen, die die Kohlenwerdung braucht, verschwindend klein sind, überhaupt keine greifbaren Reste des Pflanzenkörpers mehr vorhanden sind.

Wo aber Zellulose, so folgt aus den Experimenten von BERGIUS, unter mehr oder minder guten Luftabschluß gerät, da wird sie auch bei gewöhnlichem Druck und bei Durchschnittstemperatur in langen Zeiten ganz von selbst zu Kohle. Durch ein Anwachsen von Druck und Temperatur wird die Geschwindigkeit des Zellulose-Zerfalls (d. h. der Kohlenbildung) lediglich beschleunigt, nicht aber, wie oft angenommen wird, erst ermöglicht. Die Reaktion unterliegt ganz wie auch andere chemische Reaktionen einem Temperaturzeitgesetz.

Hieraus geht hervor, daß nicht gut ein Teil der Zellulose eines Kohlenlagers sich zersetzt haben kann, während ein anderer unzersetzt geblieben ist.

Es muß also mit dem Zellulose-Nachweis in der Kohle seine besondere Bewandnis haben. Ist es doch, wie aus dem folgenden

---

[1]) BERGIUS, F., Die Anwendung hoher Drucke bei chemischen Vorgängen und eine Nachbildung des Entstehungsprozesses der Steinkohle. 1913. Vergl. auch POTONIÉ, R., Neues zur Entstehung der Steinkohle; Himmel und Erde, Bd. 26, S. 463, im wesentlichen ein Referat von BERGIUS' Arbeit.

hervorgehen wird, auch dem Verfasser dieser Abhandlung gelungen, in Hölzern aus der Braun- und Steinkohle sowie in den kutinisierten, unter der Kutikula gelegenen Schichten der verschiedensten fossilen Blattepidermen tatsächlich Zellulose nachzuweisen. Daraus, daß dieser Zellulose-Nachweis jedoch nur an Hölzern und an kutinisierten Pflanzenteilen gelingt, ergibt sich aber, daß wir es in dieser Zellulose mit etwas anderem zu tun haben, als bei derjenigen, die nicht verholzt oder im kutinisierten Zustand vorhanden ist und daher leichter dem Zerfall unterliegt. Es ist eben die »Verbindung« mit den verholzenden Stoffen oder dem Kutin, die sie so haltbar macht. Es handelt sich hier sozusagen um imprägnierte Zellulose. So schreibt Wislicenus[1]): »Der Aufbau des Holzes aus Zellulose und »Lignin« ist ganz hauptsächlich als »Adsorptat«, d. h. als ein Produkt einer kolloiden »Adsorptionssynthese«, wenn diese Ausdrücke den Zustand und Vorgang kurz bezeichnen können, anzusehen.« Ein solches haltbareres »Adsorptat« dürfte sonach vielleicht auch die kutinisierten Membranen zusammensetzen.

Jedenfalls ist es nicht, wie z. B. Gümbel annimmt, besonders die Kieselsäure (vergl. diese Arbeit S. 137), die gewisse Pflanzenteile vor der völligen Umbildung geschützt hat.

Der Zellulosenachweis.

Als Reagens auf Zellulose in unserem Fall die meist angewandte Chlorzinkjod-Lösung anzuwenden, empfiehlt sich nicht. Die Farbe der zu untersuchenden Materialien ist in vielen Fällen mehr oder minder dunkelbraun, so daß man meist sehr im Zweifel sein muß, ob die auf Anwendung des Reagens' zu erwartende Violettfärbung unter dem Braun aufgetreten ist oder nicht. (Man vergleiche den Mißerfolg Gümbels S. 136.) Ist doch die Chlorzinkjod-Reaktion nicht selten sogar bei rezenten Materialien bedenklich. So schreibt Nowopokrowsky[2]): »Beim Gebrauch von Chlorzinkjod erfährt man nicht selten Enttäuschungen, indem die

[1]) Wislicenus, H., Über kolloidchemische Vorgänge bei der Holzbildung und die stoffliche Natur des Holzes und »Lignins«. Zeitschr. f. Chemie u. Industrie der Kolloide, Heft 1 u. 2. 1910.

[2]) Nowopokrowsky, J., Über die Chlorzinkjod-Reaktion der Zellulose; Beihefte z. Botan. Centralblatt, 1911, S. 90.

Zellulose, statt sich blau oder violett zu färben, braunviolette, schmutzigrote, oder sogar braune Töne annimmt. Aber auch genau nach den empfohlenen Rezepten hergestelltes Chlorzinkjod wirkt nicht immer gleich. In einem Falle färbt es die Zellulose blau, im anderen Falle violett und im dritten Falle rot. Dementsprechend betrachten einige Autoren die blaue Färbung als die für reine Zellulose typische, andere (die Mehrzahl) die violette, die dritten (Techniker, z. B. HERZBERG) die rote.«

Es wurde daher für unsere fossilen Materialien mit Vorliebe die RUSSOW'sche Jod-Schwefelsäure-Reaktion angewandt, die intensive Blaufärbungen ergab und sich somit für unsere Anforderungen als die brauchbarste erwies.

Wie nach dem Vorhergehenden zu erwarten ist, gelingt die Zellulose-Reaktion nicht an fossilen Hölzern, die vorher keinem Oxydationsprozeß ausgesetzt wurden. Die Zellulose des Holzes wird eben ganz wie bei den rezenten Hölzern durch die Zerstörung des »Lignins« erst frei. In von vornherein freiem Zustande läßt sie sich in keiner Kohle nachweisen (vergl. hierzu auch vorn SCHULZE und WIESNER).

Mit »verholzenden Stoffen«[1]) imprägnierte Zellulose. Was nach Anwendung der MÄULE'schen Reaktion (in Verbindung mit HOFFMEISTER's Reagens) bei gründlicher Auswaschung von Ammoniak von den Ligniten zurückbleibt, ist einwandfrei Zellulose. Das läßt schon die oft völlige Farblosigkeit der gewonnenen Zellen vermuten. Auch mit SCHULZE's Gemisch wurde solche »fossile« Zellulose hergestellt. Die Blaufärbung mit Jodschwefelsäure war in vielen Fällen ganz dieselbe wie bei frischem Material. Namentlich war dies bei den jüngeren Materialien der Fall, bei denen das farblose Gewebe nach der Oxydation, ganz wie bei rezenten Hölzern nicht von selbst zerfiel, sondern erst mit Präpationsnadeln zerzupft werden mußte. Besonders schön war dies bei dem Lignit aus Türnich (8) zu beobachten. Wie sich die Lignite in dieser Hinsicht im allgemeinen verhalten, ist ja bereits beschrieben worden (S. 161ff.).

[1]) Es wird hier »verholzende Stoffe« gesagt; womit nicht ausgedrückt sein soll, daß diese nicht vielleicht doch schon in den Prozeß der Kohlenwerdung eingegangen sind.

Auch Carbonholzkohle, so z. B. die aus Zwickau (22), ergibt die Zellulose-Reaktion, aber nur sehr gering und an einzelnen Stellen. Hier ist der Zersetzungsprozeß also schon weiter fortgeschritten. Die von dem elementaren Kohlenstoff isolierbaren Holzelemente werden auch hier bei längerer Mazeration niemals ganz weiß. Das Gewebe löst sich bei Ammoniakzusatz nicht vollständig auf, wie dies gewisse der Braunkohlen-Lignite tun.

Einige Carbonholzkohlen wurden ohne Erfolg untersucht. Ebenso das inkohlte Sigillariastammstück (24) und das Cordaitenholz mit Artisia (49 ff.).

Mit Kutin imprägnierte Zellulose. — Da die Kutinisierung auf einer Einlagerung von Kutin in aus Zellulose bestehende Membranen beruht, darf man in den unter der Kutikula liegenden häufig noch erhaltenen Schichten der fossilen Epidermen Zellulose vermuten, um so mehr, als sie sich in den fossilen Hölzern hat nachweisen lassen.

Diese kutinisierten Membranen zeigen entsprechend rezenten Materialien mit Jodschwefelsäure keine Blaufärbung, solange man sie nach dem Oxydationsprozeß und dem Auswaschen mit Ammoniak direkt mit Jodschwefelsäure (vergl. auch S. 153) behandelt. Werden die Membranen jedoch vorher längere Zeit in konzentrierter Kalilauge gekocht, so wird auch hier durch die dadurch bedingte beginnende Zersetzung des Kutins Zellulose frei, die dann durch Jodschwefelsäure nachgewiesen werden kann; die Blaufärbung beschränkt sich jedoch meist nur auf die Randzellen der Gewebefetzen, die wohl durch das Kochen in der Kalilauge stärker angegriffen worden sind.

Nach dem Kochen wurden die Häute zunächst in konzentrierte Schwefelsäure gebracht, um die dann folgende Reaktion recht deutlich zu machen; dann wurde die Schwefelsäure soweit entfernt, daß die Häute nur feucht blieben, und es wurde Jodtinktur zugesetzt. Auch da, wo die Reaktion nur schwach ausfiel, traten am Rande des Präparats blaue Tröpfchen auf, die beim Eintrocknen der Jodtinktur verschwanden, bei neuem Jodzusatz aber wieder erschienen.

Besonders schön beobachtbar sind diese Verhältnisse bei Thinnfeldia (14 und 16) und Bothrodendron (54). Hier tritt an den Randzellen des Gewebefetzens eine intensive Färbung auf, die sich deutlich neben dem natürlichen Rotbraun der Epidermis bemerkbar macht.

Bei älteren Resten, wie bei den schon früher von mir untersuchten[1]) aus dem Carbon, von denen oft nur ganz dünne Häute zu gewinnen sind, ist die Blaufärbung meist weniger deutlich oder auch, wie schon a. a. O. erwähnt, gar nicht zu beobachten, hier sind die inneren Zellenwandschichten der Epidermis eben schon zu weit zersetzt. Hierfür sei die Epidermis von *Neuropteris ovata* (20) und die des Blattes von Cordaites (52) angeführt.

Auch an fossilen Sporen läßt sich die Zellulosereaktion nicht einwandfrei feststellen; so werden die Sporen aus der Moskauer Braunkohle (55c) bei Behandlung mit Jod-Schwefelsäure zwar dunkler, aber nicht deutlich blau.

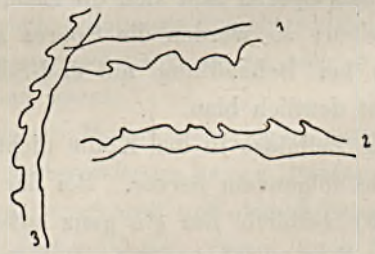
Daß sich freie Zellulose in der Kohle nicht zu erhalten vermag, geht auch aus folgendem hervor. Bei der Mazeration eines *Lepidophyllum* (23) verblieb nur ein ganz außerordentlich feines Blattoberhäutchen, das, unter das Mikroskop gebracht, keinerlei Struktur zeigte. Es handelte sich hier nicht um eine vollständige Epidermis, sondern nur um die Kutikula. Die übrigen Teile der Epidermis existierten nicht mehr. Sie hatten sich, weil sie einst zu zellulosereich waren, oder aber weil sie gänzlich aus Zellulose bestanden, nicht erhalten. Das Häutchen färbte sich mit Gentianaviolett.

Ein ähnliches Ergebnis zeitigte die anatomische Untersuchung der Epidermis von Thinnfeldia (14 und 16). Diese Epidermis machte, von oben betrachtet, ganz den Eindruck der von einer lebenden Pflanze abgezogenen Blattoberhaut. Auf Querschnitten erwies sich jedoch, daß die Epidermiszellen keineswegs vollständig waren. Der bei der ersten Untersuchung erweckte Eindruck der Vollständigkeit wurde nur dadurch bedingt, daß von den Zell-

[1]) Potonié, R., Mikrochemisches über kohlig erhaltene fossile Pflanzenreste und praktische Resultate durch deren Färbung; Sitz.-Ber. Ges. naturf. Freunde, Berlin 1915, S. 116.

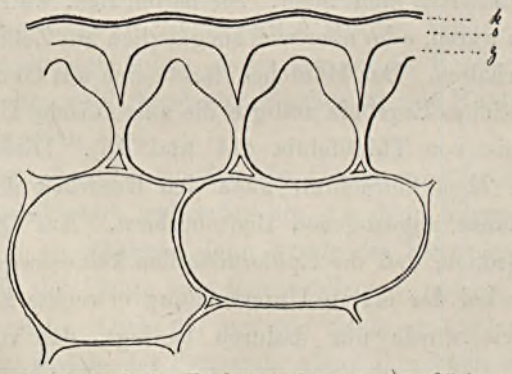
wänden noch kurze kutinisierte Reste (die Kutikularleisten) vorhanden waren. Ähnliches sieht man auch auf Querschnitten, die Zeiller[1]) von *Frenelopsis*-Epidermen hergestellt hat. Hier zeigte es sich, daß sich unkutinisierte Zellulose bei den fossilen Resten nicht erhalten hat. Am besten kann Fig. 1 diese Verhältnisse veranschaulichen. Die Figur zeigt die Umrisse dreier Querschnitte durch die Thinnfeldia-»Epidermis«. Es ergibt sich, daß es sich in diesen sogenannten »Epidermen« gar nicht mehr um solche handelt, sondern nur noch um Teile derselben, und zwar um diejenigen Teile, die hinreichend kutinisiert waren; nur Kutikula und kutinisierte Zellwandschichten sind noch da. Die Figur, die mit dem

Figur 1.



Querschnitt durch die »Epidermis« der jurassischen *Thinnfeldia*; es zeigen sich nur noch Teile, die ± kutinisiert wird.

Figur 2.



Querschnitt durch die Epidermis der rezenten *Clivia nobilis*. k + s entspricht den Fragmenten der Figur 1.

[1]) l. c.

Zeichenprisma angefertigt wurde, zeigt, daß die Kutikularleisten meist etwas schräg stehen. Dies hat seinen Grund darin, daß das inkohlte Mesophyll durch den Gebirgsdruck stark zusammengepreßt worden ist (vergl. die Reduktionsbrüche auf S. 145) und so die Kutikularleisten zur Seite gedrückt hat. Die Epidermisreste 1 und 2 gehören zur oberen und unteren Epidermis ein- und desselben Blattes und sind gemeinsam geschnitten worden.

Zum Vergleich zeigt Fig. 2 einen Querschnitt durch die Epidermis der rezenten *Clivia nobilis*. Es ergibt sich aus diesem Vergleich noch deutlicher, daß bei dem fossilen Objekt nur noch die Kutikula (k) und die kutinisierten Schichten (s) vorhanden sind Die reinen Zelluloseschichten (z) dagegen fehlen.

Auch die Stammepidermen von Bothrodendron (54) zeigen sehr deutlich die Beschaffenheit dieser Kutikularleisten, und zwar schon dann, wenn man sie in der Aufsicht von innen betrachtet. Anwendung der Mikrometerschraube gibt hierbei ein deutliches Bild von der Lage der Dinge und zeigt auch, daß die Leisten meist alle nach einer Seite hinübergebogen sind. Nur in Ausnahmefällen, die auf Störungen besonderer Art zurückzuführen sind, finden sich Leisten, die einmal nach der entgegengesetzten Seite umgelegt sind.

Ähnliche Bilder wie die in Fig. 1 wiedergegebenen finden sich in einer Arbeit von Otto[1]), der auf die Epidermen rezenter Pflanzen Hyphomyceten einwirken ließ. Auch die Pilzfermente erweisen sich, ganz wie die die Inkohlung ausmachende Selbstzersetzung als ein »Reagens«, das die Kutikula und die kutinisierten Zelluloseschichten am längsten verschont.

Weiter sei zum Vergleich auf eine Arbeit Haberlandt's[2]) hingewiesen, aus der hervorgeht, daß selbst die Verdauungssekrete der Schnecken, die die Zellulose sehr weitgehend aufzulösen vermögen, von der Epidermis von Kohlblättern die »kutinisierten« Bestandteile unangegriffen lässen.

---

[1]) Otto, H., Untersuchungen über die Auflösung von Zellulosen und Zellwänden durch Pilze. Beitr. z. allgem. Bot., S. 240. 1916.

[2]) Haberlandt, Beiträge zur Allgemeinen Botanik. Bd. 1, S. 501. 1918.

Zusammenfassendes zum Kapitel Zellulose.

Zellulose ließ sich nur in fossilen inkohlten Hölzern und in kutinisierten Membranen von Blatt- und Stammepidermen, und zwar selbst noch in solchen aus dem Kulm nachweisen, jedoch nur dann, wenn sie durch geeignete, das Kutin und die verholzenden Stoffe angreifende Mittel, nämlich im ersten Falle durch konzentrierte kochende Kalilauge, im zweiten Falle schon durch ein Oxydationsmittel, wie z. B. durch Hoffmeister's Reagens, aufgeschlossen, d. h. von ihren Inkrusten befreit worden war. Sie erhält sich also nur da, wo sie mit verholzenden Stoffen resp. mit deren Zersetzungsprodukten oder mit Kutin imprägniert vorkommt.

Bedeutung der Untersuchung für die Geologie der Kohle.

Die vorangehenden Untersuchungen bestätigen eine schon länger bekannte Ansicht, die in dem Werk H. Potonié's, »Die Entstehung der Steinkohle«, vertreten wird. Diese besagt, daß es sehr wohl denkbar ist, daß aus den tertiären Braunkohlen einst Kohlen entstehen könnten, die z. B. den carbonischen glänzenden Humuskohlen[1]) recht nahe an die Seite gestellt werden dürfen. Daß dies im Hinblick auf die Entstehung dieser Kohlen der Fall ist, soll hier nicht in Betracht gezogen werden, dies wird ja jetzt in fast allen Lehrbüchern der Geologie anerkannt. Wenn wir von den Mattkohlen, so z. B. von der englischen Cannelkohle, absehen, so sind ja die meisten Flöze der Kohlen beider Formationen als fossile Sumpfmoore zu betrachten, d. h. als aus Mooren entstanden zu denken, die sich in Überschwemmungsgebieten entwickelt haben. Man erinnere sich vor allem an unsere Erlensumpfmoore. Dies zu beweisen, ist ja ein großes Material in dem genannten Buch H. Potonié's zusammengetragen worden. Was aber im besonderen die hier gemachten Untersuchungen streift, ist die Frage, ob denn die Pflanzen der Tertiärzeit, oder vorsichtiger ausgedrückt, die der

[1]) Mattkohlen im Sinne H. Potoniés, d. h. Sapropelkohlen, kommen als aus Plankton entstanden hier nicht in Betracht.

jüngeren Perioden, chemisch wesentlich anders zusammengesetzt gewesen sind wie diejenigen des Paläozoikums, so daß allein aus diesem Grunde aus der tertiären Braunkohle niemals etwas Ähnliches entstehen könnte, wie es unsere carbonischen Humuskohlen darstellen.

Daß gewisse chemische Unterschiede zwischen dem tertiären und dem carbonischen Pflanzenmaterial sicherlich vorhanden gewesen sind, ist erwiesen. So muß darauf hingewiesen werden, daß mit Sicherheit Harzgänge führende Hölzer erst postcarbonisch bekannt sind. Hier läge also ein Unterschied klar auf der Hand. Dieser wird um so wichtiger, als Harze recht schwer zersetzlich sind. Man erinnere sich an die harzhaltigen Kohlen des Weißenfels-Zeitz-Altenburger Braunkohlenreviers, an den Pyropissit und weiter an den Bernstein. Diese Schwerzersetzlichkeit des Harzes ist mit seiner Funktion eng verknüpft. Dies geht aus folgendem hervor. Die Harzerzeugung stellt eine jüngere Schutz-Anpassung der Pflanzen dar. Auf welche Weise sie zum Schutze des Holzes dienen kann, zeigt sich darin, daß das Harz nach H. Mayr unter normalen Verhältnissen zwar nicht in die Membranen der Holzzellen eindringt, daß das Holz unserer Nadelhölzer aber »verkient«, d, h. seine Zellwandungen mit Harz imprägniert, wenn das Holz von Wunden oder infolge anderer Ursachen austrocknet. Das Harz hat aber für Stoffe, die es imprägniert, eine konservierende Wirkung, so daß es nicht unwahrscheinlich ist, daß Stoffe, die den Steinkohlen des Carbons aus Mangel an Harz relativ schneller verloren gegangen sind, den Braunkohlen des Tertiärs länger erhalten bleiben konnten. Dies hat vielleicht besondere Bedeutung für die verholzenden Substanzen der Kohlenpflanzen. Betrachten wir nämlich von diesem Gesichtspunkt aus unsere Übersichtstabelle der ausgeführten Reaktionen am Schluß dieses Kapitels, so bemerken wir, daß die allerdings nicht ganz einwandfreie »Mäule'sche Ligninreaktion« bei den fossilen Hölzern Nr. 6, 7, 8, 10 und 12 positiv ausgefallen ist. Bei den älteren Hölzern aber, in denen sich keine Harzgänge nachweisen lassen, Nr. 21, 22, 24, 28, 32, 49, 50, 51, 53 und 55b, fällt die Reak-

tion undeutlich aus. Nr. 25 und 34 zeigen sogar ein völlig negatives Ergebnis. Inwieweit dieser Befund nicht auf die Harzlosigkeit, sondern auf das Alter der Kohlen zurückzuführen ist, muß dahingestellt bleiben (vergl. S. 133). Werden doch die verholzenden Stoffe ohnehin einer allmählichen Selbstzersetzung unterliegen, so daß sowieso in älteren Kohlen weniger davon nachweisbar sein wird als in jüngeren.

Gerade bei dem Fehlen eines konservierenden Harzgehaltes in den älteren Kohlen ist es aber von besonderem Interesse, daß überhaupt noch Abbauprodukte der verholzenden Stoffe, auf die sich die MÄULE'sche Reaktion ja wahrscheinlich in den aufgezählten Fällen im wesentlichen bezieht, nachweisbar sind. Negative Reaktionen wie Nr. 25 und 34 würden noch nicht beweisen, daß die paläozoischen Pflanzen niemals verholzende Stoffe enthalten haben.

Demgegenüber schreibt JOHANNES WALTHER[1]): »Wer einmal die Lücken gesehen hat, die ein Sturm in geschlossene Wälder (Windbruch) reißen kann, der wird verstehen, daß die carbonischen Pflanzen, welche, aus dem Meere aufsteigend, durch die Flußmündungen das trockene Festland besiedelten, zunächst in vernichtender Weise durch die Stürme geschädigt, zersetzt und in feinen Staub zerlegt, dann später in Häcksel zerbrochen wurden, bevor jene elastischen Fasern entstanden, die jetzt die Holzkörper aller größeren Pflanzen stützen und tragen. Die Anhäufung der carbonischen Steinkohlenlager beruht zum Teil auf diesen Umständen.«

Hiernach hätten nach WALTHER's Ansicht die Carbonpflanzen also noch kein Holz besessen. Noch deutlicher geht dies aus folgendem hervor[2]): »Der Gedanke, daß sich Moorboden im Laufe längerer Zeiträume in ein Braunkohlenlager verwandele, daß aus diesem durch Druck in noch längeren Zeiträumen Steinkohle, dann Anthrazit und endlich Graphit entstehen könne, ist nicht ganz richtig: Torf und Braunkohle entstanden durch Verwesung

[1]) WALTHER, JOH., Allgemeine Paläontologie, S. 152. 1919.
[2]) WALTHER, JOH., Lehrbuch der Geologie Deutschlands, S. 82. 1912.

und den Zerfall von Holzgewächsen. Aber Steinkohle stammt von Pflanzen her, die keinen eigentlichen Holzkörper besaßen und deren Vermoderung daher auch andere Produkte liefern mußte. Steinkohle und Anthrazit sind wiederum eng verwandt und leicht voneinander abzuleiten.«

WALTHER kommt zu dieser Anschauung durch folgende Überlegung:

»Die Schachtelbäume, Sigillarien, Schuppenbäume und einzelne Farnblattgewächse mögen sich schon über das Sumpfgebiet der Kohlenbecken erhoben und mit ihren malerischen Blattkronen dichte Bestände gebildet haben. Aber wenn wir Reste derselben mitten in der amorphen Kohle erkennen, so zeigt gerade diese Tatsache, daß die Masse der dichten Steinkohle von anderen vergänglichen Wasserpflanzen gebildet worden ist, die unter dem Wasserspiegel, in dichtem Rasen wachsend, durch ihre rasche Vermehrung und ihren raschen Zerfall so ungeheure Massen von Pflanzenmoder bildeten.«

Diese Anschauung von der Holzstofflosigkeit der Carbonkohlen wird auch von dem Chemiker DONATH vertreten, der die Frage zum Gegenstand weiterer Untersuchungen gemacht hat, was ja schon erwähnt wurde (vergl. S. 165).

Noch auf andere Weise als es im Beginn dieses Kapitels geschehen ist, läßt sich diese WALTHER'sche Ansicht von der Holzlosigkeit der Carbonpflanzen durch die in dieser Abhandlung wiedergegebenen Versuche unwahrscheinlich machen. Man ersieht aus der Übersichtstabelle, daß das Kutin fast überall da, wo es aus anatomischen Gründen vermutet werden mußte, auch nachweisbar ist. Die Zellulose dagegen läßt sich vor allen Dingen da nachweisen, wo sie kutinisiert vorkommt. Das Kutin hat die Zellulose vor der Selbstzersetzung geschützt. Aber noch in einem anderen Falle können wir Zellulose nachweisen, nämlich da, wo wir aus anatomischen Gründen Holzstoffe oder deren Zersetzungsprodukte vermuten dürfen. Hier haben diese Stoffe der Erhaltung der Zellulose gedient. In allen anderen Fällen fällt die Zellulosereaktion niemals positiv aus. Dies führt uns zu der Vermutung,

daß der Nachweis der Zellulose in denjenigen Fällen, in welchen von einer Konservierung durch Kutin nicht die Rede sein kann, einem indirekten Nachweis der verholzenden Stoffe oder doch dem Nachweis von Zersetzungsprodukten solcher Stoffe gleichkommt. Dies gilt für die Reaktionen der Übersichtstabelle Nr. 21, 22 und 32, die man noch mehren könnte.

Wenn sich nun aber auch zeigt, daß es tatsächlich Carbonpflanzen gegeben hat, die nicht nur anatomisch als Holzgewächse zu betrachten sind, sondern bei denen sich dies auch mikrochemisch nachweisen läßt, wobei wegen der Skepsis, mit der man der Mäule'schen Reaktion gegenüber steht, der Umweg über die Zellulose die einwandfreiere Methode sein dürfte, so kann von der Seite Walthers doch noch mancher Einwand gemacht werden. Die meisten dieser Einwände werden sich durch das Material widerlegen lassen, das in H. Potonié's »Die Entstehung der Steinkohle« zusammengetragen worden ist. So meint Walther, wie ja bereits zitiert, daß außer der allgemeinen Wasserflora der Carbonzeit, deren Formen man seiner Ansicht nach nicht kennt, weil diese Pflanzen zu amorpher Kohle geworden sind, auch noch einzelne Bäume über das Sumpfgebiet der Kohlenbecken geragt haben mögen. Dieser nach seiner Ansicht untergeordneten Erscheinung könnte er nun die Möglichkeit des Nachweises von verholzenden Stoffen in der Kohle zuschieben und auf diese Weise den prinzipiellen Gegensatz zwischen tertiären und carbonischen Kohlen aufrecht erhalten. Hierzu sei aus der »Allgemeinen Paläontologie« noch folgende Stelle wiedergegeben: »Auch die Hauptmasse unserer Kohlenlager wird nicht etwa von den Pflanzen gebildet, welche in mehr oder weniger gut erhaltenen Resten als Wurzel, Baumholz oder deutliche Blätter darin noch zu erkennen sind. Was sich zur Kohlenbildung eignete, ist längst in dichte Kohle verwandelt, und nur die dafür weniger geeigneten Gewebeteile anderer dazwischen lebender Pflanzen blieben erhalten. Genau wie in einem Torflager die verkorkten Rindenstückchen und verkieselten Gräser noch immer zu erkennen sind, wenn die eigentlichen Torfbildner längst zu amorphem Moder zerfielen.«

Hierzu ist zu bemerken, daß in der Tat, wie dies auch für den Sumpfflachmoortorf gilt, das Baumholz usw. nicht den wesentlichen Bestandteil der Kohle bildet, daß vielmehr der Hauptbestandteil von Sumpfpflanzen herrührt; man vergleiche hierzu in H. POTONIÉ, Entstehung der Steinkohle, das Kapitel über die Sumpfflachmoornatur der Carbonmoore usw. WALTHER hat aber noch einen anderen Einwand. In seiner Allgemeinen Paläontologie heißt es S. 161: »In der humiden Zone spielen heute bei der Bildung und Anhäufung verwester Zellulose die Laubmoose eine maßgebende Rolle. Aber Laubmoose kennen wir erst seit dem Tertiär. Sie kommen kaum für die Bildung tertiärer Kohlen in Frage, und es ist schon aus diesem Grunde unrichtig, die Entstehung aller vortertiären Kohlen durch die heutigen Torfmoore erklären zu wollen.«

Tatsächlich vermögen Moose mächtige Torflager zu bilden. Vergleiche der Carbonflora und der Braunkohlenflora mit der Flora rezenter Sumpfflachmoore haben aber gezeigt, daß man die fossilen Moore nicht mit Moosmooren (z. B. mit Hochmooren) vergleichen darf, sondern eben vielmehr mit Waldmooren. Diese aber verdanken ihre Entstehung keineswegs den Moosen und sind trotzdem in außerordentlicher Mächtigkeit vorhanden. Ihre Hauptmasse besteht aus typischen Sumpfpflanzen, die ja nur in ganz untergeordneter Weise verholzt sind, so daß man schon deshalb nicht den Mangel resp. die geringe Menge an Holzstoff dazu heranziehen darf, die Hauptmassen der Glanzkohlenflöze des Carbons von Wasserpflanzen herzuleiten. Dasselbe gilt für die Humuskohlen des Tertiärs. Auch hier werden deshalb die verholzenden Stoffe eine im Vergleich zu den übrigen Materialien relativ geringe Rolle spielen, wenn sie auch wegen der Jugend der Kohlen und wohl auch wegen des Harzgehaltes der Braunkohlenhölzer besser nachzuweisen sind als in den Kohlen des Carbons.

Auch von anderer geologischer Seite hat man sich gegen die Anschauungen WALTHERS bezw. DONATHS gewandt, was bereits S. 166 erwähnt wurde. Auf einzelne, mit der mehr mikrochemischen Natur unserer Arbeit weniger zusammenhängende Punkte der WALTHER'schen Anschauungen soll hier nicht näher eingegangen werden.

Übersichtstabelle der ausgeführten Reaktionen.

Alter	Nr.	Objekt	Zellulose		Hadromal	Lignin nach Mäule	Kutin
			verholzt	kutinisiert			
Rezent	1	Krüppelbirke	+		+	+	
	2	Vermodertes Holz	+		+	+	
	3	Lignitisch gewordenes Grubenholz	+		—	+	
Alluvium	4	Lignitisches Krüppelkiefernholz aus Torf	+		+	+	
	5	Gablicker Holzkohle aus Torf	+		—	±	
Tertiär	6	Wackersdorfer Lignit	+		—	+	
	7	Holzkohle aus Grube Eduard	±		—	+	
	8	Türnicher Lignit	+		—	+	
	9	»Blätterkohle«		+		+	+
	10	Holdenstedter Holzkohle	+		—	+	
	11	Nadelkohle	+		—	±	
	12	Salzhausener Lignit	+		—	+	
Wealden	13	*Abietites Linki* Röm.		+		+	+
Jura	14	*Thinnfeldia* sp.		+		+	+
	15	*Cycadopteris Brauniana* Zigno		+		+	+
	16	*Thinnfeldia rhomboidalis*		+		+	+
Kupferschiefer	17	*Ullmannia frumentaria* Göppert		+		+	+
Rotliegendes	18	*Callipteris conferta* (Strg.) Brongn.		±		+	+
Oberes Prod. Carbon	19	Makrosporen von Sigillarien		?		±	+
Mittleres Prod. Carbon	20	*Neuropteris ovata* Hoffm.		—		+	+
	21	Holzkohle aus dem Saarbecken	+		—	±	
	22	Araucariten-Holzkohle	+		—	±	
	23	*Lepidophyllum*		—		+	+
	24	*Sigillaria mammillaris* Brongn.	—		—	±	
	25	*S. typ. elongata* Brongn.	—		—	—	
	26	*Mariopteris muricata* v. Schl.		?		+	+

Alter	Nr.	Objekt	Zellulose: verholzt	Zellulose: kutinisiert	Hadromal	Lignin nach Mäule	Kutin
Mittleres Prod. Carbon	27	*Mariopteris muricata*		?		+	+
	28	»*Aspidiaria*«	—		—	±	
	29	*Mariopteris muricata*		?		+	+
	30	*M. Dernoncourti* Zeiller . . .		?		+	+
	31	*Palaeoweichselia*		?		+	+
	32	Dorotka-Holzkohle	+		—	±	
	33	*Sphenopteris nummularia* Gutbier		?		+	+
	34	*Calamites*	—		—	—	
	35	*Neuropteris heterophylla* Brongn. .		—		+	?
	36	*Neuropteris gigantea* Sbg. . . .		?		+	+
	37	» » » . . .		—		+	—
	38	» » » . . .		—		+	?
	39	» » » . . .		—		±	—
	40	» » » . . .		—		±	—
	41	» *tenuifolia* v. Schl. . .		—		+	+
	42	» »		?		+	+
	43	» cf. *Schützei* Pot. . .		—		+	+
	44	*Linopteris neuropteroides*		—		±	—
	45	» »		—		±	—
	46	» cf. *Brongniarti* Gr. Eury		—		±	—
	47	» parip. Gruppe		—		+	—
	48	*Aulacopteris*		—		+	+
	49	Kohle um *Artisia*-Mark	—		—	±	
	50	» » » »	—		—	±	
	51	» » » »	—		—	±	
	52	*Cordaites*-Blatt		—		±	+
Unteres Prod. Carbon	53	*Lepidodendron Veltheimianum* Sternberg	—		—	±	
Kulm	54	Papierkohle		+		+	+
	55a	Moskauer Braunkohle					
	» b	Holzkohle daraus	—		—	±	
	» c	Sporen daraus		?		+	+

Die vorstehende Tabelle diene zur Übersicht über den Ausfall der verschiedenen Reaktionen. Das Zeichen ± wurde eingeführt, um anzudeuten, daß hier die Reaktionen nur schwach oder aber nicht bei allen Proben des betreffenden Objekts deutlich erkennbar ausfielen. Die mit ? versehenen Reaktionen konnten teils wegen Materialmangels, teils wegen der zu dunkelbraunen Färbung der Objekte nicht festgestellt werden, siehe z. B. Nr. 19 und 55c. Die Objekte Nr. 35—47 haben zum großen Teil bei der Mazeration keine Kutikulen und somit keine Kutinreaktion ergeben. Hieraus ersieht man, daß nicht immer nur das Alter, sondern auch der von diesem nicht allein abhängige »Erhaltungszustand« für den Ausfall der Reaktionen maßgebend ist. Befinden sich doch die großen Mengen von Häuten der viel älteren Papierkohle (54) wieder in einem ausgezeichneten »Erhaltungszustand.« Die laufenden Nummern entsprechen denen der Aufzählung auf S. 147 ff. Wenn bei den Objekten Nr. 20—52 meist keine Zellulose feststellbar war, so liegt dies eben daran, daß es sich hier vorwiegend um Blätter handelt, die bei der Mazeration meist Kutikulen mit nur sehr mangelhaften Kutikularleisten lieferten. So sei nur an das *Lepidophyllum* (23) erinnert. Wo aber keine oder doch nur wenig kutinisierte Zellulose vorkommt, ist naturgemäß, wie dies aus dem Vorangegangenen hervorgeht, auch keine oder nur wenig Zellulose nachweisbar, da sie sich ja nur im imprägnierten Zustande erhalten hat.

Zusammenfassung des Kapitels zur Geologie der Kohle.

Zur Geologie der Kohle ergibt sich aus diesen Untersuchungen folgendes. Es wird die Ansicht gestützt, daß die Humuskohlen des Tertiärs und des Carbons aus im Prinzip chemisch gleichartig zusammengesetzten Pflanzen entstanden sind. Hierfür spricht u. a. der positive Ausfall der »Mäule'schen Lignin-Reaktion« selbst bei carbonischen Materialien. Der so sehr viel deutlichere Ausfall der Reaktion bei tertiären Objekten ist wohl auf die größere Jugend und vielleicht auch auf den Harzgehalt dieser zurückzuführen.

Auch die Zellulose-Reaktion kann bei kohligen Pflanzenresten des Carbons unter Umständen als indirekter Nachweis von Holzstoffen resp. von deren Zersetzungsprodukten gelten, weil ja fossile Zellulose nur da nachweisbar ist, sich also nur da erhalten hat, wo aus anatomischen Gründen »verholzende Stoffe« resp. deren Zersetzungsprodukte vermutet werden dürfen oder aber, wo die Zellulose mit Kutin imprägniert vorkommt.

Zusammenfassung der gesamten Arbeit.

Die wichtigeren Ergebnisse der vorliegenden Arbeit sind folgende:

1. Das Kutin ist selbst bei älteren inkohlten Pflanzenresten, nämlich bei solchen aus dem Culm, noch als völlig unzersetzt nachweisbar. Aus unserer historischen Einleitung geht dagegen hervor, daß sich die bisherigen Autoren im Hinblick auf die chemische Beschaffenheit der fossilen Kutikulen usw. mit Bemerkungen allgemeiner Art begnügt haben. So spricht ZEILLER (vergl. diese Arbeit S. 135) von einer nicht vollständigen (»intégrale«) »transformation« und von einer nicht bemerkbaren »modification«, hat dabei aber mehr physikalische als chemische Eigenschaften im Sinne. GÜMBEL (vergl. diese Arbeit S. 136) hebt ausdrücklich die chemische Resistenz fossiler »Epidermalgebilde« usw. hervor, zieht aber daraus keinen Schluß. Auch bei allen übrigen Autoren handelt es sich nur um allgemeine Bemerkungen unbestimmter Natur.

Der Kutinnachweis wurde für die vorliegende Arbeit meist an Blatt-, aber auch an Rachisepidermen der auf S. 147 ff. aufgezählten inkohlten Tertiär-, Carbonpflanzen usw. sowie an der Stammepidermis des aus dem Kulm stammenden Bothrodendron erbracht. Selbst kochende konzentrierte Kalilauge vermochte diese Epidermen kaum zu zerstören. Die Reaktionen fielen überall da, wo man überhaupt Epidermisreste oder dergleichen gewinnen konnte, positiv aus.

Suberin konnte bisher in den dazu als geeignet erachteten Materialien nicht festgestellt werden, was auf die unvollkommene Präparationstechnik zurückzuführen sein dürfte.

2. Die »verholzenden Stoffe« finden sich nur noch in Hölzern aus dem Torf in einer Form, die die üblichen Reaktionen auf »verholzende Stoffe« wie z. B. die Phloroglucin-Salzsäure-Reaktion gewährleisten. Dies zeigte die Untersuchung der auf S. 147 aufgezählten rezenten »Lignite«. Es gibt jedoch auch rezente Hölzer, die durch gewisse Umstände das Reaktionsvermögen verloren haben, so das Bauholz, der »Stempel« aus dem »Alten Mann« eines Bergwerks (3). Hierdurch wird erklärlich, weshalb auch die tertiären Lignite die Hadromalreaktionen (mit Phloroglucin-Salzsäure, Anilinsulfat oder Resorcin usw.) nicht mehr zeigen. Das Hadromal ist ihnen verloren gegangen. Dagegen ergeben sie noch die Mäule'sche Reaktion. Eine weitere Stufe bilden dann die allerältesten der untersuchten Hölzer. Sie reagieren auch bei Benutzung der Mäule'schen Reaktion nur noch in gewissen Fällen. Hierher gehören die älteren fossilen, S. 148 aufgezählten »Holzkohlen«, die zum Teil in ihrem Aussehen durch keine prinzipiellen Unterschiede von den typischen Ligniten jüngerer Erdzeiten zu trennen sind, zum Teil aber stark geglühten rezenten Holzkohlen vollkommen gleichen. Endlich gehören hierher die im Gegensatz zu diesen verkohlten Materialien inkohlten, d. h. zu typischer Kohle gewordenen Hölzer, die die Reaktion, wenn überhaupt, nur sehr schwach zeigen.

Sodann gelingt die Mäule'sche Reaktion auch bei allen mazerierbaren Blatt-, Rachis- und Stammepidermen. Dies dürfte weniger ein Hinweis darauf sein, daß auch diesen Organen verholzende Stoffe eingelagert waren, als darauf, daß die Mäule'sche Reaktion nicht einwandfrei ist und nur vorsichtig in Rechnung gezogen werden darf. Sie tritt eben auch da ein, wo Abbauprodukte anderer Stoffe vorhanden sind, die sich dem anthracitischen Endzustande noch nicht hinreichend genähert haben.

3. Die Zellulose findet sich in fossilen Pflanzenresten nur noch da unzersetzt vor, wo sie mit Kutin oder mit »verholzenden Stoffen« resp. mit deren Zersetzungsprodukten imprägniert vorkommt. Freie Zellulose gibt es in der Kohle nicht. Niemals konnte in ihr Zellulose nachgewiesen werden, ehe nicht das

Material mit Mitteln behandelt worden war, die die Inkrustate zu zerstören vermögen. So mußte zur Zerstörung des Kutins Behandlung mit konzentrierter kochender Kalilauge, zur Zerstörung der »verholzenden Stoffe« mit HOFFMEISTER's Reagens oder SCHULZE's Gemisch vorausgehen. Diese Beobachtung ist bisher nicht gemacht worden, ja es wurde sogar bezweifelt, ob überhaupt in der Kohle noch Zellulose nachweisbar sei. Die Zellulose wurde nun durch vorliegende Arbeit mit Hilfe der Jodschwefelsäure-Reaktion festgestellt, und zwar einerseits in den durch den SCHULZE'schen Mazerationsprozeß gewonnenen Blatt-, Rachis- und Stammepidermen, nachdem diese längere Zeit in konzentrierter Kalilauge gekocht worden waren, und andererseits in den Liginiten bezw. Holzkohlen des Tertiärs und Carbons nach deren ausgiebiger Behandlung in SCHULZE's Gemisch oder HOFFMEISTER's Reagens mit darauf folgender Auslaugung in Ammoniak.

Die Untersuchungen von SCHULZE und WIESNER (siehe diese Abhandlung S. 132 und 138) haben also durch die vorliegende Arbeit durchaus Bestätigung gefunden.

4. Die Anwendung der Färbemethoden hat sich insofern als brauchbar erwiesen, als dadurch anatomische Strukturen zum Vorschein kommen können, die vorher nicht sichtbar waren. So lassen z. B. bei der Mazeration gewonnene Kutikulen, die überhaupt keine Struktur zeigen und die deshalb bisher als unbrauchbar unbeachtet blieben, nach der Färbung ihre Kutikularleisten erkennen, was durch das nunmehr stärkere Lichtbrechungsvermögen der Substanz bedingt wird. Ähnlich verhalten sich naturgemäß die übrigen Materialien.

5. Der mikrochemische Nachweis von Zellulose, verholzenden Stoffen und Kutin ist also bei Pflanzenresten der verschiedensten Formationen möglich. Im Hinblick auf den Nachweis von verholzenden Stoffen oder von deren Zersetzungsprodukten läßt sich sagen, daß die Urmaterialien z. B. der Humuskohlen des Carbons und des Tertiärs im Prinzip dieselben gewesen sein dürften, so daß die Reihe Sumpfflachmoortorf—Braunkohle—Steinkohle im Gegensatz zu JOHANNES WALTHER's Ansichten zu Recht

besteht. Will doch Walther durch Holzgehalt und Holzlosigkeit einen Gegensatz zwischen Braun- und Steinkohle konstruieren.

Schlußbemerkung.

Ich habe diese Arbeit in der Paläobotanischen Abteilung der Geologischen Landesanstalt zu Berlin ausgeführt. Der Leiter dieses Instituts, Prof. Gothan, hat mir dabei sein freundliches Interesse und die Sammlungen des Instituts in liebenswürdiger Weise zur Verfügung gestellt. Ich spreche ihm dafür auch an dieser Stelle meinen besten Dank aus. Ebenso danke ich meiner Frau für die mir geleistete Hilfe.

Druckfertig abgeschlossen am 8. Juni 1920.
Druck verfügt am 16. Dezember 1920.

Inhaltsangabe.

Seite

Aufzählung bisheriger Untersuchungen 132
Zusammenfassung der mikrochemischen Ergebnisse der bisherigen Arbeiten 144
Die mikrochemische Untersuchung kohliger Pflanzenreste 145
Einleitung zum experimentellen Teil 145
Das untersuchte Material 147
Die mikrochemische Untersuchung von kutinisierten Zellwänden 150
Anwendung von Reaktionen, die bei kutinisierten und verkorkten Zellwänden gleichmäßig ausfallen 151
Reaktionen, die auf den Kutingehalt der untersuchten Materialien hinweisen 154
Nachweis von verkorkten Zellwänden 156
Zusammenfassendes über kutinisierte Zellwände 156
Die mikrochemische Untersuchung auf verholzte Zellwände . . 157
Die Phloroglucin-Salzsäure-Reaktion und andere Phenol-Salzsäure-Reaktionen 157
Die Mäulesche Reaktion 159
Zusammenfassendes über verholzte Zellwände 167
Die mikrochemische Untersuchung auf Zellulose 168
Der Zellulosenachweis 170
Zusammenfassendes zum Kapitel Zellulose 176
Bedeutung der Untersuchung für die Geologie der Kohle 176
Zusammenfassung des Kapitels zur Geologie der Kohle 184
Zusammenfassung der gesamten Arbeit 185
Schlußbemerkung 188

Unterkoblenzschichten mittelrheinischer Facies bei Winningen a. d. Mosel.

Von Herrn **G. Dahmer** in Höchst a. Main.

In der Umgebung von Winningen a. d. Mosel (Blatt Koblenz) wurde ein neuer, reicher Fossilfundpunkt in den Unterkoblenzschichten entdeckt, der insofern von besonderem Interesse ist, als er die Versteinerungen der mittelrheinischen Facies in einem wenig verdrückten Zustand und eine Anzahl sonst seltener Arten in reicher Fülle bietet. So kann man zum Beispiel *Orthothetes maior* (die von A. Fuchs beschriebene große Mutation von *O. umbraculum*), *Orthis Nocheri*, die Varianten des *Spirifer Hercyniae* und Leiopterien mit trefflich erhaltenen Schloßzähnen wohl kaum an einem anderen mittelrheinischen Fundort so bequem sammeln als hier. Die Stelle liegt an dem der Mosel zugekehrten Hang des Heideberges, der sich hinter Winningen erhebt. Die unebenflächigen Schiefer und Grauwackenschiefer, mit denen die Weinberge dieses Hanges beschüttet sind, enthalten nur selten Versteinerungen (ein riesiges Exemplar von *Spirifer Hercyniae* wurde darin gefunden). In etwa Zweidrittelhöhe des Berges tritt indes eine gelblichweiße Sandsteinbank auf, die ganz von Fossilien erfüllt ist. Fast jedes Handstück enthält *Orthothetes maior* und *Rhynchonella daleidensis*, die beiden häufigsten Fossilien. Gastropoden und *Ctenodonta Maureri* scheinen auf bestimmte, dunkler (braun) gefärbte Lagen beschränkt oder wenigstens in solchen angereichert zu sein. Ich bestimmte nachstehende Arten in dem von mir am Heideberg gesammelten Material:

Cryphaeus sp. ind., Schwanz r.
Tentaculites scalaris v. Schloth. h.
Pleurotomaria daleidensis F. Roem. ? b.
» sp. sp. b.
Bellerophon sp. r.
Murchisonia sp. r.
Leiopteria pseudolaevis Oehl. (mit Schloßzähnen) h.
» cf. *Drevermanni* Spriestb. r.
Pterinea costata Goldf. r.
» *lorana* A. Fuchs r.
Gosseletia carinata Goldf.-Follm. r.
Ctenodonta Maureri Beush. var. *dunensis* Beush. b.
Goniophora sp. r.
Conocardium cf. *rhenanum* Beush. r.
Anoplotheca venusta Schnur s. h.
Athyris undata Defr. var. s. h.
(kleine Form, ähnlich der von A. Fuchs in den Abh. der Preuß. Geol. L.-A., N. F., Heft 79, Taf. 7, Fig. 8—9 abgebildeten)
Spirifer Hercyniae Giebel s. h.
» » » var. *primaeviformis* Scup. h.
» *mediorhenanus* A. Fuchs var.[1]) r.
» *carinatus* Schnur r.
Rhynchonella daleidensis F. Roem. s. h.
Stropheodonta explanata Sow. h.
Tropidoleptus carinatus Conr. s. h.
Orthothetes maior A. Fuchs s. h.
Orthis Nocheri A. Fuchs s. h.
» *provulvaria* Maur. r.
Chonetes dilatata F. Roem. s. h.
» *sarcinulata* v. Schloth. h.
Craniella cassis Zeiler r.

---

[1]) Das Stück, eine Ventralklappe, zeigt 9 bis 10 Rippen zu jeder Seite des Sinus; Fuchs gibt für die typische Form nur 5—7 Rippen an, hat aber auch Exemplare abgebildet, deren Rippenzahl größer ist, z. B. Abh. Preuß. Geol. L.-A., N. F., Heft 79, Taf. 6, Fig 6. (1915).

Rhodocrinus sp., Stielglieder h.
Pleurodictyum problematicum GOLDF. h.

Die Abkürzungen bedeuten: r. selten
h. häufig
s. h. sehr häufig
b. auf bestimmte Bänke beschränkt.

Die zahlreichen Unterkoblenzformen, die ZEILER und WIRTGEN[1]) von »Winningen« angeben, stammen von verschiedenen anderen Fundpunkten, meist solchen, die auf der anderen Moselseite liegen.

[1]) ZEILER u. WIRTGEN, Vergleichende Übersicht der Versteinerungen in der rhein. Grauwacke. Verh. naturhist. Ver. f. Rheinl. u. Westf., Bd. XI, S. 473 ff. (1854).

Druckfertig abgeschlossen am 19. Oktober 1920.
Druck verfügt am 17. Januar 1921.

Über einige Pflanzen aus dem Keuper von Lunz (Nieder-Österr.).

Von Herrn **R. Kräusel** in Frankfurt am Main.

Hierzu Tafel 9—11.

Die Anregung zur Untersuchung einiger Pflanzen der allgemein bekannten Keuperflora von Lunz (Nieder-Österreich) erhielt ich durch Herrn Prof. Dr. GOTHAN, Berlin, der mir nicht nur das der Preußischen Geologischen Landesanstalt gehörende Material zugänglich machte, sondern auch eigene, vor Jahren darüber gemachte Aufzeichnungen überließ. Sie waren mir, ebenso wie weitere Ratschläge im Laufe der Untersuchung sehr wertvoll und sind daher gern von mir benutzt worden. Daher möchte ich nicht verfehlen, hier Herrn Prof. Dr. GOTHAN meinen Dank auszusprechen.

Baiera lunzensis (STUR) KRÄUSEL.

Taf. 9, Fig. 1, 2, 7; Taf. 10, Fig. 6, 7, 8; Textfig. 1, 2, 3.

1885. *Clathrophyllum lunzense* STUR, Obertrias. Flora Lunzer Schicht, S. 97.
1909. » » » KRASSER, Foss. Flora Lunzer Schicht, S. 142.

Die prachtvoll erhaltenen Pflanzenreste des Lunzer Keupers sind wohl zum ersten Male 1871 von STUR erwähnt worden[1]), später gab er dann eine lange Reihe, von ihm bestimmter, meist neuer Arten an, ohne indessen eine Beschreibung davon zu geben[2]).

[1]) STUR, Die Geologie der Steiermark. Graz 1871.

[2]) STUR, Die obertriadische Flora der Lunzer Schichten und des bituminösen Schiefers von Raibl. Sitzber. K. Akad. Wiss. Wien, Math.-naturw. Kl. Bd. XCI, Abt. I, 1885.

So blieben diese Stur'schen Arten lange Zeit »nomina nuda«. Dennoch finden sich in fast allen paläobotanischen Sammlungen Stücke aus der Lunzer Trias mit den Stur'schen Namen. Diese stammen wohl ausnahmslos aus dem Besitz des Betriebsleiters Haberfelner in Lunz. Da dieser stets mit Stur die engsten Beziehungen unterhielt, ist im allgemeinen anzunehmen, daß die Bestimmungen Haberfelner's mit den Stur'schen Typen identisch sind. Infolgedessen ist man trotz des Mangels von Abbildungen und Beschreibungen wenigstens bis zu einem gewissen Grade in den Stand gesetzt worden, den Stur'schen Listen einen näheren Sinn unterzulegen.

Später fand die Lunzer Flora einen neuen Bearbeiter in Krasser; abgesehen von gelegentlichen Bemerkungen bei Schimper, Zeiller, Nathorst, Halle u. a. Schon 1909 teilte Krasser mit[1]), daß er seit langem mit den Vorarbeiten einer monographischen Bearbeitung der Lunzer Flora beschäftigt sei, der u. a. die reichen, die meisten Originale Stur's enthaltenen Sammlungen in den österreichischen Museen zugrunde gelegt werden sollen. Leider ist nach den Äußerungen des Verfassers mit dem Erscheinen der Monographie wenigstens vorläufig noch nicht zu rechnen. In seiner vorläufigen Veröffentlichung gibt er nur eine kurze Übersicht über die nach ihm zu Recht bestehenden Stur'schen Arten, sowie die Neuergebnisse seiner Untersuchung; gleichzeitig teilte er die ergänzten Diagnosen der Lunzer Marattiaceenreste mit, die von Stur handschriftlich hinterlassen worden sind. Ausführlich behandelt wurden bisher nur die von ihm zu den Cycadaceen gestellten Reste[2]).

---

[1]) Krasser, F., Zur Kenntnis der fossilen Flora der Lunzer Schichten. Jahrb. K. Geolog. Reichsanst. Bd. LIX, Wien 1909.

[2]) Krasser, F., Die Diagnose der von Dionysius Stur in der obertriadischen Flora der Lunzer Schichten als Marattiaceenarten unterschiedenen Flora. Sitzber. K. Akad. Wiss. Wien, Math.-naturw. Kl., Bd. CXVIII, Abt. I, 1909.

—, Studien über die fertile Region der Cycadophyten aus den Lunzer Schichten. Mikrosporophylle und männliche Zapfen. Denkschr. K. Akad. Wiss. Wien, Bd. XCIV, 1917.

—, Makrosporophylle. Ebenda, Bd. XCVII, 1919.

Wenn trotz dieser Umstände hier einige Mitteilungen über Lunzer Pflanzen gemacht werden, wodurch keineswegs der von Seiten des österreichischen Forschers in Aussicht gestellten, ausführlichen Arbeit vorgegriffen werden soll, so hat dies seine besonderen Gründe. Krasser konnte von den meisten Arten Stur's die Originalstücke wiederfinden. Eine Ausnahme macht aber *Clathrophyllum lunzense* Stur. Kein so bezeichnetes Stück von Lunz ist bisher bekannt geworden. Nun fand sich aber in der Sammlung der Preußischen Geologischen Landesanstalt ein von Haberfelner stammender, wohlerhaltener Blattabdruck mit dieser Bezeichnung. Dies war die erste Veranlassung zu vorliegender Mitteilung. Die gute Erhaltung der Blattsubstanz führte zu ihrer anatomischen Untersuchung mit Hilfe der bekannten Mazerationsmethode. Im Verfolg hiervon schien es wünschenswert, den anatomischen Bau des Blattes mit dem verwandter Formen, sowie dem anderer, in den Lunzer Schichten häufigen Blätter zu vergleichen, als welche in erster Linie die Blätter von *Pterophyllum* und (*Macro-*)*Taeniopteris* in Frage kamen. Dabei ergab es sich von selbst, daß auch die systematische Stellung der in Lunz ebenso wie in der nahe verwandten Flora von Neuewelt bei Basel so häufigen hülsen- oder bananenförmigen Fruktifikationen geprüft wurde, die von Leuthardt noch als sterile, zusammengefaltete Blätter gedeutet[1]), von Krasser aber als Sporophylle von *Taeniopteris* beschrieben wurden. Auch hier ergab die Mazerationsmethode einige der Beachtung wert scheinende Ergebnisse, die vielleicht dazu anregen, an Hand reicheren Materials auch die übrigen Glieder der *flora lunzensis* in gleicher Weise zu untersuchen; der Erfolg würde sicherlich die Mühe reichlich lohnen.

Das von Haberfelner als *Clathrophyllum lunzense* Stur bestimmte Stück der Berliner Sammlung stellt ein nicht völlig erhaltenes, *Ginkgo*-ähnliches Blatt dar (Taf. 9, Fig. 1; Textfig. 1). Es wäre merkwürdig genug, wenn dies wirklich der

[1]) Leuthardt, F., Die Keuperflora von Neuewelt bei Basel. Abh. Schweizer Paläont. Ges. Bd. XXX, 1903; Bd. XXXI, 1904.

einzige in den Sammlungen Lunzer Pflanzen befindliche Rest dieses Namens sein würde und vielleicht sogar das STUR'sche Original darstellen sollte. Außer dem Namen STUR's wissen wir über die Art nichts und auch KRASSER konnte dem nur hinzufügen, daß er in einem Sonderabdruck der STUR'schen Arbeit die wohl von STUR selbst stammende Bleistiftnotiz »bandförmig« gefunden habe. Dies würde allerdings kaum für unser Blatt oder wenigstens nur für seine Lappen zutreffen. Von schmaler Basis ausgehend, lassen sich sieben bandförmige Lappen mit verschmälertem Ansatz unterscheiden, die mehr oder weniger

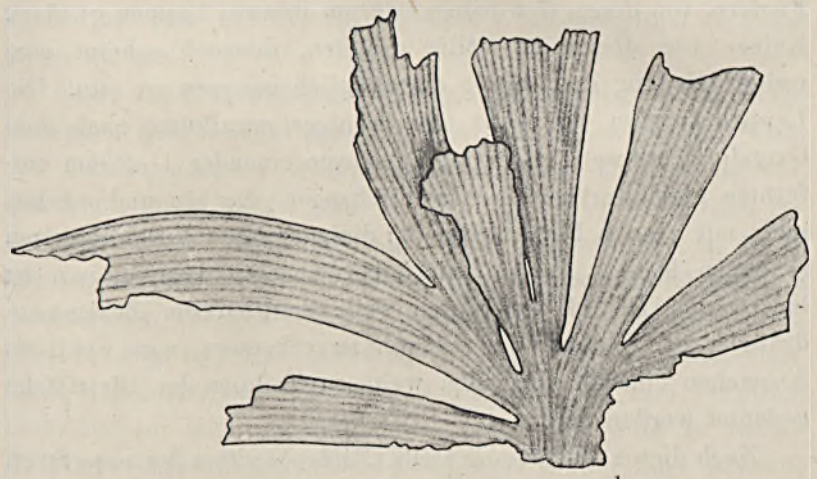


Fig. 1. *Baiera lunzensis* (STUR) KRÄUSEL. $\frac{1}{2}$.

erhalten, nach oben zu breiter werden, so daß sich das Blatt im ganzen fächerartig ausbreitet. Die Abbildung ist etwa auf die Hälfte verkleinert; die gerade Entfernung von der Basis bis zum Ende des letzten Lappens mißt 9,5 cm. Da die Basis wie die Spitzen der Lappen nicht erhalten sind, muß das Blatt wohl mindestens 15 cm lang gewesen sein. Zwischen den Lappen schneiden spitzwinklige Buchten tief ein, aber wie die Abbildungen zeigen, nicht alle gleich tief. Bezeichnen wir die erhaltenen Lappen von links nach rechts der Reihe nach mit 1—7, so erkennen wir unschwer, daß Lappen 2 und 3, 4 und 5

sowie 6 und 7 zusammengehören und durch einen viel weniger tiefen Einschnitt voneinander getrennt werden. Lappen 6 und 7 sind schwer zu erkennen, weil dicht darunterliegende andere Reste das Bild sehr verdunkeln. Kutikularpräparate bewiesen aber die zweifelsfreie Zusammengehörigkeit, die an dem Original natürlich ebenfalls deutlicher als in der Abbildung zu erkennen ist. Ergeben sich somit 3 wiederum gabelförmig geteilte Fiedern, so liegt es nahe, auf Grund der allgemeinen Symmetrieverhältnisse den mit 1 bezeichneten Lappen ebenfalls zu einer solchen zu ergänzen. Wir erhalten dann vier fast gleichwertige Fiedern, von denen sich jede wiederum in zwei Lappen gliedert. Keiner von diesen ist völlig erhalten, dennoch scheint eine weite Gabelung dem Blatte eigentümlich gewesen zu sein. Die Lappen werden von mehr oder weniger parallelen, nach dem Grunde zu schwach divergierenden, von einander 1—2 mm entfernten gleichwertigen Adern durchzogen, die hin und wieder, nicht nur an den Blattgabelungen dichotomische Verzweigungen erkennen lassen. In den mit 5 bezeichneten Lappen nun ist im rechten Drittel des oberen Teils deutlich ein Zusammendrängen und Gabeln der Nerven zu erkennen, was wohl als Anzeichen einer beginnenden weiteren Teilung der Blattfläche gedeutet werden muß.

Nach dieser Auffassung stellt *Clathrophyllum lunzense* Stur also ein sicher dreifach, wahrscheinlich aber sogar vierfach streng dichotomisch geteiltes Blatt mit dichotomischer Nervatur dar. Daß hierfür die Bezeichnung »bandförmig« keinesfalls zutrifft, ist bereits betont worden. Wie ist dieser Widerspruch zu lösen? Sicher ist, daß Haberfelner seine Stücke stets in engster Verbindung mit Stur bestimmte, und selbst wenn das vorliegende Blatt nicht Stur's Original sein sollte, wird es daher von Haberfelner kaum zu Unrecht so bezeichnet worden sein; bildet es doch unter den Lunzer Pflanzen einen ganz vereinzelt dastehenden Typus, der mit nichts anderem verwechselt werden kann. Unwillkürlich kommt man da auf die Vermutung, daß die Stur'sche Anmerkung nicht »bandförmig«,

sondern »handförmig« zu lesen ist. Man wird zugeben, daß diese beiden Worte, vor Jahren flüchtig geschrieben, sehr leicht zu verwechseln sind. Unter diesen Umständen kann man wohl davon absehen, daß sich in der Lunzer Flora in der Tat bandförmige Blätter von »*Yuccites*«-Charakter finden, die dem Typus des *Bambusium Imhoffi* HEER nahestehen. Ein solches von dickblättriger Struktur, ohne nennenswerte erkennbare Aderung befindet sich ebenfalls in der Berliner Sammlung, leider ohne Bestimmung. Es könnte auch mit einem schmäleren, sehr langen *Podozamites*-Blatt(-teil) verglichen werden. Diese Blätter haben mit dem handförmig geteilten *Clathrophyllum lunzense* nichts zu tun.

Nach allem kann an der richtigen Benennung des in Frage stehenden Fossils nicht gezweifelt werden. Schon aus der Wahl des Gattungsnamens »*Clathrophyllum*« geht übrigens hervor, daß STUR einen hand-, nicht bandförmigen Typus vor sich gehabt hat. Dieser Name geht auf *Clathrophyllum Meriani* HEER zurück, das HEER an zwei Stellen, in seiner vorweltlichen Flora der Schweiz, Taf. XXV, Fig. 7, und in der »Urwelt der Schweiz« (Taf. II, Fig. 10), hier allerdings nichtssagend als »Gitterblattfarn«, abgebildet hat. In Betracht kommen kann zum Vergleich natürlich nur die erste Abbildung. Sie zeigt fünf in radialstrahliger Anordnung zusammenliegende Blätter oder Blatteile von *Desmiophyllum*-Charakter, ähnlich auch denen der Keuper- und Buntsandstein-»Yucciten«. Diese strahlige Anordnung, auf die HEER so großes Gewicht legt, dürfte STUR veranlaßt haben, das handförmige Lunzer Blatt mit *Clathrophyllum* in Verbindung zu bringen, war doch für ihn außer der »*older mesozoic flora*« von Virginien (FONTAINE), die nichts Ähnliches enthält, die Basler Keuperflora als eine der wenigen gleichaltrigen Floren das einzige Vergleichsmaterial. Wahrscheinlich würde er bei näherem Vergleich später selbst erkannt haben, daß die von ihm mit HEER angenommene handförmige Lappung des Basler Fossils dessen einzige Ähnlichkeit mit dem Lunzer Typus darstellt. Auch hieraus ergibt sich also, daß der vorliegende Ty-

pus der von Stur als *Clathrophyllum lunzense* bezeichnete sein muß und seine *Desmiophyllum*-ähnlichen Blätter dafür nicht in Frage kommen. Die nähere Betrachtung zeigt, daß im übrigen das Lunzer Blatt mit *Clathrophyllum Meriani* Heer nicht das Geringste zu tun hat. Es ist überhaupt sehr unsicher, ob bei diesem die radialstrahlige Anordnung primär ist, vielmehr ebenso gut denkbar, daß die Blätter nur zufällig so zusammengeschwemmt sind. Derartige Vorkommnisse haben ja öfter schon zu Täuschungen Veranlassung gegeben; man denke nur an *Pterophyllum carbonarium* Schenk (v. Richthofen, China, Tafel XLIV, Fig. 5) oder *Pterophyllum Bronni* Schenk bei Arber (On Triassic Species of the Genera Zamites and Pterophyllum. Transact. Linn. Soc. B. VII, 1, VII 1907, 119, Taf. 18, Fig. 1, Taf. 19, Fig. 4). Auch im letzten Falle handelt es sich, wie Wills[1]) nachgewiesen hat, wohl um scheinbar pterophylloid gelagerte »Yucciten«.

Auch Zeiller (Paléobotanique S. 287) erwähnt das Basler Fossil im Zusammenhang mit den genannten mesozoischen cordaitoiden Blättern, scheint also gleichfalls auf die von Heer angenommene handförmige Gliederung kein Gewicht zu legen. Außerdem zeigt *Clathrophyllum Meriani* zerstreute Aderteilungen sowie eine feine Querstrichelung zwischen den Adern, worauf sich wohl der Heer'sche Name »Gitterblattfarn« beziehen soll. Nach dem allgemeinen Charakter der »Yucciten« ist daher wohl mit Zeiller anzunehmen, daß das Zusammenliegen der Blätter nur zufällig ist, ganz abgesehen davon, daß Heer's Figur auch auf schopfförmige Anordnung der Einzelblätter gedeutet werden könnte.

So bleibt an Vergleichspunkten zwischen *Clathrophyllum lunzense* Stur und *Cl. Meriani* Heer nichts übrig, und selbst wenn letzteres wirklich entgegen der hier begründeten Ansicht doch handförmig geteilt sein sollte, beweisen die ganz ab-

[1]) Wills, L. F., On the Fossiliferous Lower Keuper Rocks of Worcestershire with Descriptions of some of the Plants and Animals discovered therein. Proceed. Geol. Soc. London, Vol. XXI, 249. 1910.

weichende, typisch dichotomische Lappung des Lunzer Blattes, die Form der Lappen sowie seine parallelstreichende, gablige Aderung, daß beide in keiner näheren Beziehung zueinander stehen können. Man kann daher den von STUR erwähnten Gattungsnamen nicht aufrecht erhalten.

Ehe aber die systematische Zugehörigkeit des Blattes erörtert werden soll, seien kurz die anatomischen Verhältnisse beschrieben (Taf. 9, Fig. 7; Taf. 10, Fig. 6, 7, 8; Textfig. 2, 3). Die Blattsubstanz ist teilweise als dünner, kohliger Überzug erhalten und läßt sich leicht ablösen. Über die Präparation derartiger Epidermen ist bereits von verschiedenen Seiten berichtet worden, so daß sich ein Eingehen hierauf erübrigt. Es wurden Präparate von verschiedenen Teilen des Blattes hergestellt. Auch bei längerer Behandlung konnte nur eine verhältnismäßig geringe Aufhellung der braunen Epidermis erzielt werden, die zwar unter dem Mikroskop Einzelheiten erkennen ließ, für die Herstellung von Lichtbildern aber wenig geeignet war. Das läßt auf eine sehr feste, lederartige Struktur schließen. Der größte Teil der Epidermis läßt polygonale, ganz unregelmäßig angeordnete Zellen mit glatten Wänden erkennen, zwischen denen zahlreiche Spaltöffnungen auftraten. Um sie ordnen sich die Hautzellen mehr oder weniger radienförmig an. Die Spaltöffnungen liegen in nicht immer sehr scharf ausgeprägten, dem Blattrande parallelen Reihen auf beiden Seiten ziemlich gleich auftretend. Dies gilt namentlich von den Randpartieen; in der Mitte der Fieder werden sie auf der (Ober-?) Seite weniger zahlreich. Bei deutlicher Ausbildung der Reihenanordnung der Spaltöffnungen bestehen die dazwischenliegenden Streifen der Epidermis aus mehr oder weniger viereckigen, längsgestreiften Zellen, was wohl als epidermaler Ausdruck des Nervenverlaufs zu deuten ist.

Im Bau der Spaltöffnungen herrscht auf beiden Seiten Übereinstimmung. Die Öffnung ist länglich oval, ihre Längsachse meist, aber nicht immer dem Blattrand parallel. Begrenzt wird der längliche Spalt von zwei dünnwandigen, halbmondförmigen Schließ-

zellen, die von einem kreisförmigen, dunkel gefärbten Fleck umgeben werden, der den Umriß der Atemhöhle darstellt (Textfig. 2, 3). Man muß bei der Betrachtung nicht außer Acht lassen, daß man ja nicht die ganze Epidermis, sondern nur die Cuticula vor sich hat. Umgeben wird die Spaltöffnung regelmäßig von fünf kreisförmig angeordneten Epidermiszellen, die meist noch

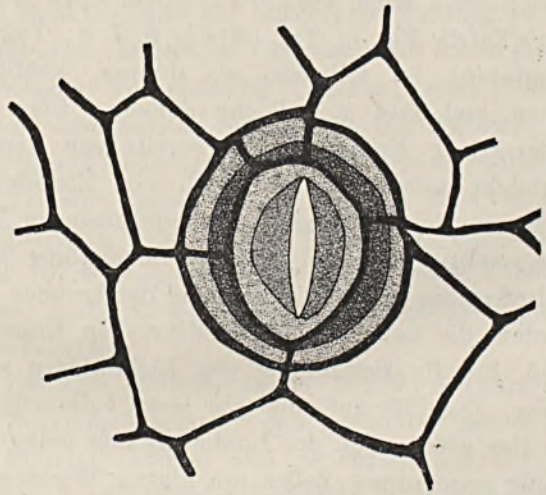


Fig. 2. Spaltöffnung von *Baiera lunzensis* (Stur) Kräusel. $\frac{700}{1}$.

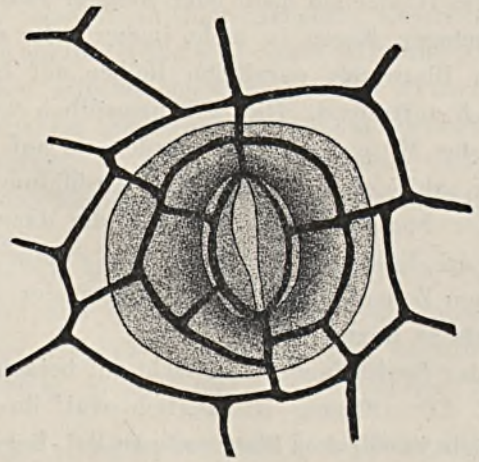


Fig. 3. Spaltöffnung von *Baiera lunzensis* (Stur) Kräusel. $\frac{700}{1}$.

von einem zweiten Ringe ähnlicher Zellen umgeben werden. Hieran schließen dann die polygonalen, bezw. gestreckt viereckigen, größeren Hautzellen. Spalt und Nachbarzellen liegen nicht in einer Ebene, die Stomata sind eingesenkt und zwar auf der als Oberseite zu deutenden Epidermis (längsgeordnete Zellen, wenig Spaltöffnungen) tiefer als auf der Unterseite, während die Grenzzellen schwach emporgewölbt erscheinen. Die Länge der Spaltöffnungen ist auf beiden Seiten im ganzen gleich, sie schwankt von 27 bis 32 μ.

Über die systematische Stellung des Fossils kann nach allem kaum Zweifel herrschen. Unter den lebenden Pflanzen kann, soweit die äußere Form in Frage kommt, nur *Ginkgo* zum Vergleich herangezogen werden. Fossile, dieser Gattung nahestehende Blätter werden den Gattungen *Ginkgo* (= *Ginkgoites* SEWARD) oder *Baiera* zugewiesen. Mit Recht weist SEWARD[1]) darauf hin, daß die Trennung der beiden Genera in vielen Fällen rein willkürlich ist. Nun gibt es weiterhin zahlreiche, namentlich paläozoische Blätter, die ginkgoid gebaut sind, ohne daß es möglich wäre, etwas über ihre wirkliche systematische Stellung auszusagen. ARBER[2]) hat diese Typen als *Palaeophyllales* zusammengefaßt und ganz neuerdings hat SEWARD für sie die Hilfsgattung *Psygmophyllum* geschaffen, die demnach ganz richtig auch *Ginkgophyllum* SAPORTA einschließt (a. a. O. 79).

Die äußere Form des Lunzer Blattes kann sonach allein nicht bestimmend sein. Sie wird aber in äußerst glücklicher Weise durch den anatomischen Bau ergänzt. Dieser zeigt große Übereinstimmung mit den lebenden *Ginkgo*-Blättern, die den gleichen Spaltöffnungstyp besitzen. Dies berechtigt uns auch, *Clathrophyllum lunzense* STUR als Ginkgoaceenrest anzusprechen. Beim Durchmustern der zahlreichen hierhergehörenden

[1]) SEWARD, A. C., Fossil Plants IV, 1919, 11. Man vergleiche auch KRÄUSEL, R., Die Variation der Blattform von *Ginkgo biloba* L. und ihre Bedeutung für die Paläobotanik. Zentralbl. f. Min. 1917, S. 63.

[2]) ARBER, E. A. N., On *Psygmophyllum majus* sp. nov. from the Lower Carboniferous Rocks of New Foundland together with a Revision of the Genus and Remarks on its Affinities. Transact. Linn. Soc. London, Vol. VII, S. 405. 1912.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

mesozoischen Blattypen ergibt sich die rätische *Baiera spectabilis* Nathorst[1]) als unserem Rest am nächsten stehend. Größenverhältnisse wie Fiederung sind bei beiden recht ähnlich. Leider ist der Blattgrund unseres Fossils nicht erhalten, so daß er nicht verglichen werden kann. Auch Nathorst hat die Epidermisstruktur seiner *Ginkgo*-Art untersucht, die von ihm gegebenen Bilder (a. a. O. Textfig. 1—8) stimmen mit unseren Befunden völlig überein. Ähnliche Verhältnisse zeigt *Baiera longifolia* (Pommel) Heer, deren Anatomie Thomas[2]) beschrieben hat, auch ein von mir mazeriertes *Baiera*-Fragment von Neuewelt bei Basel, bei dem nur die Zahl der Grenzzellen geringer ist. Vielleicht ermöglichen diese anatomischen Strukturverhältnisse eine künftige Teilung der Gruppe, wenigstens finden wir in den genannten Fällen stets glatte Zellwände, während sie bei der lebenden Art, bei *Ginkgo digitata* Heer (Seward a. a. O. 18, Fig. 636), *Baiera Münsteriana* Presl.[3]) und manchen anderen mesozoischen Formen[4]) gewellt sind, wie sie Thomas[5]) auch von der anatomisch sonst recht ähnlichen Gattung *Eretmophyllum* beschrieben hat.

Diese Tatsachen ermöglichen es, *Clathrophyllum lunzense* Stur der Gattung *Baiera* zuzuweisen und das Blatt demgemäß als *Baiera lunzensis* (Stur) Kräusel zu bezeichnen. Eine Vereinigung mit schon beschriebenen Formen ist nicht möglich, denn auch die oben als ähnlich angeführte Art Nathorst's zeigt einige Unterschiede. Dieser besaß die große Freundlichkeit, mir brieflich mitzuteilen, daß sich das Lunzer Blatt von

[1]) Nathorst, A. G., Omnågra Ginkgoväxter fran Kolgrufvorna vid Stabbarp i. Skåne. Lunds Univ. Årsskr., N. F., Afdel. 2, Bd. II, S. 4, Taf. 1, Fig. 1—8; Taf. 2, Fig. 1; Textfig. 1—8. 1906.

[2]) Thomas, H. H., The Fossil Flora of the Cleveland District of Yorkshire. I. Quart. Journ. Geol. Soc., Vol. LXIX, S. 243, Taf. XXV. 1903.

[3]) Gothan, W., Die unterliassische (rätische) Flora der Umgebung von Nürnberg. Abh. Naturhist. Ges. Nürnberg, Bd. XIX, IV, Taf. 36, Fig. 3, 4. 1914.

[4]) Seward, A. C., Jurassic Plants from Chinese Dsungaria. Mem. Com. Geol. St. Petersburg. Tome LXXV. 1911.

[5]) Thomas, H. H., On some New and Rare Jurassic Plants from Yorkshire. Proceed. Cambridge Phil. Soc., Vol. XVII, 259, Taf. VI und VII. 1914.

jener namentlich durch seine breitere, fächerartige Gestalt unterscheidet. Auch stehen seine Nerven bedeutend dichter. Ob es im Gegensatz zu *Baiera spectabilis*, dessen Basis keilförmig ist, in einen langen Stiel ausläuft, wie es die Gestalt vermuten läßt, ist nicht sicher festzustellen, da der Blattgrund nicht erhalten ist.

Vielleicht finden sich bei erneuter Durchsicht der Sammlungen Lunzer Pflanzen noch weitere Reste unserer Pflanze. Ein zweites Bruchstück befindet sich ebenfalls in der Sammlung der Preußischen Landesanstalt, ein weiteres fand ich im Museum der Senckenbergischen Naturforschenden Gesellschaft.

Zum Schluß sei noch erwähnt, daß eigenartige Löcher in der Epidermis mehrfach beobachtet wurden. Sie wurden anfangs für zufällige Bildungen gehalten, bis ihr häufigeres Auftreten sowie gleichmäßige Beschaffenheit eines besseren belehrte. Ihre Ränder sind meist glatt und bogenförmig, die Epidermis an ihnen dunkler gefärbt, und schwach wulstartig verdickt. Leider konnte nicht festgestellt werden, ob sie durch beide Epidermen hindurchgehen. So handelt es sich vielleicht um Bißwunden kleiner Insekten. Deutliche Regenerationshäute konnten nicht nachgewiesen werden, wenn man nicht jene epidermalen Verdickungen als den Beginn solcher deuten will.

Pterophyllum longifolium BRONGN.

Taf. 9, Fig. 6b; Taf. 11, Fig. 1, 2, 3; Textfig. 4.

Lit. s. KRASSER. F., Foss. Flora Lunzer Schichten, S. 115.

Die Unterscheidung der verschiedenen Arten von *Pterophyllum* nach morphologischen Merkmalen ist, worauf besonders LEUTHARDT (a. a. O. S. 13) hinweist, recht schwierig. Er ist schließlich auf Grund des reichen Materials von Neuewelt bei Basel zur Unterscheidung dreier Formenkreise gekommen, von denen einer, *Pterophyllum brevipenne* KURR., aber vielleicht auch nur eine Form der übrigen ist. Die Bearbeitung der Lunzer Pterophyllen steht noch aus, aber aus dem vorläufigen Bericht von KRASSER (a. a. O. S. 119) geht hervor, daß auch hier

mit einer Verminderung der Arten Stur's zu rechnen ist. Mir lagen eine ganze Anzahl von *Pterophyllum*-Blättern (sie sind in Lunz überaus häufig) kleine, wie große, vor, die alle der Krasser'schen Gruppe B. angehören. Es war mir aber nicht in jedem Falle möglich zu entscheiden, ob *Pterophyllum longifolium* Brongn., *Pt. Jaegeri* Brongn. oder *Pt. brevipenne* Kurr. vorliegt. Die größeren Blätter können, wie namentlich der Vergleich mit den schönen Bildern Leuthardt's lehrt, zu *Pt. longifolium* gestellt werden (Taf. 9, Fig. 6b). Ihre Fiedern sind bis 6 cm lang, an der Basis etwas verschmälert, sonst parallelrandig und zeigen zahlreiche, gelegentlich verzweigte Nerven, 17—20 bei etwa 5 mm breiter Fieder. Die Hoffnung, etwa anatomische Unterschiede im Bau der Epidermis zu finden, erfüllte sich nicht. Zwar variieren Größe und Anordnung der Zellen, sowie die Zahl der Spaltöffnungen, doch nicht mehr als dies bei allen Pflanzen in verschiedenen Individuen oder Altersstadien der Fall ist. Sämtliche untersuchten Blätter stimmen im Bau der Epidermis überein. Die Ansicht Holden's[1]), daß der Bau der Spaltöffnungen gerade für die Untersuchung nahe verwandter Formen wichtig ist, bestätigt sich hier wenigstens also nicht. Die Bilder (Taf. 11, Fig. 1—3) zeigen die Epidermen der beiden Blattseiten, deutlich ist die Anordnung der Zellen zu Längsstreifen erkennbar; nur in der Nähe des Blattrandes sind sie etwas unregelmäßiger angeordnet. Die Zellen sind groß, längsgestreckt, polygonal oder mehr oder weniger rechteckig. Spaltöffnungen fehlen fast völlig, nur in der Nähe des Blattrandes, der selbst stark verdickt ist, treten sie ganz vereinzelt auf, dann in Längsreihen, mit quer zur Achse stehendem Spalt und kleinen halbmondförmigen Schließzellen, nicht eingesenkt und nicht von besonderen Grenzzellen umgeben (Textfig. 4). Nach dem Fehlen der Stomata zu schließen, handelt es sich hier um die Oberseite des Blattes. Die Unterseite ist im Prinzip gleichgebaut, indessen sind die Epidermiszellen hier dünnwandiger, schmäler und daher oft mehr in die

[1]) Holden, R., The Cuticles of some Indian Conifers. Bot. Gaz. Vol. LX. 1915.

Länge gestreckt. Spaltöffnungen sind überaus häufig. Kleiner als auf der Oberseite, sonst von gleichem Bau, stehen sie in deutlichen Längsreihen und besitzen ausnahmslos einen quergestellten Spalt. Dieser Reichtum an Stomata hat zur Folge, daß zuweilen auch die dazwischen liegenden Epidermiszellen stark verkürzt sind. Auf 5—7 solcher nebeneinander liegender Spaltöffnungsreihen folgt stets eine nur 3—5 Zellen breite Zone, der sie ganz fehlen. Diese Stellen entsprechen den Blattnerven und sind nur 20—30 μ breit.

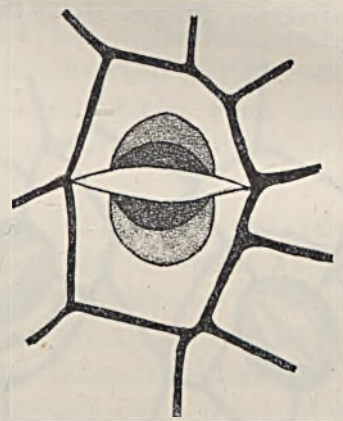


Fig. 4. Spaltöffnung von *Pterophyllum longifolium* Brongn. $\frac{600}{1}$.

Die Kenntnis der Epidermisstruktur dieses weitverbreiteten Pflanzentypus dürfte allgemeines Interesse bieten, vor allem dann, wenn weitere Untersuchungen einen Vergleich mit verwandten Typen ermöglichen sollten. Auf die Schwierigkeiten, manche Pterophyllen nach äußeren Merkmalen zu unterscheiden, wurde bereits hingewiesen. Vielleicht bieten hier die Epidermen eine willkommene Ergänzung, wenn auch nicht für die Unterscheidung einzelner Arten, so doch größerer Gruppen. In diesem Zusammenhang mag nicht unerwähnt bleiben, daß bereits Nathorst versucht hat, *Pterophyllum* und verwandte Blattformen nach dem Bau der Epidermis zu gruppieren. Danach weichen u. a. die Keuper-Pterophyllen von den Formen ab, die in der

Regel zu den *Bennettitales* gestellt werden. Allerdings scheint nach Krasser's letzter Arbeit (1919) auch *Pterophyllum longifolium* zu einer Bennettitee (*Westersheimia*) zu gehören.

Macrotaeniopteris simplex Krasser.

Taf. 9, Fig. 3—5, 6a; Taf. 10, Fig. 1—5; Taf. 11, Fig. 6; Textfig. 5.

Lit. s. Krasser, F., Foss. Flora Lunzer Schichten, S. 109.

1909. *Macrotaeniopteris simplex* Krasser, Diagnosen der Lunzer Marattiaceenarten, S. 25.

Das untersuchte, nicht völlig erhaltene Blatt hat die Gestalt einer langgestreckten Ellipse, ist 23 cm lang und 4,5 cm

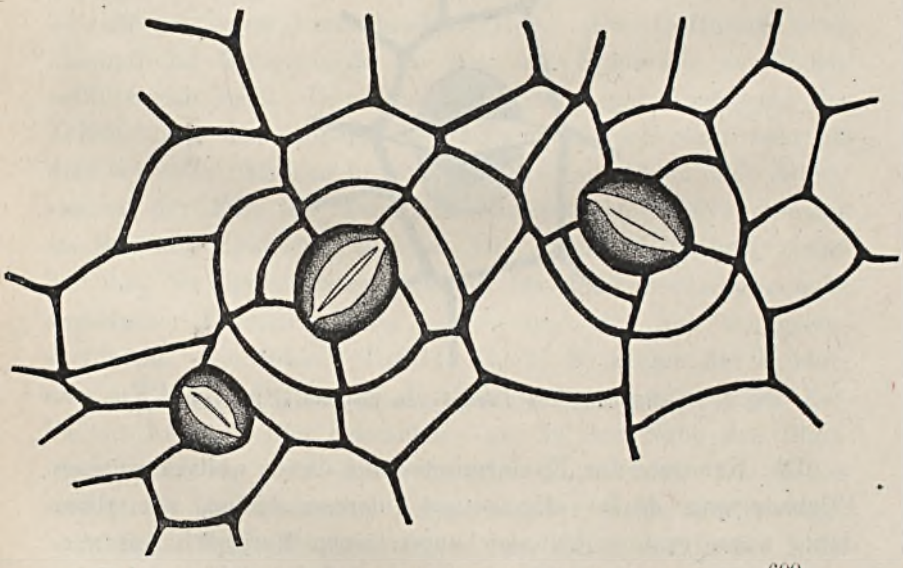


Fig. 5. Spaltöffnungen von *Macrotaeniopteris simplex* Krasser. $\frac{600}{1}$.

breit und besitzt einen im oberen Teil 4 mm breiten Mittelnerven. Die Nervatur stimmt ganz mit der Stur-Krasser'schen Diagnose überein. Auf der Unterseite besteht die Epidermis aus Längsreihen gestreckter Zellen mit geraden Wänden, zwischen die nur ganz spärlich Spaltöffnungen eingestreut sind. Ohne scharfe Grenze löst sich dann beim Beginn der Spreite diese Ordnung zu einem unregelmäßigen Maschenwerk polygonaler

Zellen auf. Auch die recht zahlreichen kleinen Spaltöffnungen lassen keine Ordnung mehr erkennen (Taf. 10, Fig. 1—3; Textfig. 5). Ihre Nachbarzellen schmiegen sich mit gebogenen Wänden ihnen an, ohne daß es aber wie etwa bei *Baiera lunzense* und den Coniferen zur Ausbildung von typischen »Grenzzellen« kommt. Bei weiterer Entfernung von der Mittelrippe ändert sich das Bild. Die Zellen und dementsprechend auch die seltener werdenden Stomata ordnen sich zu Reihen senkrecht zur Achse, einigermaßen an *Pterophyllum* erinnernd. Im Gegensatz zu diesem steht aber der Spalt stets der Blattachse parallel. Auch fehlen jene spaltöffnungsfreien Zonen gänzlich. In den Randpartieen schließlich sind die Zellenreihen am schärfsten ausgeprägt, Stomata fehlen ganz. Dies ist durchgehend auch der Bau der Oberseite, die daher nicht abgebildet worden ist.

Einige nur zum Teil erhaltene und daher nicht sicher bestimmbare Blätter, zeigten mit einer Ausnahme den gleichen Bau. Hier besaß die Oberhaut eine ganz andere Struktur. Sie wird von zahlreichen, der Achse parallelen, schon mit der Lupe kenntlichen dunklen Linien durchzogen, die sich als schmale, drei bis vier Zellenreihen breite Zonen stärker verdickter Zellen erweisen. Hier scheint ein auch systematisch sehr wichtiges Merkmal vorzuliegen, dessen Bedeutung man nicht versäumen sollte, unter Zugrundelegung reicheren Materials, als hier zur Verfügung steht, zu untersuchen (Taf. 11, Fig. 4 und 5).

Zu *Taeniopteris simplex* stellt KRASSER auch die in den Lunzer pflanzenführenden Schichten so häufigen, hülsenartigen Fruktifikationen, die auch in der Basler Flora zahlreich sind und von LEUTHARDT noch als sterile Blätter angesehen und als *Taeniopteris siliquosa* beschrieben worden sind. Es sollte geprüft werden, ob die Vereinigung berechtigt ist, oder ob sich nicht etwa ein Zusammenhang mit den ja ebenso häufigen *Pterophyllum*-Blättern ergäbe. Letztere Vermutung bestätigte sich nicht. Es wurden eine Anzahl »Schoten« untersucht (Taf. 9, Fig. 3 und 6a), von denen die kleinste, noch gerade und ge-

schlossene, ohne Stiel 4 cm lange, noch keine Sporangien enthielt, die anderen waren sichelförmig gebogen, 10—18 cm lang und 2—3 cm breit. Der äußere Bogen wird nach Krasser von der längsgestreiften Mittelrippe gebildet, da die beiden Blatthälften zusammengeklappt sind, die Nerven ziehen bis zum Rande. Die deutlich abgegrenzte Randzone läßt erkennen, daß hier das Blatt eingerollt ist. Hebt man die dicke Blattsubstanz ab, so kommt die andere Blatthälfte zum Vorschein. Manche der Hülsen sind mit kleinen, runden Höckern besetzt, die den Sekundärnerven entsprechende Längsreihen kleiner, kreisförmiger Erhebungen bilden und in einer schmalen, 2—3 mm breiten Randzone sowie in einem breiteren Gebiet längs der Mittelrippe fehlen. Es sind dies die Spitzen der äußerst zahlreichen Sori. Die Sporangien sitzen, sich dachziegelartig deckend (Taf. 9, Fig. 5) in der Regel zu zweien nebeneinander, mit breiter Basis auf den Tertiärnerven. Man hat eine jede solche Gruppe also wohl als Sorus zu deuten. Ein Indusium konnte nicht nachgewiesen werden. Das einzelne Sporangium ist 0,5—1 mm groß, von länglich-rundlicher Gestalt, von einer dünnen, großzelligen Membran umgeben, deren Reste auf Taf. 9, Fig. 4 noch zu erkennen sind. Diese Membran reißt anscheinend (Taf. 11, Fig. 6) in charakteristischen parallelen Rissen auf, um die Sporen, die in großen Massen darin vorhanden sind, zu entlassen. Die Länge der einzelnen tetraederförmigen Sporen beträgt 15—20 μ.

Beweisend für die Stellung des Fossils ist die Epidermis, die im Bau ganz mit der soeben beschriebenen der sterilen Blätter übereinstimmt. Die Bilder (Taf. 10, Fig. 4 u. 5) zeigen dies ganz deutlich. Die Oberseite besteht wiederum aus polygonal viereckigen, glattwandigen Zellen, ohne Spaltöffnungen, die Unterseite, nur bei jungen Sporophyllen gut präparierbar, könnte ebensogut einem sterilen Blatt zugehören. Es kann mithin keinem Zweifel unterliegen, daß es sich hier um die Sporophylle von *Macrotaeniopteris simplex* Krasser handelt.

Ob aber tatsächlich ein echter Farn vorliegt, muß zunächst

noch dahingestellt bleiben, man könnte auch an eine *Cycadophyte* denken, wenngleich bei diesen in der Regel anders gebaute Sporen auftreten. Auch innerhalb der mesozoischen *Taeniopteris*-Gruppe scheint eine Gliederung nach dem Epidermisbau möglich zu sein. Neben den beiden hier beschriebenen Strukturtypen spricht dafür auch *Taeniopteris vittata* BRONGN., das bekanntlich abweichend von diesen gewellte Epidermiszellwände besitzt.

Die anatomische Untersuchung der wenigen Lunzer Fossilien führt somit nicht nur zu einigen Ergebnissen in Bezug auf diese selbst, sie lehrt darüber hinaus aufs neue, daß sie dazu beitragen kann, schwierige systematische Fragen besser als bisher zu lösen. Daher wäre es sehr zu wünschen, daß recht bald auch die mesozoischen Formen in dieser Weise untersucht würden, über deren anatomischen Bau bisher nichts bekannt ist. Hierzu einen kleinen Beitrag zu liefern, war der Hauptzweck vorliegender Arbeit.

Druckfertig abgeschlossen am 5. August 1920.
Druck verfügt am 20. November 1920.

Aporrhais requieniana Wzttl., non d'Orb.

Von Herrn **Joh. Böhm** in Berlin.

Mit 1 Textfigur.

Durch seinen Reichtum an organischen Einschlüssen hat der cretacische Sandstein bei Tyssa am Westrande des Erzgebirges im nordwestlichen Böhmen schon früh im vorigen Jahrhundert die Aufmerksamkeit der Geologen und Sammler auf sich gezogen. Die Versteinerungen sind in dem feinkörnigen, glimmerreichen, ins Rötliche spielenden Sandstein »in solcher Menge zusammengehäuft, daß das Gestein eine förmliche Muschelbreccie darstellt. Während in diesem Fall die Mehrzahl der Conchylien zu einem mehr oder weniger feinen Detritus zerrieben ist, treten die häufiger vorkommenden Arten wie *Exogyra columba*, *Protocardia hillana* usw. auf der Oberfläche der Platten um so schöner und unversehrter hervor. Leider hat man es jetzt ausschließlich mit Steinkernen zu tun, doch ist infolge des ungewöhnlich feinen Gesteinskornes die Erhaltung derselben meist eine ziemlich gute«[1]).

Carl Naumann[2]) zeigte 1838, daß der bei Tyssa sich erhebende Hohe Schneeberg kein einheitliches Sandsteingebilde sei, das, wie Zippe[3]) annahm, nach Osten hin von Pläner überlagert werde, sondern daß der Pläner dem Quadersandstein zwischenge-

[1]) Schalch, Section Rosenthal — Hoher Schneeberg. Erl. geol. Spezialk. Königr. Sachsen, Heft 103, S. 14. 1889.

[2]) Naumann, Der sächsische Pläner ist Gault. N. Jahrb. f. Min., S. 665. 1838. — Die Plänerbildung des Elbthals entspricht dem Gault, nicht dem Kreidemergel. Ebenda, S. 687. 1839.

[3]) Zippe, Übersicht der Gebirgsformationen in Böhmen, S. 29, 30. 1831.

lagert ist und ihn, wie bei Pirna in Sachsen, in einen Oberen und Unteren Quadersandstein sondert. Naumann sah den Pläner als eine gleichzeitige Bildung des englischen Gault, nicht des Chalk marl und demgemäß den den Pläner unterteufenden Sandstein bei Tyssa als Vertreter des Lower Greensand an. Dieser Ansicht schlossen sich A. Roemer[1]), Geinitz[2]) und Reuss[3]) an, bis d'Orbigny[4]) 1850 Tyssaer Versteinerungen in seine Cenomanstufe einreihte.

Die von Reuss[5]) im Unteren Quader unterschiedenen Abteilungen ersetzten Gümbel[6]), Schlönbach[7]), Schalch[8]), Credner und Petrascheck[9]) im Anschluß an die außerhalb Böhmens durchgeführte Einteilung des Cenomans durch nachstehende Gliederung des Unteren Quadersandsteins bei Tyssa:

Unterturon: Labiatusquader,

Cenoman:
- Plänersandstein mit *Actinocamax plenus* und *Cidaris Sorigneti*,
- Quadersandstein mit *Pecten asper* und *Neithea aequicostata*,
- Stufe der Crednerien.

Gneisformation.

---

[1]) A. Roemer, Die Versteinerungen des norddeutschen Kreidegebirges, S. 128. 1841.

[2]) Geinitz, Charakteristik der Schichten und Petrefakten des sächsisch-böhmischen Kreidegebirges, Heft 3. Die sächsisch-böhmische Schweiz, die Oberlausitz und das Innere von Böhmen. 1842. — Grundriss der Versteinerungskunde. 1845 (Formationstabelle). — Das Quadersandsteingebirge oder Kreidegebirge in Deutschland. 1849—1850.

[3]) Reuss, Die Versteinerungen der böhmischen Kreideformation, Teil II, S. 115—119. 1846.

[4]) d'Orbigny, Prodrome de Paléontologie stratigraphique universelle des animaux mollusques et rayonnés, Vol. 2, S. 148, ff. 1850.

[5]) Reuss, Geognostische Skizzen aus Böhmen, Bd. 2, Die Kreidegebilde des westlichen Böhmens, ein monographischer Versuch, S. 5—7, 111—114. 1844.

[6]) Gümbel, Skizze der Gliederung der oberen Schichten der Kreideformation (Pläner) in Böhmen. N. Jahrb. f. Min., S. 795. 1867.

[7]) Schlönbach, Kleine paläontologische Mitteilungen, III. Die Brachiopoden der böhmischen Kreide. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst., Bd. 18, S 144. 1868.

[8]) Schalch, a. a. O., Rosenthal-Hoher Schneeberg. S. 10—17.

[9]) Petrascheck, Studien über Faciesbildungen im Gebiete der sächsischen Kreideformation. Sitzber. Abhdl. naturw. Ges. Isis, Dresden, S. 51. 1899 (1900).

Dieser Gliederung schloß sich jedoch die Geologische Sektion der Landesdurchforschung von Böhmen nicht an, sondern »benützte, ohne der Deutung der einzelnen Schichtenstufen und ihrer Parallelisierung mit auswärtigen Gliedern der Kreideformation vorzugreifen, für die Fixierung der als selbständig erkannten Schichten Lokalbezeichnungen«[1]). Danach wurden die Crednerienstufe als Perucer Schichten, der Labiatusquader als Weißenberger Schichten, die beiden zwischengelegenen Horizonte als Korycaner Schichten bezeichnet. Zahalka suchte den synchronen Faden, den die Geologische Sektion hatte fallen lassen, aufzunehmen. Die Korycaner Schichten stellen nach ihm[2]) keinen einheitlichen Horizont dar, sondern schließen außer den bei Korycan selbst anstehenden, der gaultinen Zone des *Acanthoceras mammillare* entsprechenden Bänken die Klippenfacies der Weißenberger, Malnitzer, Teplitzer Schichten in Bilin und bei Teplitz, sowie stellenweise sogar der Perucer Schichten ein. Zahalka sieht den Sandstein von Tyssa als glaukonitisch-sandige Facies der Zone des *Acanthoceras mammillare*, die Sandsteine der Tyssaer Wände als sandige Facies der Zone supérieure à *Schlönbachia inflata* an.

Geinitz[3]) und Reuss[4]) führten aus dem unteren Quadersandstein von Tyssa insgesamt 72 Würmer, Echiniden und Mollusken an, deren Zahl jedoch Frič mit der Begründung, daß »beide Autoren, wie es nach den Petrefaktenlisten scheint, die Vorkommnisse der Korycaner und Weißenberger Schichten teilweise gemischt haben«, um 44 minderte.

Während Geinitz und Reuss aus dem Quadersandstein von

---

[1]) Krejči, Studien im Gebiete der böhmischen Kreideformation. I. Allgemeine und orographische Verhältnisse sowie Gliederung der böhmischen Kreideformation. Arch. naturw. Landesdurchf. Böhmen, Bd. 1, Abt. 2, S. 46. 1869.

[2]) Zahalka, Die sudetische Kreideformation und ihre Äquivalente in den westlichen Ländern Mitteleuropas. I. Abteilung. Die westböhmische Kreide und die Kreide im östlichen Bassin de Paris. S. 10, 23, 29. 1916, und II. Abteilung. Die nordwestdeutsche und die böhmische Kreide, S. 49. 1915.

[3]) vgl. Fußnote 2 auf S. 211.

[4]) Reuss, a. a. O., Verstein. böhm. Kreideformation.

Tyssa sieben Rostellaria-Arten beschrieben hatten, denen Frič[1]) eine weitere zugesellte, so daß die Gattung *Rostellaria* durch ihre Mannigfaltigkeit vor allen übrigen Mollusken-Gattungen hervorstach, ergab die Revision der sächsischen und böhmischen Kreidegastropoden durch Geinitz[2]) und Deninger[3]) einerseits beziehungsweise Weinzettl[4]) andererseits nunmehr gleichfalls eine Verminderung der im Tyssaer Sandstein eingebetteten Vertreter der Familie *Aporrhaidae* auf drei Arten:

Helicaulax burmeisteri Gein. sp.
Helicaulax buchi Münst. sp.
Aporrhais requieniana d'Orb. sp.

Ein in der Vergleichssammlung des Geologischen Landesmuseums zu Berlin aufbewahrtes Exemplar von

Aporrhais requieniana d'Orb.,

deren Vorkommen bei Tyssa Weinzettl besonders hervorhebt, gestattet, Weinzettl's Beschreibung in wesentlichen Merkmalen: der Gesamtgestalt, Skulptur und dem Umriß des Flügels zu ergänzen und die Identität mit dem französischen Vorkommen zu überprüfen.

Gehäuse sehr groß, schlank spindelförmig. Die gleichmäßig anwachsenden Umgänge — die mittleren sind in scharfem Abdruck vorhanden — haben während des Fossilisationsprozesses ihre ursprüngliche Wölbung nicht völlig bewahrt, sie sind etwas abgeflacht; der Gewindewinkel ist somit etwas größer geworden. Auch hat sich der Zusammenhang der vorletzten und letzten Windung gelockert, so daß die sonst von der Naht überdeckte Spirallinie, welche die Querrippen vorn begrenzt, sichtbar geworden ist und ein schmales Band vortäuscht.

[1]) Frič, Paläontologische Untersuchungen der einzelnen Schichten in der böhmischen Kreideformation. Arch. naturw. Landesdurchf. Böhmen, Bd. 1, Abhdl. 2, S. 217. 1869.

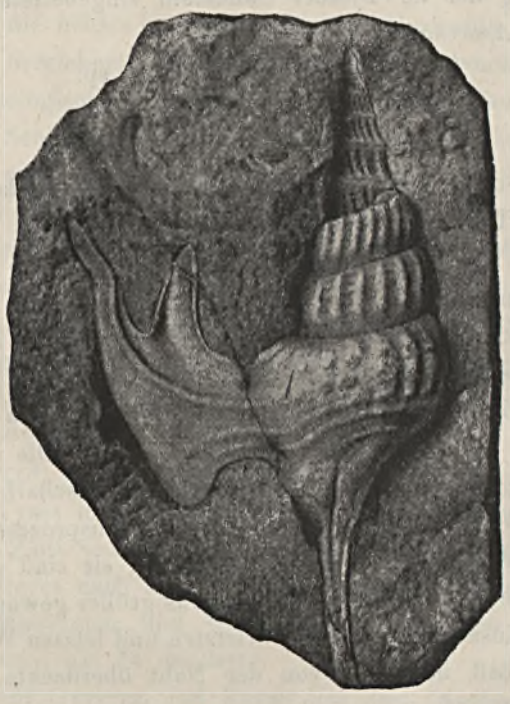
[2]) Geinitz, Das Elbthalgebirge in Sachsen. Palaeontogr., Bd. 20, Teil 2. S. 169, 171. 1872—75.

[3]) Deninger, Die Gastropoden der sächsischen Kreideformation. Beitr. Paläont. Geol. Österr.-Ung.-Orient., Bd. 18, S. 30, 31. 1905.

[4]) Weinzettl, Gastropoda českého křidového útvaru. Palaeont. Bohem., Bd. 8, S. 39, Taf. 6, Fig. 18. 1910.

Die Endwindung (47 mm) mit dem geraden, 25 mm langen Kanal ist wenig höher als das Gewinde (40 mm).

Die gerundeten und um ihre Breite voneinander abstehenden Querrippen sind nahe der vorderen Naht vorgezogen (protractiv) und werden von acht Spirallinien durchkreuzt. In den Schnittpunkten erheben sich Knötchen. Die Querrippen und Spirallinien



Lispodethes Naumanni nov. sp. Nat. Gr.
Cenoman von Tyssa.
Geologisches Landesmuseum Berlin.

nehmen gegen den Endumgang an Stärke stetig zu, die Knötchen werden zu groben Knoten. Auf der Endwindung erscheinen nur noch fünf Spiralrippen, von denen die mittlere und vorderste, die, wie erwähnt, die Querrippen begrenzt, auf den anscheinend glatten Flügel fortsetzen. Dieser greift nur wenig auf den vorletzten Umgang hinauf. Sein Oberrand sendet einen breit dreieckigen

Fortsatz aus und endet in einem schmalen, säbelförmig gebogenen und spitzen Finger, in den die mittlere Spiralrippe fortsetzt. Der Vorderrand des Flügels ist sanft gekrümmt; den leicht eingebuchteten Unterrand begleitet in einigem Abstande die vorderste Spiralrippe.

Weinzettl identifizierte die böhmische Form mit *Rostellaria requieniana* d'Orb.[1]) aus dem Turon Frankreichs. Ihr Vergleich zeigt jedoch so tiefgehende Unterschiede, daß ihre spezifische Vereinigung nicht aufrecht erhalten bleiben kann. Beide Arten gehören verschiedenen Formengruppen an und zwar *Rostellaria requieniana* d'Orb. der Untergattung *Dimorphosoma* Gardner, *Aporrhais requieniana* Wzttl, non d'Orb. der Untergattung *Lispodesthes* White. Von den verwandten *L. Cunnigtoni* Gardn., *L. marginata* (Sow.), *L. Mantelli* Gardn., *L. Parkinsoni* (Mant.) und *L. subtuberculata* Gardn. unterscheidet sich die böhmische Form durch die Zunahme der Umgänge, die Skulptur und Gestalt des Flügels.

Für sie möchte ich zu Ehren des Mannes, der die Grundlagen zur Gliederung der sächsisch-böhmischen Kreidebildungen gelegt hat, den Namen

Lispodesthes Naumanni

in Vorschlag bringen.

[1]) d'Orbigny, Paléontologie française. Terrains crétacés, Tome II, Gastéropodes, S. 293, Taf. 209, Fig. 3, 4. 1842—43.

Der schwedische geröllführende Diabas, ein neues Leitgeschiebe für das norddeutsche Diluvium.

Von Herrn **Paul Gustaf Krause.**

Im Jahre 1913 besuchte ich gelegentlich einer Studienreise in Schweden auch den Fundort des konglomeratführenden Gangdiabases von Brevik in Småland, um das Vorkommen an Ort und Stelle kennen zu lernen und Handstücke zum Vergleiche zu sammeln. Durch den Geologenkongreß in Stockholm war 1910[1]) wieder die Aufmerksamkeit auf dieses sowohl in allgemein geologischer Hinsicht belangreiche, wie auch stratigraphisch bedeutungsvolle Gestein gelenkt worden, nachdem es bereits von Eichstädt[2]) früher zum Gegenstande einer Untersuchung gemacht worden war.

Dieser Breviker Diabas bildet nur einen besonders gut aufgeschlossenen Abschnitt jenes großen småländischen Diabasganges, der sich in N—S-Richtung erstreckt und von Eichstädt auf ungefähr 50 km Länge geschätzt wird.

Ein zweiter, im nordöstlichen Schonen, südlich vom Immelen-See gelegener und in gleicher Richtung sich hinziehender, gleichartiger Gang gehört vielleicht mit dem ersteren zusammen, da er ungefähr auf derselben Linie liegt. Dieser Gangdiabas, der

[1]) H. Hedström: The pebble-diabase of Brevik (Excursions in the Archean of Southern Sweden [No. 18]) S. 47—51.

[2]) Fr. Eichstädt: Om qvartsit-diabaskonglomeratet från Bladen »Nydala«, »Vexiö« och »Karlshamn«. (Geol. Föreningens Förhandl. No. 95, Bd. VII. 1885.)

nach Eichstädt älter als Cambrium, aber jünger als die eozoische Almesåkra-Gruppe ist, hat beim Durchbruch namentlich von dem Almesåkra-Konglomerat soviel in sich aufgenommen, daß das Gestein mit bloßem Auge oft wie ein wirkliches Konglomerat erscheint.

Bei der ganz auffälligen Gesteinsbeschaffenheit und der durch diese wieder hervorgerufenen Widerstandsfähigeit gegen die Verwitterung und bei den dadurch geschaffenen hervorragenden Oberflächenformen, die eine dem Inlandeise besonders ausgesetzte Lage im Gelände bedingten, mußte man trotz der Schmalheit der Gänge und ihrer verhältnismäßigen Kürze auch Geschiebe von dieser Herkunft im norddeutschen Diluvium erwarten. Allerdings war die Wahrscheinlichkeit, solche doch sicher sehr seltenen Funde zu machen, gering.

In der Literatur war keine Angabe über derartige Geschiebe zu finden und auch die Nachfrage bei verschiedenen Geschiebeforschern und Sammlern war ergebnislos.

Ein glücklicher Zufall fügte es da, daß ich bald nach meiner Reise einen in der Literatur bereits erwähnten, aber auf südliche Herkunft bezogenen Fund eines geröllführenden Diabases zu Gesicht bekam. Es ist dies ein von W. Bergt[1]) aus der Lausitz beschriebenes Gesteinsstück, dessen genauerer Fundort aber nicht mehr zu ermitteln ist.

Herrn Geh. Rat Kalkowsky, der so liebenswürdig war, mir das in der Dresdener Sammlung befindliche Stück nebst den 4 zugehörigen Schliffen zur Untersuchung zu überlassen, möchte ich auch an dieser Stelle meinen verbindlichsten Dank dafür aussprechen.

Ich konnte mich alsbald davon überzeugen, daß es sich hier um den schwedischen Konglomerat-Diabas handelte, wie unten noch weiter zu erörtern sein wird.

Diese Entdeckung bestärkte mich in meinem Suchen nach entsprechenden Geschieben in Norddeutschland, wobei ich sie namentlich auf gelegentlichen Exkursionen im östlichen Mecklen-

[1]) W. Bergt: Lausitzer Diabas mit Kantengeröllen. (Abhandl. Naturw. Ges. Isis in Dresden 1900. Heft 2.)

burg bezw. in der westlichen Mark und in der Altmark zu finden hoffte.

Einen einzigen Fund habe ich bei Neu-Brandenburg 1914 selbst machen können, der aber von der normalen Gesteinsausbildung sich weiter zu entfernen schien.

Da stieß ich nun vor kurzem in der umfangreichen und von Prof. Korn jetzt musterhaft geordneten und übersichtlich aufgestellten Sammlung krystalliner nordischer Diluvial-Geschiebe der Geologischen Landesanstalt in Berlin bei einer zu einem andern Zwecke erfolgenden Durchsicht auf ein paar unbestimmt gebliebene Konglomeratgeschiebe. Sogleich erkannte ich auch in ihnen jenen schwedischen Geröll-Diabas wieder.

Ich werde nun im Folgenden kurz die einzelnen Beobachtungen über die verschiedenen Geschiebe mitteilen und erörtern, ohne mich jedoch zu sehr in Einzelheiten einzulassen, die ich einem Petrographen von Fach überlassen muß.

1. Bergt's Lausitzer Diabas.

Bergt hat (a. a. O.) s. Z. dies Geschiebe beschrieben und auf die Lausitz als Heimat bezogen, ohne allerdings ein makroskopisches und mikroskopisches Analogon dort zu finden. Dadurch erhielt es eine völlige Sonderstellung. Es verliert diese jedoch, die namentlich auch durch die scheinbar einzig dastehenden mikroskopischen Bilder seiner Gerölle bedingt ist, wenn wir es mit den schwedischen Gesteinen und den andern Geschieben vergleichen. Mit einem dieser letzteren hat es auch noch eine zufällige äußere Eigenschaft gemeinsam. Seine aus der Oberfläche herausragenden Gerölle zeigen sich sämtlich zu Windkantern umgeformt, wie sie auch an unserm kleineren Adendorfer Geschiebe allerdings nicht so ausgezeichnet entwickelt sind.

Das Lausitzer Gestein zeigt wie meine schwedischen und auch das Adendorfer Stück u. d. M. typisches, ophitisches Gefüge. Sehen wir von dem Uralit und Titanit ab, die ich als aus Entwicklungszuständen örtlicher Natur hervorgegangen erklären möchte, so ist der Mineralbestand des Diabases der gleiche.

Magneteisen und Titaneisen nebst Leukoxen finden sich in beiden.

Von Belang ist dabei, daß ich auch in vereinzelten kleinen Flecken Mikropegmatit in dem Lausitzer Stücke noch auffinden und damit die weitere Übereinstimmung mit dem schwedischen Heimatgesteine nachweisen konnte.

Die eigenartige sphärolithische Masse in manchen Geröllen findet sich in den schwedischen Stücken und in dem einen Adendorfer ganz ähnlich wieder. Damit ist auch ein weiterer Verknüpfungspunkt zwischen den dreien gegeben.

2. Geschiebe von Adendorf.

Das aus dem Oberen Diluvialsande von Adendorf (Bl. Lüneburg) stammende Geschiebe ist ein flaches, scherbenartiges Stück, das von einem größeren als Handstück heruntergeschlagen ist. Es mißt in der Länge 9 cm, in der Breite 6 cm und in der Dicke 3 cm. Es ist infolge der Fremdeinschlüsse unregelmäßig zackig umgrenzt.

Was zunächst an dem Stücke auffällt und auch wohl die Veranlassung zum Sammeln war, sind, wie schon oben erwähnt, die an der Oberfläche ausgewitterten und hervortretenden Geröll-einschlüsse, die zu Windkantern umgeformt sind. Begünstigt wurde dieser Vorgang durch die auch hier wie an dem anstehenden Gesteine erkennbare Neigung der Gerölle zu Sprüngen. Dadurch entstanden Bruchflächen, an denen der Sandschliff ansetzen konnte.

Die eingeschlossenen 5 Gerölle sind an der Außenseite von unbestimmt lichtgrauer Farbe. Das eine zeigt dabei einen schwach rötlichen Ton. Sie schwanken zwischen Haselnuß- und Walnußgröße.

Schon mit bloßem Auge erkennt man bei vier von ihnen, daß es Quarzite sind, die an der äußeren Oberfläche deutliches Körnergefüge zeigen, während sie auf dem frischen Bruche glasig erscheinen.

Das fünfte Geröll ist anscheinend ein Leptit und zeigt wie die anderen Sprünge, darunter einen, in den Diabasmasse einge-

drungen ist. Die Diabas-Zwischenmasse, in der die Gerölle stecken, zeigt an der Oberfläche eine dünne, lößfarbene Verwitterungsrinde, aus der sich die Gerölle daher noch um so schärfer herausheben.

Der Diabas ist im frischen Bruche dunkelgrünlichgrau, feinkrystallin mit deutlich erkennbaren Feldspatleistchen. Mit beginnender Verwitterung wird die Farbe schmutzigoliv.

Der makroskopische Befund ergibt eine deutliche Übereinstimmung sowohl mit meinem schwedischen Vergleichsmateriale von Brevik wie auch mit dem Lausitzer Geschiebe. Dasselbe gilt auch für das mikroskopische Bild. Es liegen vier Dünnschliffe davon vor. Typische ophitische Struktur ist vorhanden. U. d. M. erweist sich der Diabas des Geschiebes nicht so frisch wie das Breviker Gestein, sondern stärker chloritisiert. Der Plagioklas waltet vor, der Augit tritt zurück. Das Magneteisen zeigt gegestrickte Formen. Titaneisen und Leukoxen finden sich daneben. Apatit-Nadeln sind reichlich vertreten. Der Augit ist z. T. in chloritische Zersetzungsprodukte umgewandelt.

Quarz ist, wie auch in meinen Breviker Schliffen, nur in Mikropegmatit-Form vorhanden.

Auch die Gerölle erweisen sich u. d. M. von der gleichen Beschaffenheit wie die im Breviker und im Lausitzer Gesteine. Die endogenen Kontakterscheinungen, die sich in einem z. T. teppichfranzenartigen Saume von Limonit, viriditischem und epidotischem Material mit sehr zurücktretendem Augite um die Gerölle bemerklich machen, finden sich hier wieder.

Im Schliffe 1 ist sehr schön der Übergang eines Quarzkornes in eine zuckerkörnige Quarzumrandung zu sehen. Diese Zergrusungsstruktur zeigen auch die anstehenden schwedischen Vorkommen.

Im Schliffe 3 hat das Geröll Sprünge, die mit grünlicher, viriditischer? Masse ausgefüllt sind.

Im Schliffe 4, der vom Gerölle 5 stammt, sieht man schon im gewöhnlichen Lichte eine schmutzig gelblichbraune bis schwach rötliche, deutlich sphärolithische Grundmasse — Bergt's Mikro-

felsit —, in der die Quarze stecken. Diese zeigen u. a. auch Flüssigkeitseinschlüsse. Das mikroskopische Bild entspricht also auch dem von Bergt (a. a. O. S. 112) von dem Lausitzer Vorkommen gegebenen.

3. Geschiebe von Westerhamm.

Es ist ein faustgroßes, annähernd pyramidenförmiges Stück mit zwei glatten, in gerundeter Kante zusammenstoßenden ursprünglichen Außenflächen und drei durch das Zerschlagen entstandenen Bruchflächen. Es stammt aus dem Oberen Geschiebesande von Westerhamm auf Blatt Kadenberge, ist also aus derselben Gegend wie das Adendorfer. Es macht einen festeren und zäheren Eindruck als das Adendorfer, dem es sich äußerlich bis zu einem gewissen Grade ähnlich erweist. Zwar sind u. a. auch Sandstein- und Quarzitgerölle darin enthalten, es führt daneben aber auch noch andere Gesteine (?Granit). Die durchschnittlich kleinen Gerölle liegen, wie in einem echten Konglomerate, ziemlich dicht aufeinander. Die Bruchflächen des Gesteinsstückes zeigen ein dunkelbuntscheckiges Bild.

Die Diabas-Grundmasse dazwischen ist aphanitisch, und u. d. M. erweist sie sich als feinkörnig bis sehr feinkörnig. Sie zeigt stellenweise noch deutlich ophitische Struktur mit schmalen Feldspatleistchen und seltenen, meist winzigen Magneteisen-Körnern. Daneben kommt auch Titaneisen vor. An andern Stellen ist sie offenbar durch Aufnahme von Quarz und andern fremden Bestandteilen stärker verändert. Hier erscheint auch Epidot als Neubildung häufiger. Durch die Diabas-Grundmasse zieht sich ein Quarztrum mit Verzahnungsgefüge der einzelnen Körner.

Diese Beschaffenheit erinnert an die von Eichstädt (a. a. O., S. 620) gegebene Beschreibung des schwedischen Vorkommens beim Bahnhofe Lamhult, das sich von dem sog. Rödja-Typus durch mehr durchgreifende Veränderungen, die es erlitten, unterscheidet.

Leider habe ich von Lamhult kein Vergleichsmaterial, um

zu entscheiden, wie weit die Übereinstimmung sich bestätigen würde. Ich führe daher dies Geschiebe in diesem Zusammenhange nur mit Vorbehalt auf.

4. Geschiebe von Neu-Brandenburg.

Ein größeres Geschiebe, das offenbar mit diesem von Westerhamm in seiner Gesteinsbeschaffenheit ident ist, habe ich vor einigen Jahren bei Neu-Brandenburg gesammelt.

5. Geschiebe von Dobrok.

Schließlich sei hier noch in diesem Zusammenhange eines Geschiebes gedacht, das aus dem Oberen Diluvialsande von Dobrok (Bl. Kadenberge) stammt. Es ist ein aus kleineren und größeren Geröllen z. T. mit Sandkörnern dazwischen fest verkittetes zähes Konglomerat. Auf seiner geglätteten Oberfläche zeigt es übrigens auch den Sandschliff und einzelne aus dem Gesteine hervorragende Windkanter.

Ob dies Gestein als ein durch endogenen Kontakt sehr stark veränderter geröllführender Diabas aufzufassen ist und hierher gehört, wage ich nicht zu entscheiden. Vielleicht ließe sich diese Frage an der Hand von Vergleichsmaterial von Lamhult klären.

Die wenigen bisher vorliegenden Geschiebe dieses Gangdiabases erlauben zwar noch kein endgültiges Urteil über ihre Verbreitung im norddeutschen Gebiete. Immerhin ist aber bei der geringen Oberfläche des Anstehenden in Schweden auch für die Zukunft mit keinem sehr großen Zuwachs ihrer Zahl zu rechnen. Unsere Geschiebe lassen sich nach ihren Fundorten auf zwei Gebietsgruppen verteilen. Auf der einen Seite steht das Lausitzer Geschiebe, auf der andern die übrigen. Bei dem Lausitzer Funde handelt es sich, da die jüngste Vereisung dies Gebiet anscheinend nicht mehr erreicht hat, aller Wahrscheinlichkeit nach um ein Geschiebe einer älteren und zwar wohl der Hauptvereisung, während die andern Stücke sich im Bereiche der letzten Eiszeit in der Lüneburger Gegend und bei Neu-Brandenburg fanden.

Es würden sich damit also u. U. zwei auch zeitlich verschiedene Verbreitungsgebiete für diese Geschiebe ergeben, ein jungdiluviales mit einem vorläufig zwischen Neu-Brandenburg und der Elbmündung festzustellenden Streukegel, und ein älteres, vielleicht weiter östlich reichendes Verbreitungsgebiet.

Gehört in der Tat der Lausitzer Fund einer älteren Eiszeit an, dann würde die Abtragung des Muttergesteines in Schweden während der jüngsten Eiszeit nicht sehr erheblich gewesen sein können. Die Nord-Süd-Erstreckung der beiden, auch in der Fortsetzung auf einer Linie angeordneten schwedischen Diabas-Gänge ist bei ihrer Schmalheit für die Untersuchung nach der Verbreitungsrichtung der von diesem Ursprungsgebiete ausgegangenen Geschiebe von Wichtigkeit. In diesem Meridiane haben aber auch die zahlreichen Schrammen, welche die schöne de Geer'sche Karte[1]) zu einem einheitlichen Bilde zusammengefaßt hat, genau wie die Oser bis an die Südküste von Blekinge eine ausgesprochene N—S-Richtung. Dagegen zeigen sie östlich etwa der Linie Tunarp, Hvetlanda, Lessebo, Christianopel eine südöstliche Richtung. Ihre große, ein einheitliches Gepräge und eine gleichmäßige Wirkung des letzten Landeises bezeugende Häufung zwingt dazu, für unsere Geschiebe aus der letzten Vereisung auch eine bis zur Ostsee nord-südlich gerichtete Verfrachtung anzunehmen. Dann aber muß wohl, nach dem Vorkommen der Geschiebe in Norddeutschland zu urteilen, eine Ablenkung in südwestliche Richtung eingetreten sein, die die Geschiebe bis in die Lüneburger Gegend zu schaffen vermochte.

Diese Auffassung findet ihre Stütze durch die Untersuchungen Munthe's auf dem in diesem Frühjahr erschienenen Kartenblatte Sövdeborg[2]). Er führt hier als seltenes Geschiebe auch den småländischen Konglomeratdiabas auf und nimmt für ihn den NO-Eisstrom als Zubringer in Anspruch.

Von Bornholm, von wo durch die geologische Kartenauf-

[1]) G. de Geer: Das spätglaziale Südschweden. Stockholm 1910.

[2]) Beskrivning till Kartbladet Sövdeborg, S. 71. (Sveriges Geol. Undersökning Ser. A. a. No. 142.) 1920.

nahme ein reiches Geschiebematerial zusammengekommen ist, erwähnt K. A. Grönwall unsern Diabas dagegen nicht[1]). Das ist, wenn auch nur ein negativer Beweis, doch für die Frage der Verbreitung unserer Geschiebe von Bedeutung. Denn die andern auf Bornholm gefundenen Geschiebe von sedimentären und Silikatgesteinen deuten alle auf eine nordöstliche Herkunft hin (a. a. O. S. 199). Dieser Befund würde daher auch kein derartiges Diabasgeschiebe auf der Insel erwarten lassen.

Es leitet also die in Schonen für unsern Diabas festgestellte nordöstliche Richtung der Verfrachtang durch das Eis in ihrer Fortsetzung über die Ostsee auf das Gebiet hin, in dem sich auch tatsächlich unsere Geschiebe gefunden haben.

Der einer älteren Eiszeit angehörende Lausitzer Fund bleibt natürlich bei dieser Betrachtung aus dem Spiele.

Über die östliche Grenze unserer Geschiebe herrscht bei der geringen Anzahl von Funden naturgemäß noch größere Unsicherheit. Es würde das bisher bekannte Vorkommen einen verhältnismäßig schmalen Streukegel bedingen, wenn man ihn mit dem von Petersen[2]) für die Smålands-Gesteine ermittelten vergleicht, die allerdings gerade aus dem östlichen Randgebiete Schwedens stammen, in der jene zunächst südöstlich verlaufende Schrammenrichtung und dementsprechend auch Verfrachtungsrichtung geherrscht hat, die dann, in dem baltischen Tale sich ausbreitend, weiter in eine südwestliche Richtung umlenkte.

---

[1]) K. A. Grönwall og V. Milthers: Kortbladet Bornholm. (Danmarks Geol. Undersögelse, 1 R., No. 13, 1916, S. 197 ff.

[2]) Joh. Petersen: Die Verbreitung der krystallinen Geschiebe im norddeutschen Diluvium. (Mitt. Geogr. Ges. Hamburg 1900, Bd. 16, Taf. 3.)

Druckfertig abgeschlossen am 3. Juli 1920.
Druck verfügt am 29. November 1920.

Zur Gliederung der Ceratitenschichten im Wesergebiet.

Von Herrn **O. Grupe** in Berlin.

In neuerer Zeit sind einige Arbeiten[1]) über die Stratigraphie der Ceratitenschichten erschienen, die sich u. a. auch auf die mir näher bekannten Verhältnisse im Wesergebiet beziehen. Die Ergebnisse dieser Arbeiten entsprechen z. T. der von mir[2]) aufgestellten Gliederung, z. T. weichen sie in manchen Punkten nicht unerheblich ab, und ich habe mich daher veranlaßt gesehen, bei den weiteren Aufnahmearbeiten im Weserberglande mein besonderes Augenmerk auf die Stratigraphie dieser Abteilung des Muschelkalkes zu richten. Im Folgenden möchte ich nun Stellung zu den angeführten Arbeiten nehmen und über das Resultat meiner neueren Untersuchungen berichten. Ich werde dabei zugleich auch die thüringische und süddeutsche Entwicklung zum Vergleich

[1]) A. Riedel, Beiträge zur Paläontologie und Stratigraphie der Ceratiten des deutschen Oberen Muschelkalks. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1916, I, S. 1—116. M. 18 Taf. u. 5 Textfig.

Benecke, Über die »dolomitische Region« in Elsaß-Lothringen und die Grenze von Muschelkalk-Lettenkohle. Mitt. d. Geol. Landesanst. in Elsaß-Lothringen, Bd. 9, S. 1 ff.

G. Wagner, Beiträge zur Kenntnis des Oberen Hauptmuschelkalks von Mittel- und Norddeutschland. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 71, 1919, S. 80 ff.
E. Naumann, Bemerkungen über den Muschelkalk und Keuper auf dem Bl. Rinteln. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1914, II, S. 565 ff.

[2]) O. Grupe, Zur Stratigraphie der Trias im Gebiete des oberen Wesertals. 4. Jahresber. d. niedersächs. geol. Ver. Hannover 1911. S. 66 ff.

heranziehen und die gemeinsamen Kriterien besonders kennzeichnen, die eine nähere Parallelisierung der Ceratitenschichten des Wesergebietes mit denjenigen Thüringens und Süddeutschlands ermöglichen, wie ich sie in der Übersichtstabelle auf S. 253 durchgeführt habe.

Die für uns wichtigste der erwähnten neueren Arbeiten ist die des im Kriege leider gefallenen A. Riedel über »Beiträge zur Paläontologie und Stratigraphie der Ceratiten des deutschen Oberen Muschelkalkes«. Riedel unternimmt es darin, über die bisherige Stratigraphie der Ceratitenschichten hinaus eine speziellere Zonengliederung nach leitenden Ceratiten durchzuführen. Er gründet dieselbe in der Hauptsache auf eingehendere Untersuchungen des nördlichen Harzvorlandes und versucht die dabei erzielten Ergebnisse auch auf die benachbarten Gebiete, u. a. auf das Wesergebiet zu übertragen. Ob seine detaillierte Gliederung für die Gegend nördlich des Harzes zutrifft, darüber will ich mir kein Urteil erlauben, da ich die einschlägigen Verhältnisse nicht genügend kenne, für das Wesergebiet aber muß ich dieselbe in dieser Form auf Grund meiner Erfahrungen ablehnen, wie ich dies im Folgenden begründen werde.

Untere Ceratitenschichten.

Was die untere Grenze der Tonplatten gegen den Trochitenkalk anbetrifft, so ist dieselbe sowohl petrographisch wie faunistisch nicht immer scharf ausgebildet. Es findet vielmehr in einem Teil des Weserlandes, und zwar in der Umgebung von Höxter und Holzminden, ein allmählicher Übergang aus dem massigen Trochitenkalk in die aus wechsellagernden Kalkplatten und Letten bestehende Facies der Ceratitenschichten statt, insofern als von dem eigentlichen Trochitenkalk durch Zwischenschaltung von 1—3 m mächtigen Kalkplatten und Letten eine bis 1 m starke Bank abgetrennt wird, in der neben noch vereinzelten Trochiten die auch schon im obersten massigen Trochitenkalk mehr und mehr in Erscheinung tretende *Terebratula vulgaris* stark vorherrscht und oft geradezu gesteinsbildend wird. Erst darüber beginnen

dann die typischen Tonplatten, in denen an Stelle der *Terebratula vulgaris* mehr und mehr der für den unteren Teil der Abteilung leitende *Pecten discites* tritt und in denen auch zum ersten Mal Ceratiten, und zwar sowohl solche mit *Binodosus*-Skulptur, *C. pulcher* und *robustus*, wie der durch einfache Faltenrippen ausgezeichnete *C. compressus*, erscheinen. Folgendes Profil, in einem Steinbruch südwestlich Brenkhausen (Bl. Holzminden) aufgenommen, möge diese Entwicklung näher veranschaulichen:

Tonplatten (*Discites*-Schichten).

1. Wechsellagerung von dünnschichtigen, grauen und bräunlichgrauen Mergeln und Letten und dichten, wie krystallinen, blaugrauen Kalkplatten, die zuweilen in Geoden sich auflösen und hauptsächlich *Pecten discites* Br., daneben auch *Placunopsis ostracina* v. Schl. sp., *Gervillia socialis* v. Schl., *Myophoria vulgaris* Br. und *Ceratites compressus* führen. In der untersten Bank außerdem noch zahlreichere *Terebratula vulgaris* v. Schl. sp. 2 – 2,5 m

Terebratula vulgaris-Kalke.

2. Krystalline Kalksteinbank mit zahlreichen *Terebratula vulgaris* v. Schl. sp. und einzelnen Trochiten erfüllt . . . . . 0,90 m
3. feinschichtige und bröckelige, bräunlichgraue Mergel mit einzelnen dünnen Kalkplatten und Kalkgeoden . . . . . 1 m
4. massige, krystalline, z. T. rostfleckige Kalksteinbänke, die zu oberst ca. 2,5 m hindurch voll erfüllt sind von *Terebratula vulgaris* und durch allmähliche Anreicherung der Trochiten nach unten hin in typischen Trochitenkalk übergehen . . . . . ca. 3 m

Diese von mir als *Terebratula vulgaris*-Kalke bezeichneten Grenzschichten, die ich wegen ihrer mehr oder weniger reichlichen Führung von Trochiten und zum andern wegen der massigen Entwicklung der obersten Grenzbank noch zum Trochitenkalk gestellt habe, klingen in ihrer typischen Ausbildung nach Norden zu in der Gegend von Hameln aus: in den untersten Schichten unmittelbar über dem massigen Trochitenkalk treten zunächst noch Trochiten und *Terebratula vulgaris* mehr oder weniger stark hervor aber es kommt nirgends mehr zu der Entwicklung einer stärkeren Grenzbank als Abschluß dieser Abteilung gegenüber den Tonplatten, sodaß nur faunistisch ein allmählicher Übergang stattfindet, petrographisch dagegen die Grenze mit dem Ende der massigen Ausbildung des Trochitenkalkes zusammenfällt, und es

eine Frage des geologischen Taktes ist, ob man diese untersten Schichten dem Trochitenkalk oder den Ceratitenschichten zurechnen will.

Es ist nun bemerkenswert, daß die *Terebratula* höher hinauf fast vollständig verschwindet, eine Erscheinung, die so ganz im Gegensatz steht zu dem faunistischen Charakter der Ceratitenschichten in Mittel- und besonders in Süddeutschland, wo eine Reihe von Terebratulabänken charakteristische Leithorizonte inmitten der Tonplatten abgeben. Nur an einer einzigen Stelle, in der Wolfsschlucht bei Polle, gelang es mir, zwei dünne Bänkchen mit kleinen und großen Terebrateln unmittelbar übereinander aufzufinden, die aber anscheinend in einem tieferen Niveau als die *Cycloides*-Bank Thüringens auftreten und vielleicht ein Äquivalent der Spiriferina-Bank sein mögen, die ja auch des öfteren zahlreiche Terebrateln führt, im übrigen aber habe ich ein stärkeres Vorherrschen der Terebrateln nirgends beobachtet. Statt dessen sind es drei Bivalven, *Pecten discites*, *Monotis Albertii* und *Placunopsis ostracina*, welche die Tonplatten des Weserberglandes faunistisch am meisten charakterisieren. Von diesen ist der *Pecten discites* die Hauptleitform für den unteren, 20—25 m mächtigen Teil der Tonplatten, während *Monotis Albertii* und *Placunopsis ostracina* nacheinander im oberen Teil vorherrschen. Besonders die *Placunopsis ostracina* zeigt im oberen Teil durchweg eine reiche Entwicklung, doch tritt neben ihr in den tieferen Schichten der Stufe auch die *Monotis Albertii* im allgemeinen so stark auf und waltet in gewissen Bänken so sehr vor, daß die Ausscheidung einer besonderen *Albertii*-Zone neben der *Ostracina*-Zone gerechtfertigt erscheint.

Auf Grund dieser leitenden Bivalven lassen sich die Tonplatten von oben nach unten zergliedern in:

1. *Placunopsis ostracina*-Schichten, 5—10 m
2. *Monotis Albertii*-Schichten, 5—10 m
3. *Pecten discites*-Schichten, 20—25 m.

Natürlich handelt es sich bei diesen Arten genau so wie bei den übrigen Muschelkalkfossilien, die wie z. B. die Terebrateln

zur Kennzeichnung gewisser Horizonte verwandt werden, nicht um Leitfossilien im strengen Sinne des Wortes. Aber auch die wechselnde Häufigkeit bestimmter Fossilien ist als maßgebendes Kriterium für die Stratigraphie zu bewerten und verwenden, sofern dieses nur für ein größeres Gebiet bestehen bleibt. Ich möchte diesen Standpunkt nachdrücklich gegenüber dem Einwande Riedel's vertreten, der allein Ceratiten für maßgebend ansieht und der Tonplattengliederung nach Zweischalern jeden Wert abzusprechen sucht. Der Einwand Riedel's ist mir aber auch aus dem Grunde nicht verständlich, als ich ja in ein und derselben Tabelle neben der Bivalvengliederung auch eine solche nach Ceratiten aufgestellt und beide miteinander verknüpft habe, was Riedel vollständig übersehen haben muß.

Diese Gliederung lautet folgendermaßen:

I. *Ostracina*-Schichten (5—10 m), reich an Fischresten. Lager des *Cer. semipartitus* var. *dorsoplanus* = *Semipartitus*-Schichten
II. *Albertii*-Schichten (5—10 m)
} Lager des *Cer. nodosus* typ.

III. *Discites*-Schichten (ca. 25 m). Lager des *Cer. compressus.*

Bezüglich der Gliederung nach Ceratiten bin ich damit zu einem stratigraphischen Ergebnis gekommen, welches sich im wesentlichen mit der allgemeinen Entwicklung des deutschen oberen Muschelkalks, wie sie uns zuerst durch Philippi[1]) bekannt geworden ist, deckt und welches besagt, daß der *Ceratitus compressus* für den unteren Teil die Leitform bildet, während nach oben hin zunächst *Cer. nodosus* typ. und danach *Cer. dorsoplanus* und evtl. noch *Cer. semipartitus* auftreten.

Eine viel detailliertere Zonengliederung nach Ceratiten ist nun von Riedel aufgestellt worden. Riedel hat die Ceratiten vor allem an der Hand des umfangreichen Materials der Braunschweigischen Technischen Hochschule monographisch neu bear-

[1]) Phillippi, Die Ceratiten des Oberen deutschen Muschelkalks. Paläontol. Abhandl., N. F., IV, 1901.

beitet und neben den bereits bekannten Formen eine Reihe neuer Arten aufgestellt. Nach den von Riedel vor allem in dem Gebiete nördlich des Harzes vorgenommenen Untersuchungen sollen eine größere Anzahl der Ceratiten in ihrer vertikalen Verbreitung so beschränkt sein, daß sie als typische Leitfossilien gelten können und eine speziellere Gliederung der Tonplatten in einzelne Horizonte ermöglichen. Diese detaillierte Gliederung Riedel's lautet folgendermaßen:

III. Obere Ceratiten-Schichten 40—70 m über dem Trochitenkalk
- 3. Zone des *C. dorsoplanus* (?)
- 2. Zone des *C. intermedius*
- 1. Zone des *C. nodosus*

II. Mittlere Ceratiten-Schichten 15—40 m über dem Trochitenkalk
- 3. Zone des *C. spinosus*, 27—40 m
- 2. Zone des *C. evolutus tenuis*, 22—27 m
- 1. Zone des *C. compressus*, 15—22 m

} über dem Trochitenkalk

I. Untere Ceratiten-Schichten, 0—15 m über dem Trochitenkalk
- 3. Zone des *C. robustus*, 12—15 m
- 2. Zone des *C. pulcher*, 6—12 m
- 1. Zone des *C. atavus*, 0—6 m

} über dem Trochitenkalk

So wertvoll nun auch die Riedel'sche Arbeit in paläontologischer Beziehung ist, stratigraphisch vermag ich ihr nicht die Bedeutung zuzuerkennen, die sie auf den ersten Blick zu haben scheint. Zum mindesten dürfte der Riedel'schen Gliederung in dieser detaillierten Form kein allgemeiner Wert zukommen, wie ihn der Autor nach der Übertragung seiner im nördlichen Harzvorlande gewonnenen Ergebnisse auf die Nachbargebiete beansprucht.

Was speziell das uns hier interessierende Wesergebiet in den Kreisen Höxter, Holzminden, Hameln und Pyrmont anbetrifft, so muß ich die Untersuchung nur zweier Aufschlüsse desselben (Steinbrüche bei Hehlen und Daspe), die Riedel mit heranzieht und die auch nur den unteren und mittleren Teil der Ceratitenschichten aufschließen, als zu unzulänglich bezeichnen, um darauf die Verallgemeinerung seiner Beobachtungen zu gründen, und selbst in diesen beiden Aufschlüssen hat Riedel von den in Betracht kom-

menden Leitformen nur einen Teil wirklich festgestellt. Eine nähere Untersuchung der über das Wesergebiet verteilten Aufschlüsse erweist jedenfalls nicht die Richtigkeit der Riedel'schen Gliederung. Die im Laufe der vielen Jahre bei meinen Aufnahmearbeiten gemachte Beobachtung, daß der *Ceratites compressus* die bei weitem häufigste Form für die Hauptmasse der Tonplatten ist, hat sich auch bei dem genaueren Studium der mir schon bekannten, sowie der neueren Aufschlüsse bestätigt: in fast sämtlichen Trochitenkalk-Steinbrüchen, welche die untersten und unteren Tonplattenschichten — in einem Umfange bis zu 5, bezw. 10, bezw. 15 m — mit anschneiden, fanden sich auf den Halden stets auch und zwar meist vorherschend die echten *compressus*-Formen und in den Schichten eines Steinbruches südlich Eilversen (Bl. Schwalenberg), die besonders zahlreich diese Ceratiten-Art führen, zog ich Platten mit *C. compressus* nur $2^1/_2$ m über dem Trochitenkalk aus dem Anstehenden. Allerdings kommen daneben auch Formen mit Binodosus-Skulptur vor, wie *C. pulcher* Ried. und hauptsächlich *C. robustus* Ried., während *atavus* bisher im Wesergebiet noch nicht beobachtet worden ist, und ich will nicht bestreiten, daß diese Arten besondere Horizonte bilden mögen, wenngleich selbst Riedel die *pulcher*-Zone und die *robustus*-Zone nicht scharf voneinander hat trennen können und von einer Vermischung dieser beiden Arten spricht. Überdies sind die genannten binodosen Ceratiten so wenig häufige Formen und vor allem im Anstehenden so überaus selten zu beobachten, daß schon aus diesem Grunde ihr Lager nicht sicher zu umgrenzen ist. Mit ihnen verglichen ist dagegen der *compressus* eine viel häufigere Form und, was vor allem entscheidend ist, er tritt mit den binodosen Formen von unten an zusammen auf, um dann augenscheinlich über ihr Lager hinauszugehen. Höchstens könnte für die alleruntersten, ca. 2 m mächtigen Schichten der *C. atavus* allein leitend sein; doch ist diese Frage noch vollständig offen, da, wie gesagt, der *atavus* bislang noch nicht gefunden worden ist.

Eine Beschränkung des *C. compressus* auf eine 15—22 m über dem Trochitenkalk gelegenen Zone trifft für das Wesergebiet nicht

zu, und durch die gleiche vertikale Verbreitung zeichnet sich der *compressus* auch im Göttinger Leinetal aus, wo er nach freundlicher Mitteilung von Herrn Stille wiederholt nahe der Trochitenkalkgrenze beobachtet ist. Gelegentlich eines Besuches in Göttingen konnte ich selbst im dortigen geologischen Institut eine sowohl den *Cer. compressus* wie einen binodosen Ceratiten, *pulcher* bezw., *robustus* gemeinsam enthaltende Platte in Augenschein nehmen, die dicht über dem Trochitenkalk gefunden war, und in letzter Zeit hat Herr cand. geol. Dietz in Göttingen noch eine ganze Anzahl von *compressus*-Formen aus dem gleichen, tieferen Niveau der Ceratitenschichten der Göttinger Gegend gesammelt und mir freundlichst übermittelt.

Der nach Riedel für die nächstfolgende Zone leitende *Cer. evolutus tenuis* Ried., von *compressus* hauptsächlich durch stärkere Evolution unterschieden, wurde weder von Riedel noch von mir an der Weser festgestellt.

Dagegen scheint der *Cer. spinosus* Phil. auch an der Weser etwas häufiger und vor allem nach meinen neueren Beobachtungen für eine bestimmte Zone leitend zu sein, die im Hangenden der Compressus-Zone die oberste Zone der *Pecten discites*-Schichten bildet, während über ihr dann die *Albertii*-Schichten mit dem *C. nodosus* typ. als leitenden Ceratiten beginnen. In dieser Beziehung folge ich also dem Vorgange Riedel's und schalte nunmehr zwischen der Zone des *nodosus* typ. und derjenigen des *compressus* eine besondere Zone des *C. spinosus* ein, die schätzungsweise einen Umfang von ca. 5 m besitzen dürfte. Besonders instruktiv für diesen Teil der Ceratitenschichten ist das durch den Erweiterungsbau der Bahnhofsanlage von Hameln entstandene Profil (vergl. weiter unten S. 237), das die höheren Ceratitenschichten von der *Spinosus*-Zone aufwärts und darüber auch noch den unteren Teil des Kohlenkeupers enthält. Gelegentlich scheint der *C. spinosus* auch noch in die höher folgenden *Albertii*-Kalke mit *C. nodosus* typ. hinaufzugehen, wofür ein Fund am Wesersteilhange bei Polle sprechen könnte, während mit dornförmigen Außenknoten versehene Ceratiten, die ich in einigen wenigen, schlecht

erhaltenen Exemplaren in tieferen Schichten beobachtet habe, wohl dem *Cer. armatus* Phil. zuzurechnen sein dürften.

Obere Ceratitenschichten.

Durch das stärkere Hervortreten der *Monotis Albertii* und *Placunopsis ostracina*, sowie das Neuerscheinen des *Ceratites nodosus* typ. und der hochmündigen Ceratiten-Formen sind die oberen Ceratitenschichten gegenüber den unteren, den *Discites*-, bzw. *Spinosus*- und *Compressus*-Schichten, faunistisch hinreichend charakterisiert. Diese obere Stufe der Tonplatten ist an einer größeren Anzahl von Stellen in mehr oder weniger großem Umfange aufgeschlossen, die ich zumeist erst in den letzten Jahren kennen gelernt habe. Sie bietet sowohl in faunistischer wie petrographischer Beziehung eine Reihe wichtiger Kriterien und Vergleichspunkte mit der mittel- und süddeutschen Entwicklung, die deshalb eine nähere Behandlung rechtfertigen. Es sollen zunächst einige maßgebende Profile beschrieben werden:

Mergelbruch westlich Bremerberg (Bl. Schwalenberg).

Unterer Lettenkohlensandstein.

1. Graue und graugrüne, z. T. verhärtete und sandige Tone abwechselnd mit gleichfarbigen, dünnplattigen Tonquarzen, in der Mitte mit einer 15—20 cm starken Lage gelblichgrauer Mergel und dolomitischer Platten 1,5 m

Ceratitenschichten.

a) Dolomitische Grenzschichten.

2. Graue und gelblichgraue bröckelige Mergel und Schiefertone mit stellenweise eingelagerten dünnen dolomitischen, bezw. dolomitisch-sandigen Platten von gelblichgrauer und bräunlichgrauer Farbe, die Fischreste und *Lingula* führen . . . . . 2,1 m
3. Bonebedbank: krystallin-dolomitisches Bänkchen, reich an Fischresten, gelegentlich auch von einer Muschelbreccie durchsetzt, in der *Placunopsis ostracina*, *Monotis Albertii*, sowie Gervillien und Myophorien zu erkennen sind . . . . . 0,10—0,20 m
4. Graue und gelblichgraue dolomitische Mergel und Tone mit Estherien und *Myophoria pes anseris* . . . . . ca. 3,50 m

b) *Ostracina*-Platten.

Mergel und Tone wie oben mit dünnen, in einzelne Stücke und Knollen sich auflösenden grauen Kalkplatten, vorherrschend *Placunopsis ostracina*, daneben *Monotis Albertii*, *Pecten discites*, *Gerv. socialis*, *Myophoria simplex*, *Cer. dorsoplanus* (1 Exemplar) . . . . . 0,5—1 m

Mergelbruch südlich Hohehaus (Bl. Schwalenberg),

Unterer Lettenkohlensandstein (unterste Schicht).

Graugrüne sandige Tone abwechselnd mit Tonquarzen . . . 0,3 m

Ceratitenschichten.

a) Dolomitische Grenzschichten.

1. Schwärzlichgraue Schiefertone und gelblichgraue dolomitische Mergel mit einzelnen dünnen dolomitischen, bezw. dolomitisch-sandigen Platten die z. T. reich an Fischresten sind, daneben auch Lingulen und *Myophoria pes anseris* führen . . . . . ca. 2 m
2. Bonebedbank: grauer und bräunlich zersetzter, z. T. konglomeratischer dolomitischer Kalk mit vielen Fischresten und stellenweise auch Muschelbreccie . . . . . 0,10—0,15 m

Darunter folgt ca. 6 m tiefer aufgeschlossen

c) *Ostracina*-Bank.

Blaugrauer, fein krystalliner Kalk mit *Placunopsis ostracina* (vorherrschend) und *Monotis Albertii* . . . . . 0,3 m

Steinbruch nördlich des Friedhofs von Ottenstein (Bl. Ottenstein).

a) Dolomitische Grenzschichten.

1. Bräunlichgraue Tone . . . . . 0,25 m
2. Grauer. z. T. bräunlich angewitterter sandig-dolomitischer Kalk mit zahlreichen *Placunopsis ostracina*, sehr selten mit *Monotis Albertii* . 0,1 m

b) *Ostracina*-Platten.

3. Dunkel- und bräunlichgraue Tone, zu oberst mit dünnen kalkigen Sandsteinlagen, im übrigen mit eingelagerten, in einzelne Geoden vielfach aufgelöste Kalke, die von bräunlichen, sandig-dolomitischen Mergelschnüren umkleidet und durchzogen werden. Auftreten von *Cer. nodosus* typ. und *dorsoplanus* . . . . . 0,6 m
4. Kalkbank (wie oben), stellenweise in seiner unteren Hälfte reich an *Placunopsis ostracina*, selten *Monotis Albertii*. . . . . 0,15 m
5. Wechselfolge von dunkelgrauen Tonen und dichten, blaugrauen, bis 10 cm dicken Kalken, die in ihrer Mächtigkeit ab- und zunehmen und nicht selten auch in einzelne Stücke sich auflösen, vielfach von bräunlichen, sandig-dolomitischen Mergelschnüren umkleidet und durchzogen, die oft Fischreste führen und außen zu einem mürben Gestein zersetzt sind. Auftreten von *Ceratites nodosus* typ. und *intermedius* 0,7 m

c) *Ostracina*-Bank.

6. Harte, blaugraue, knorpelige Kalkbank, von rostbraun verwitterten, sandig-dolomitischen Mergelschnüren durchzogen, die jedesmal eine stark höckerige Schichtfläche bilden und oft zahlreiche Fischreste (Schuppen, Stacheln und Zähne von *Acrodus lateralis*) führen. Der Kalk ist reich an *Placunopsis ostracina* und *Monotis Albertii*. Außerdem *Cer. nodosus* typ. . . . . 0,5 m

Hohlweg westlich Großenberg (Bl. Pyrmont).

Unterer Lettenkohlensandstein (Unterste Schicht).

Graue, z. T. sandige Schiefertone in Wechsellagerung mit grauen Tonquarzen. *Anopl. lettica, brevis, Myoph. transversa* . . . . . ca. 2 m

Ceratitenschichten.

a) Dolomitische Grenzschichten.

1. Graue Schiefertone und gelblichgraue bis bräunliche dolomitische Mergel mit einzelnen Lagen dolomitischer und dolomitisch-sandiger Kalke, die z. T. stark krystallin und meist gelblich oder bräunlich angewittert sind. Unter diesen tritt ca. 2 m unter der Oberkante ein ca. 0,30 m starkes, hochkrystallines Bänkchen besonders hervor, das zahlreiche Fischreste, sowie *Placunopsis ostracina*, *Myophoria simplex* und *pes anseris* enthält (= Bonebedbank) . . . . . 5—6 m

b) *Ostracina*-Platten.

2. Graue und schwärzlichgraue Schiefertone mit einzelnen grauen Kalkbänkchen und Kalkplatten. Fossilien: oben noch Fischreste, sonst vorherrschend *Placunopsis ostracina*, daneben *Monotis Albertii* und *Pecten discites*, *Gervillia socialis*, *Myophoria pes anseris*, sowie *Ceratites intermedius* (1 Exemplar) . . . . . 2,5—3 m

c) *Ostracina*-Bank.

3. Harte, blaugraue Kalkbank, zusammengesetzt aus einzelnen, unregelmäßigen Schnüren von dichtem und krystallinem Kalk. Letztere enthalten an Fossilien hauptsächlich *Placunopsis ostracina*, sodann auch *Monotis Albertii* und Fischreste . . . . . 0,35 m

d) *Albertii*-Schichten.

4. Schwärzliche und gelblichgraue Letten und Mergel, abwechselnd mit dünnen Kalkbänkchen, die hauptsächlich *Placunopsis ostracina*, seltener *Monotis Albertii* und von Ceratiten *Ceratites nodosus* typ. führen . ca. 2 m
5. *Albertii*-Bank. Aus unregelmäßigen Lagen von dichtem und krystallinem Kalk bestehende Bank, in der neben der *Placunopsis ostracina* *Monotis Albertii* stark hervortritt und meist vorherrscht . . . 0,4—0,45 m
6. Graue Letten und Mergel mit einzelnen Kalkplatten und dünnen Kalkbänkchen, die *Monotis Albertii* und *Placunopsis ostracina* führen 1—2 m

Mergelgrube am westlichen Ausgange von Baarsen (Bl. Pyrmont).

Unterer Lettenkohlensandstein (unterste Schicht).

Wechselfolge grauer bis grünlichgrauer, mehr oder weniger sandiger Tone und dünnschichtiger, kieseliger Sandsteine bezw. Tonquarze. *Anopl. lettica, brevis* und *Myophoria transversa* . . . . . 2 m

Ceratitenschichten.

a) Dolomitische Grenzschichten.

1. Grünlichgraue Schiefertone, reich an *Estheria minuta* und *Lingula tenuissima* . . . . . 0,80 m

2. Graue Schiefertone und bräunlich zersetzte dolomitische Mergel mit einzelnen dünnen, vielfach stark mulmig zersetzten dolomitischen und dolomitisch-sandigen Platten, die z. T. voll von Fischresten . . . 1,5 m
3. Bonebedbank: dolomitische Kalke in zwei Bänken, hochkrystallin, z. T. mulmig zersetzt mit vielen Fischresten, sowie *Pl. ostracina*, *Gervillia socialis*, *Myophoria pes anseris* . . . . . 0,35 m

Bahneinschnitt am Bahnhof Hameln.

Unterer Lettenkohlensandstein.

Grünlichgraue bröckelige Tone, z. T. stärker, tonquarzartig verhärtet und mit dichten, plattigen Tonquarzen wechsellagernd . . 3,6 m

Ceratitenschichten.

a) Dolomitische Grenzschichten.

1. Schwärzlichgraue, zuweilen auch bräunliche, meist geschieferte Tone und ihnen eingeschaltet einzelne durchweg braun zersetzte dolomitische und dolomitisch-sandige Kalke, die gelegentlich reich an Fischresten sind und einzelne *Myophoria pes anseris* enthalten . . . ca. 3 m
2. Bräunliche und bräunlichgraue Mergel mit einzelnen, teils frischen, blaugrauen, teils bräunlich zersetzten dolomitischen Kalkplatten, die gelegentlich Fischreste führen . . . . . ca. 3 m

b) *Ostracina*-Platten.

3. Graue und bräunlichgraue Mergel und Tone in Wechsellagerung mit blaugrauen Kalkplatten und Kalkbänkchen, die hauptsächlich *Placunopsis ostracina* führen und in gewissen Lagen auch reich an *Gervillia socialis* und *Pecten discites* sind. Von Ceratiten *C. intermedius* in 1 Exemplar beobachtet . . . . . 1,4 m
4. Schwärzlichgraue Schiefertone und Mergel mit vereinzelten dünnen Kalklagen . . . . . 1,25 m

c) *Ostracina*-Bank.

5. Knorpelige, teils dichte, teils feinkrystalline Kalkbank mit zahlreichen *Pl. ostracina* und vereinzelten *Monotis Albertii* . . . . . 0,5—0,25 m

d) *Albertii*-Schichten.

6. Graue und schwärzlichgraue Mergel und Schiefertone mit einzelnen Kalkplatten, die zahlreiche *Cer. nodosus* typ. führen . . . . . 1,9 m
7. *Albertii*-Bank. Knorpelige, stark krystalline Kalkbank, reich an *Monotis Albertii*, daneben auch *Placunopsis ostracina* . . . . 0,4—0,5 m
8. Graue und schwärzlichgraue Mergel und Schiefertone mit einzelnen meist fossilleeren Kalkplatten. Nur hin und wieder *Monotis Albertii* und *Placunopsis ostracina* . . . . . ca. 5 m

e) *Discites*-Schichten (Obere Zone mit *Cer. spinosus* Phil.).

Wechselfolge grauer Letten und Mergel, sowie dichter Kalkplatten und dünner krystalliner Kalkbänkchen, die hauptsächlich *Pecten discites*, daneben zuweilen auch *Gervillia socialis*, *Myophoria simplex* und von Ceratiten *Cer. spinosus* führen . . . . . ca. 5 m

Die Gesteinsentwicklung der oberen Tonplatten weist gegenüber den unteren insofern einen merklichen Unterschied auf, als die gleichmäßige Wechsellagerung der Kalkplatten und Letten, wie sie für die Hauptmasse der Abteilung bezeichnend ist, im oberen Teile nach und nach verschwindet und stattdessen die tonige Fazies mehr und mehr die Oberhand gewinnt, bis sie schließlich in den hangendsten Schichten weit vorherrscht und die Kalke, bezw. Dolomite nur noch in untergeordnetem Maße als einzelne Bänke und Platten einschließt.

Neben dieser tonigen Ausbildung macht sich in der hangendsten Zone zum ersten Mal eine dolomitische Fazies[1]) und in Verbindung damit zumeist ein höherer Eisengehalt der Gesteine geltend, denen zufolge diese oberste Zone, die ich als »dolomitische Grenzschichten« bezeichnen möchte, sich schon äußerlich durch die braune Verwitterung, bezw. Anwitterung der Gesteine von den tieferen Schichten schärfer abhebt. Dazwischen finden sich zwar noch ab und zu auch reinere Kalke, doch sind diese im allgemeinen in der Minderheit und dann meist nur noch als kleine Kalkknollen vereinzelt entwickelt. Und schließlich als besonders deutliches Kennzeichen der allmählichen Verflachung des Muschelkalkmeeres gesellt sich dann auch noch bisweilen ein gewisser Sandgehalt der Schichten hinzu, wie er in der sporadischen Ausbildung dünnschichtiger Kalksandsteinplatten oder dolomitisch-sandiger Lagen als erstes Anzeichen der danach einsetzenden allgemeinen Sandsteinfazies des Unteren Lettenkohlensandsteins in Erscheinung tritt.

Eine weitere Gliederung der oberen Ceratitenschichten ist durch die Entwicklung der *Ostracina-* und *Albertii*-Bank in den

---

[1]) Zwei im Laboratorium der Geologischen Landesanstalt angefertigte Analysen von Gesteinsproben der dolomitischen Grenzschichten aus der Gegend von Fürstenau (Bl. Schwalenberg) und Sabbenhausen (Bl. Pyrmont) ergaben:

	I	II
$CaCO_3$	56,97	52,75 %
$MgCO_3$	34,60	32,38 »

Es handelt sich also danach zwar nicht um reine Dolomite, aber doch um stark dolomitische Kalke, die einem Dolomit sehr nahe kommen.

tieferen Schichten gegeben, zweier bis $^1/_2$ m starker Kalkbänke, die die mächtigsten Bänke unserer gesamten Tonplatten darstellen und die geradezu als Leitschichten für das untersuchte Gebiet angesehen werden können. Während die *Ostracina*-Bank die für die obere Stufe der Tonplatten, einschließlich der dolomitischen Grenzschichten, leitende *Placunopsis ostracina* in besonders großer Anhäufung enthält, macht sich in ihrem Liegenden neben der *Placunopsis* die *Monotis Albertii* mehr und mehr bemerkbar, die dann in der um ca. 2 m tiefer gelegenen Leitbank, der *Albertii*-Bank, im allgemeinen gegenüber der ersteren vorherrscht und diese Bank besonders kennzeichnet. Es kommt zuweilen auch wohl vor, daß die übrigen Kalke der *Albertii*-Zone ziemlich fossilarm sind und die *Monotis Albertii* dann im wesentlichen auf die Hauptbank beschränkt ist, wie es z. B. das Profil des Hamelner Bahneinschnittes auf S. 237 zeigt. Da die stärkere Entwicklung der *Placunopsis ostracina* im allgemeinen mit der *Ostracina*-Bank einsetzt und darunter die *Monotis Albertii* mehr und mehr in Erscheinung tritt, so stelle ich die genannte Bank an die Basis der *Ostracina*-Schichten. Im Gegensatz zu der *Ostracina*-Bank nenne ich die über ihr bis zu Beginn der dolomitischen Grenzschichten in einer Mächtigkeit von 1,5—3 m entwickelte Schichtenfolge von Kalkplatten, Kalkbänkchen und Letten die »*Ostracina*-Platten«. Es gliedern sich danach die oberen Ceratitenschichten in folgender Weise:

I. *Ostracina*-Schichten, 5—10 m
   a) Dolomitische Grenzschichten, 3—6 m
   b) *Ostracina*-Platten, 1,5—3 m
   c) *Ostracina*-Bank, 0,3—0,5 m

II. *Albertii*-Schichten, 5—10 m
   etwa 2 m unter der Oberkante
   mit der *Albertii*-Bank, 0,3—0,5 m.

Neben den leitenden Zweischalern *Placunopsis ostracina* und *Monotis Albertii* treten in den oberen Tonplatten auch noch *Gervillia socialis*, *Myophoria simplex* und *Myophoria pes anseris* gern auf, und zwar die ersteren beiden vor allem in der Zone der

Ostracina-Platten, während die *Myophoria pes anseris* die dolomitischen Grenzschichten zuweilen auszeichnet. Zwischendurch taucht auch der für die unteren Tonplatten leitende *Pecten discites* wieder auf und kann gelegentlich in gewissen Lagen, wie z. T. innerhalb der *Ostracina*-Platten des Hamelner Bahneinschnittes (vergl. S. 237) sogar dominieren. Die dolomitischen Grenzschichten sind weiter noch faunistisch durch *Lingula*-Platten charakterisiert, bräunliche dolomitische Platten vollbedeckt mit Schalen von *Lingula tenuissima* und *Zenkeri*, die besonders gern unmittelbar unter dem Unteren Lettenkohlensandstein entwickelt sind, sodann durch die kleinen Schälchen der *Estheria minuta*, die sich vorzugsweise in den tonigen Schichten finden, und schließlich durch zahlreiche Fischreste in Gestalt von Zähnen, Schuppen, Flossenstachel und Koprolithen; unter den bestimmbaren Fischresten sind Schuppen von *Gyrolepis Albertii* und Zähne von *Acrodus lateralis* bei weitem vorherrschend. Schon in den tieferen Schichten, vor allem in den *Ostracina*-Platten, machen sich diese Fischreste oft bemerkbar, um dann in den festeren Bänken der dolomitischen Grenzschichten besonders hervorzutreten und sich in ihnen nicht selten bonebedartig anzureichern. Bairdien, die für diese Grenzschichten in Süddeutschland des öfteren bezeichnend sind, habe ich trotz eifrigen Suchens bislang nicht gefunden. Umso bemerkenswerter ist der in der Literatur schon mehrfach erwähnte Fund von Bairdien durch Carthaus[1]) in dem westfälischen Gebiet von Holzhausen bei Nieheim, also unweit der von mir näher untersuchten Gegend von Bremerberg und Eilversen, aus der die oben angeführten Profile stammen. Ich habe die Lokalität von Holzhausen selbst aufgesucht und gleichfalls in den dort jetzt anstehenden Schichten dicht unter dem Unteren Lettenkohlensandstein Bairdien, wenn auch von schlechter Erhaltung, festgestellt. Aus ihrer Lage gegenüber dem Unteren Lettenkohlensandstein geht ohne weiteres hervor, daß es sich um die dolomitischen Grenzschichten handelt. Etwas tiefer, aber augenscheinlich noch innerhalb derselben Stufe

[1]) Carthaus, Mitteilungen über die Triasformation im nordöstlichen Westfalen. Inaug. Diss. Würzburg 1886, S. 46—48.

liegen dann die »Bairdienkalke« von Carthaus, und ungefähr demselben Niveau mögen die neuerdings von Naumann[1]) in der Gegend von Rinteln bei Heidelbeck beobachteten Estherien- und Bairdientone angehören. In seinem »Bairdienkalk« hat übrigens Carthaus außer den Bairdien noch eine kleine Fauna festgestellt, die in sofern besonders interessant ist, als sie neben den für diesen Horizont bezeichnenden Fischresten, *Lingula* und *Placunopsis ostracina* auch bereits einige Kohlenkeuperformen, wie *Anoplophora brevis* und *Myophoria transversa*, enthält. Durch dieselbe Eigentümlichkeit sind nach meinen früheren Ausführungen[2]) die dolomitischen Grenzkalke in der Göttinger Gegend zwischen Geismar und Diemarden ausgezeichnet. Auch diese führen eine aus Muschelkalkformen und Keuperformen zusammengesetzte Mischfauna, von denen *Placunopsis ostracina*. *Myophoria pes anseris*, *Myophoria transversa*, *Goldfussi*, *Struckmanni* und *Anoplophora lettica* besonders genannt sein mögen. *Myophoria transversa* allein habe ich dann noch zusammen mit typischen Muschelkalkfossilien beim Forsthaus Bröken in der Gegend von Holzminden gefunden, und in neuster Zeit hat Naumann[3]) in den »ockerigen Grenzkalken« bei Heidelbeck unweit Rinteln *Anoplophora* und *Myophoria transversa* beobachtet. An allen übrigen Stellen des Weser-Leinegebietes treten aber die Kohlenkeuperfossilien, zumal die Anoplophoren erst mit Beginn des Unteren Lettenkohlensandsteins in Erscheinung.

Was die Ceratiten anbetrifft, so scheint nach dem einen Fund an der Wolfsschlucht bei Polle zu urteilen, der *Cer. spinosus* gelegentlich noch in die *Albertii*-Schichten hinaufzugehen. Die Hauptform in dieser Zone ist aber nach den bisherigen Beobachtungen der *Ceratites nodosus* typ. Auch in der *Ostracina*-Bank ist der *Ceratites nodosus* typ. bislang allein gefunden worden, während er in den *Ostracina*-Platten zusammen mit *Ceratites intermedius*

---

[1]) Naumann, a. a. O. S. 570.

[2]) Grupe, Der Untere Keuper im südlichen Hannover. v. Koenen, Festschrift, 1907, S. 70—71.

[3]) Naumann, a. a. O., S. 570.

und *dorsoplanus* vorkommt. Die 1,5—3 m mächtigen *Ostracina*-Platten haben sich verschiedentlich als das gemeinsame Lager der 3 Ceratiten erwiesen, ohne daß sich aber innerhalb der Zone eine ausgesprochene Sonderung der Ceratiten etwa in der Reihenfolge *nodosus — intermedius — dorsoplanus* bemerkbar macht. Hervorheben möchte ich dabei, daß, worauf auch schon Benecke[1]) hingewiesen, die zwischen *nodosus* typ. und *dorsoplanus* vermittelnden *intermedius*-Formen verschiedene Unterarten in sich schließen und daß ebenso auch der *dorsoplanus* noch in mehrere Formen zu zerlegen sein dürfte.

Das gemeinsame Auftreten von *Ceratites nodosus* typ., *intermedius* und *dorsoplanus* in den *Ostracina*-Platten veranschaulicht sehr schön das Profil des Steinbruches nördlich Ottenstein, in dem ich sämtliche Ceratiten anstehend gefunden habe, und hiermit in Übereinstimmung stehen auch die Beobachtungen an anderen Aufschlüssen der Ottensteiner Hochebene (Wasserleitungsgraben bei Ovelgönne, Aufschlüsse in Baarsen und südlich des Ortes), nach denen die drei Ceratiten in ein und derselben Schichtenfolge oder in ein und derselben Bank sich finden. Es sind also Zonen-Ceratiten nur in dem einschränkenden Sinne, daß der *C. nodosus* typ. zwar zunächst den unteren Teil der oberen Ceratitenschichten, die *Albertii*-Schichten und vielleicht auch noch die *Ostracina*-Bank allein beherrscht, daß er aber in der höheren Zone der *Ostracina*-Platten von den neu erscheinenden *Cer. intermedius* und *dorsoplanus* nicht eigentlich abgelöst wird, sondern neben diesen auch noch durch die ganze Schichtenfolge bestehen bleibt; sogar in ihrer obersten Grenzbank an der Basis der dolomitischen Grenzschichten habe ich im Orte Baarsen neben den allerdings vorherrschenden *dorsoplanus*-Formen auch noch einen echten *nodosus* typ. beobachtet. Mit dem Beginn der dolomitischen Grenzschichten hat dann aber in unserem Gebiet die Entwicklung der Ceratiten überhaupt ihren Abschluß erreicht. Im Gegensatz zu dem Ceratitenreichtum der *Ostracina*-Platten sind die dolomitischen Grenzschichten nach den

[1]) Benecke, Über das Auftreten der Ceratiten in dem elsaß-lothr. Oberen Muschelkalk. Zentralbl. f. Min. 1911, S. 593 ff.

bisherigen Feststellungen vollkommen frei von Ceratiten. Es dürfte diese Ceratiten-Armut der obersten Tonplattenschichten eine Folge der durch die dolomitische Fazies angezeigten starken Verflachung des Muschelkalkmeeres sein, die das letzte Stadium der Ceratiten-Entwicklung, die Herausbildung der *Semipartitus*-Typen, verhindert hat, welche ja tatsächlich dem gesamten Weser-Leinegebiet nördlich dem Meißner fehlen, eine Erscheinung, die wir übrigens auch aus dem süddeutschen Muschelkalk kennen, in dem gleichfalls mit Eintritt der Dolomitfazies sofort auch die Entwicklung der Ceratiten nachläßt. Es besteht danach kein Zweifel, daß die dolomitischen Grenzschichten als das Äquivalent des *Semipartitus*-Lagers ob mit oder ohne die nächst älteren *Dorsoplanus*-Formen anzusehen sind, d. h. zu Beginn dieser Periode dürfte unter günstigeren Lebensbedingungen der *Semipartitus* zusammen mit dem *Dorsoplanus* gelebt haben, um dann nach Absterben des *Dorsoplanus* allein zu dominieren.

Eine strenge Scheidung der oberen Tonplatten in einen *Nodosus*-, *Intermedius*-, *Dorsoplanus*-, bezw. *Semipartitus*-Horizont wie sie Riedel in seiner Gliederungstabelle kurz anführt — spezielle Untersuchungen über die oberen Ceratitenschichten hat er anscheinend nicht angestellt — liegt also in unserem Gebiete nicht vor. Meine Beobachtungen bestätigen vielmehr auch für diesen Teil der Ceratitenschichten unsere bisherige, vor allem auf Grund der Untersuchungen der süddeutschen Autoren gewonnene Auffassung, daß die Ceratiten keine strengen Leitfossilien nach Art der Jura-Ammoniten sind und hier wie dort vielfach gemeinsame Lager einnehmen. Den neueren Standpunkt Stolley's[1]) über die Bedeutung der Ceratiten als Leitfossilien für eine detailliertere Zonengliederung des oberen Muschelkalkes kann ich in diesem Maße jedenfalls nicht teilen. Dazu kommt die verhältnismäßig große Seltenheit dieser Ammonitengattung, die eine speziellere Gliederung auf Grund ihrer verschiedenen Arten an sich schon erschwert. Wirklich häufigere Arten sind an der Weser nur *Cer. compressus*, *nodosus* typ.

[1]) Stolley, Über einige Ceratiten des deutschen Muschelkalks. Jahrb. d Kgl. Geol. Landesanst. f. 1916, I, S. 136 ff.

und *dorsoplanus*. Erscheint es somit schon gewagt, nach einzelnen Funden das Lager des betreffenden Ceratiten genau festlegen zu wollen, so muß ich es als eine Unmöglichkeit bezeichnen, derartige vermeintliche Ceratiten-Horizonte bei der Kartierung im Felde zu erkennen und auszuscheiden, wie dies Stolley vorschlägt.

Vergleich mit der thüringischen und süddeutschen Entwicklung.

Ich habe oben schon kurz angedeutet, daß den leitenden Bivalven, nach denen ich die Ceratiten-Schichten gegliedert habe, auch über das untersuchte Gebiet hinaus eine maßgebende Bedeutung für die Stratigraphie dieser Abteilung des Muschelkalks zukommt. In dem unterhalb Hameln gelegenen Wesertal hat Naumann[1]) bei Rinteln die gleiche Gliederung in *Discites-*, *Albertii-* und *Ostracina*-Schichten vorgenommen, während er über das Auftreten der Ceratiten bei ihrer großen Seltenheit keine exakten Beobachtungen machen konnte. Im Vorlande der Egge treten nach Stille die *Albertii*-Schichten vor allem in der Gegend von Peckelsheim auf. Allerdings beschreibt Stille[2]) diese *Albertii*-Kalke aus den obersten Tonplatten, da er die hangenden *Ostracina*-Schichten, soweit sie als Dolomite und Ockerkalke entwickelt sind, schon zum Kohlenkeuper zieht, ein Umstand, den Benecke[3]) bei seiner Erwähnung gerade dieses Vorkommens, das ihm die Horizontbeständigkeit meiner *Albertii*-Schichten in Frage zu stellen scheint, nicht beachtet hat. Bei meinen Aufnahmearbeiten in der Hildesheimer Gegend auf den Blättern Lamspringe und Bockenem habe ich die gleichen Beobachtungen über die Verteilung der genannten Bivalven innerhalb der Ceratitenschichten gemacht, und auch in der Göttinger Gegend scheint der *Pecten discites* für die unteren Tonplatten die Hauptleitform zu sein, während die *Placunopsis ostracina* wiederum die dolomitischen Grenzkalke[4]) charakterisiert.

---

[1]) Nach frdl. Mitteilung., vgl. auch Naumann a. a. O. S. 565 ff.
[2]) Erläuterungen zu Blatt Peckelsheim.
[3]) Benecke, a. a. O. S. 68.
[4]) Grupe, Der Untere Keuper im südlichen Hannover. a. a. O, S. 7.

Weiter nach Süden zu folgt das in der Literatur schon mehrfach zitierte Profil vom Abhange des Meißner, das neuerdings auch G. Wagner wieder erwähnt. Es ist vor allem dadurch bekannt, daß hier zum ersten Mal der echte *Cer. semipartitus* auftritt, und zwar nach Philippi[1]) in den höchsten Grenzschichten allein, in den darunter gelegenen Schichten zusammen mit *Cer. dorsoplanus*. Ich kenne das Profil vorläufig nicht aus eigener Anschauung und behalte mir vor, darauf zurückzukommen, da ich vermute, daß es wichtige Anhaltspunkte für einen Vergleich der einzelnen Horizonte der Ceratitenschichten des Wesergebietes und des Thüringer Landes geben dürfte.

Diese thüringische Entwicklung, deren Kenntnis wir vor allem den Arbeiten R. Wagner's und E. Naumann's, sowie den neueren vergleichenden Untersuchungen G. Wagner's verdanken, weist gegenüber den Ceratitenschichten des Wesergebietes schon bemerkenswerte Unterschiede auf. Der *Pecten discites* ist zwar auch in Thüringen im allgemeinen die eigentliche Leitform für die Hauptmasse des unteren Teils der Tonplatten, nur zu unterst sind nach R. Wagner noch besondere Gervillien-Platten vorhanden, die in unserem Gebiet in diesem Horizont fehlen. Im oberen Teil der Tonplatten dagegen scheinen nach den bisherigen Untersuchungen die für das Weserbergland so bezeichnenden *Monotis Albertii* und *Placunopsis ostracina* nicht mehr in dem Maße hervorzutreten. Auch in Süddeutschland ist der *Pecten discites* im unteren Teil der Tonplatten eine häufige Form, und ebenfalls wird die *Placunopsis ostracina* in der Literatur des öfteren als eine zumal in den Gervillienkalken und Terebratelnschichten weit verbreitete, gelegentlich sogar massenhaft auftretende Art angeführt. Aber im allgemeinen scheinen doch die Terebrateln die größere Rolle zu spielen und in südlicher, bezw. südöstlicher Richtung immer mehr an Bedeutung zuzunehmen. Es bildet sich auf diese Weise, wie das neuerdings G. Wagner durch seine vergleichenden Untersuchungen festgestellt hat, von Thüringen

[1]) Philippi, a. a. O., S. 32.

aus nach Süden zu immer mehr der durch Terebrateln charakterisierte Typus der süddeutschen Entwicklung heraus, bei dem in der Reihenfolge von unten nach oben die Cycloidesbank, die Bank der kleinen Terebrateln und schließlich die Terebratelschichten ausgeprägte Leithorizonte abgeben.

Bei dieser so verschiedenen Entwicklung ist ein Vergleich der norddeutschen und süddeutschen Tonplattenhorizonte mittels der Bivalven und Terebrateln sehr erschwert, wie dies auch G. Wagner erkannt hat, der wohl die charakteristischen süddeutschen Bänke in das östliche Thüringen hinein verfolgen konnte, darüber hinaus aber seine Gliederung nicht durchzuführen vermochte. Wir müssen daher nach einem anderen Hilfsmittel für die Parallelisierung Ausschau halten, und das scheinen mir die Ceratiten zu sein. Sind diese auch im allgemeinen nicht strenge Leitformen für engere Horizonte, so sind doch die häufigeren Arten unter ihnen entweder für größere Schichtenfolgen bezeichnend oder aber es ist auch ihr gemeinsames Vorkommen für die betreffenden Horizonte charakteristisch genug, um diese über weitere Gebiete hinweg miteinander in Beziehung zu bringen. Da nun sowohl in Süddeutschland wie im Wesergebiet über das Auftreten der Ceratiten exaktere Beobachtungen vorliegen, wie sie in der vergleichenden Profiltabelle zum Ausdruck gebracht sind, so möchte ich versuchen, daraufhin eine Parallelisierung vorzunehmen.

Beginnen wir mit der Grenze gegen Trochitenkalk, so lehrt uns das Auftreten des *Ceratites compressus* die bekannte und auch sonst schon gewürdigte Tatsache, daß diese Grenze von den verschiedenen Geologen nicht gleichmäßig gezogen wird. In Nord- und Mitteldeutschland beginnen nämlich die Tonplatten mit dem ersten Erscheinen der Ceratiten, mag es sich nun um echte *Compressus*- Formen oder um solche mit binodoser Skulptur handeln, und diese Grenze ist im allgemeinen auch petrographisch durch den Gegensatz zwischen dem massigen Trochitenkalk und den abwechselnden Letten und Kalkplatten der Ceratitenschichten recht scharf; nur in den oben aus dem Wesergebiet näher beschriebenen Fällen der stärkeren Ausbildung der sog *Terebratula*

vulgaris-Kalke an der Oberkante des Trochitenkalks, in denen ich Ceratiten bislang noch nicht beobachtet habe, geht der Übergang der einen Fazies in die andere mehr allmählich vor sich. Im Gegensatz hierzu wird in Süddeutschland der untere Teil der *Cer. compressus* enthaltende Kalke bis zur Spiriferina-Bank noch zum Trochitenkalk gerechnet, da sie daneben noch mehr oder weniger reichlich Trochiten führen und z. T. noch als dicke Werksteinbänke entwickelt sind. Der auf diese Weise durchschnittlich 30 m mächtige, also 3 mal so starke süddeutsche Trochitenkalk dürfte danach in seinem oberen Teil unseren unteren Ceratitenschichten entsprechen. Es wird dies besonders bewiesen durch die *Spiriferina fragilis*-Bank, die wie in Süddeutschland so auch in Thüringen vorhanden ist, hier aber inmitten der *Discites*-Schichten der Tonplatten auftritt. Die *Discites*-Schichten reichen bis zur Cycloides-Bank Thüringens, die im Wesergebiet bisher nicht beobachtet worden ist. Innerhalb der *Discites*-Schichten bildet an der Weser der *Cer. spinosus* gegenüber den unteren, weit mächtigeren *Compressus*-Schichten eine selbständige, obere Zone, während in Süddeutschland nach G. Wagner die entsprechenden Schichten durch *Cer. spinosus* und *compressus* gemeinsam charakterisiert werden. Die Richtigkeit dieser Beobachtungen vorausgesetzt, würde also dort der *Cer. compressus* noch höher hinaufreichen als bei uns.

Vergleichen wir nun weiter die oberen Tonplatten in unserem und im fränkisch-schwäbischen Gebiete mit einander, so ist es besonders eine Schichtenfolge, die durch dieselbe Ceratiten-Gemeinschaft gekennzeichnet wird, nämlich die *Ostracina*-Platten der Weser und die süddeutschen Gervillien-Kalke, die beide die drei Ceratiten *nodosus* typ., *intermedius* und *dorsoplanus* gemeinsam führen und die sich infolgedessen im wesentlichen entsprechen dürften. Die Übereinstimmung beider Horizonte wird noch dadurch vervollständigt, daß gerade die *Ostracina*-Platten in mehreren Lagen ebenfalls durch zahlreiche und große Exemplare der *Gervillia socialis* charakterisiert sind. Zwar sind die *Ostracina* Platten viel geringer an Umfang, nur 1,5—3 m mächtig, aber

nach den Feststellungen G. Wagner's sind die in Süddeutschland 10—12 m mächtigen Gervillien-Kalke in Thüringen auch nur noch ca. 7 m mächtig, und es scheint die stetige Abnahme der einzelnen Horizonte nach Norden zu eine ganz allgemeine Erscheinung zu sein.

Aus der Parallelisierung der beiden genannten Horizonte ergibt sich als weitere Folgerung, daß dann auch die unmittelbar liegenden Schichten, im einen Falle die *Ostracina*-Bank, im andern Falle die Bank der kleinen Terebrateln, deren Äquivalent nach G. Wagner die thüringische Glaukonitbank bildet, miteinander zu identifizieren sind. Dieser Schluß erscheint auch aus petrographischen Gründen gerechtfertigt, da bekanntlich die thüringische Glaukonitbank aus einem besonders massigen, oft über 1 m dicken Kalkstein besteht und andererseits auch unsere *Ostracina*-Bank, zwar nur bis 0,5 m mächtig, aber doch im Vergleich mit den übrigen Schichten eine der stärksten Bänke der gesamten Tonplatten an der Weser darstellt; nur die ca 2 m tiefer gelegene *Albertii*-Bank kommt ihr an Umfang gleich. Die durch Fischreste ausgezeichneten dolomitisch-sandigen Lagen der *Ostracina*-Bank (vgl. Profil beim Friedhof von Ottenstein S. 235) vervollständigen sehr schön die Übereinstimmung mit der thüringischen Glaukonitbank, aus der ebenfalls Bonebedreste und Sandsteinplatten besonders angeführt werden. Den in Thüringen für diese Bank bezeichnenden Glaukonit habe ich allerdings bislang in unserem Gebiet noch nicht beobachtet. Von den Ceratiten habe ich bisher nur einige wenige Exemplare des *nodosus* typ. gefunden, und es ist nicht unmöglich, daß daneben auch der *C. intermedius* vorkommt, den G. Wagner aus der Thüringer Glaukonitbank anführt.

Über den *Ostracina*-Platten folgen dann die dolomitischen Grenzschichten, die damit die drei oberen Horizonte Süddeutschlands, nämlich die Hauptterebratelbank, die Terebratelschichten und die fränkischen Grenzschichten zusammen in sich schließen müßten. Die mehr oder weniger ausgeprägte dolomitische Ausbildung der Grenzschichten findet auch in Süddeutschland ihr Gegenstück, wo ebenfalls die dolomitische Fazies die obersten

Schichten auszeichnet und in sehr wechselndem Umfange als sog. Trigonodus-Dolomit mehr oder weniger tief bis in die Terebratel-Schichten hinuntergreift. Die für die Grenzschichten charakteristischen Fischreste und Bonebeds finden sich hier wie dort, und auch sonstige faunistische Eigentümlichkeiten, wie das Auftreten kleiner Crustaceen *(Estheria, Bairdia)*, ferner das stärkere Hervortreten von *Myophoria pes anseris* kann man auch in den dolomitischen Grenzschichten an der Weser vielfach beobachten. Der für die süddeutschen Grenzschichten, zumal für die hangendste Grenzbank bezeichnende Glaukonitgehalt macht sich dagegen auch in diesem Horizont unseres Gebietes längst nicht mehr in dem Maße bemerkbar; ich selbst habe ihn bisher nur in den Grenzschichten des Wickenser Bahneinschnitts[1]) und Wagner[2]) neuerdings auch bei Polle beobachtet.

Die dolomitischen Grenzschichten sind bemerkenswerterweise stärkeren Mächtigkeitsschwankungen unterworfen und können gelegentlich, wie im Bereiche der Ottensteiner Hochebene, sich auf 3 m reduzieren. Auf diese Weise erklärt sich dann das hohe Hinaufgehen des *Cer. nodosus* typ. bis in die Nähe des Unteren Lettenkohlensandsteins, worauf ich schon früher aufmerksam gemacht habe[3]). Es kommt hierfür das schon in meiner ersten Arbeit über die Weser-Trias mitgeteilte Profil[3]) vom Friedhof bei Ottenstein in Betracht, das sowohl Benecke[4]) wie Wagner[5]) hinsichtlich seiner hohen Lage gegenüber der Kohlenkeupergrenze angefochten haben und auf das ich deshalb nochmals näher eingehen möchte. Der leider jetzt eingeebnete kleine Steinbruch enthielt — gemäß meiner jetzigen Nomenklatur — an der Sohle die *Ostracina*-Bank mit *Cer. nodosus* typ., darüber die *Ostracina*-Platten mit *Cer. nodosus* typ., *intermedius* und *dorsoplanus*, während

[1]) Vgl. Grupe, Der Untere Keuper des südlichen Hannover, a. a. O. S. 78.

[2]) G. Wagner, Beiträge zur Kenntnis des Oberen Hauptmuschelkalkes usw., a. a. O., S. 88.

[3]) Grupe, Zur Stratigraphie der Trias usw., S. 70—73.

[4]) Benecke, Über die dolomitische Region, S. 67—68.

[5]) G. Wagner, Beiträge zur Kenntnis des Oberen Hauptmuschelkalkes usw., S. 89—90.

die obersten 1,25 m bereits den dolomitischen Grenzschichten zuzurechnen sind. Ich gebe zu, daß ich den Abstand der Oberkante des Profils von dem darüber bald beginnenden Unteren Lettenkohlensandstein mit 1 m als zu gering angegeben habe; auf Grund einer nochmaligen Besichtigung der Örtlichkeit kann ich diesen Abstand aber auch nur auf 2 bis höchstens 3 m veranschlagen[1]), und keinesfalls kann die Angabe Wagner's zutreffen, daß die Sandsteinplatten des Kohlenkeupers erst »mindestens 8 m« darüber beginnen. Dagegen stimme ich darin Wagner im wesentlichen bei, daß die in dem Steinbruch aufgeschlossenen Schichten — mit Ausnahme der liegendsten Bank (*Ostracina*-Bank) und der hangendsten Schichten (dolomitischen Grenzschichten) — also meine *Ostracina*-Platten ihrer Fauna und ihrem Habitus nach den Gervillien-Kalken Süddeutschlands entsprechen, wie ich das bereits oben näher dargelegt habe, und daß damit die darüber befindlichen, in diesem Falle nur höchstens 3—4 m mächtigen dolomitischen Grenzschichten als Äquivalent der süddeutschen drei Zonen, Hauptterebratelbank, Terebratelschichten und fränkischen Grenzschichten, zu betrachten sind. Die geringe Mächtigkeit der dolomitischen Grenzschichten ist auch sonst noch im Bereiche der Ottensteiner Hochebene von mir festgestellt worden, so z. B. bei Ovelgönne, wo in einem Wasserleitungsgraben in unmittelbarer Nähe des Unteren Lettenkohlensandsteins die *Ostracina*-Platten mit *Cer. nodosus* typ. und *dorsoplanus* zeitweilig aufgeschlossen waren.

Auffallend ist der völlige Mangel der dolomitischen Grenzschichten an Ceratiten, der, wie schon erwähnt, mit der starken Verflachung des Meeres am Ende der Muschelkalkzeit zusammen hängen mag, wofür ja die dolomitische Fazies in Verbindung mit dem Bonebedcharakter der Schichten beredten Ausdruck gibt. Nach Analogie der Ceratitenführung der entsprechenden Schichten

[1]) Nach den Höhenkurven der Karte liegt die Oberkante des Steinbruchs nicht ganz 5 m unter dem Unteren Lettenkohlensandstein, wobei noch besonders zu berücksichtigen ist, daß die Schichten mit dem Gehänge einfallen. Der eigentliche Abstand kann daher höchstens 3 m betragen.

Süddeutschlands dürften wir auch bei uns im unteren Teil der dolomitischen Grenzschichten das gemeinsame Lager von Ceratites *dorsoplanus* und *semipartitus*, im oberen Teil dagegen das ausschließliche Lager des *Cer. semipartitus* zu suchen haben.

Einen natürlichen Abschluß erhalten die dolomitischen Grenzschichten und damit überhaupt der Obere Muschelkalk durch die Tonquarze und Sandsteinplatten des Unteren Lettenkohlensandsteins, mit dem die innerhalb der dolomitischen Grenzschichten schon gelegentlich schwach hervortretende sandige Fazies sich zu einem allgemeinen, durchgehenden Sandsteinhorizont im gesamten Weser-Leinegebiet herausbildet. Da überdies auch mit Beginn des Unteren Lettenkohlensandsteins die bisherigen Muschelkalktypen erlöschen und die Kohlenkeuperfauna allgemein in Erscheinung tritt, so bildet der Untere Lettenkohlensandstein faunistisch wie petrographisch eine scharfe Grenze des Muschelkalks gegen Keuper. Sie ist auch für den Feldgeologen die einzig natürliche, da der Untere Lettenkohlensandstein sich stets als auffälliger Wall oder wenigstens doch deutliche Terrainkante über das allmählich und gleichmäßig ansteigende Plateau der Ceratitenschichten erhebt und eine leichte Abgrenzung ermöglicht. Da die dolomitischen Grenzschichten in ihrem oberen Teil, wie wir sahen, das Äquivalent der Fränkischen Grenzschichten oder auch der der dolomitischen Region Benecke's in Elsaß-Lothringen sind, so befinde ich mich mit dieser Art der Abgrenzung auch in Übereinstimmung mit den meisten süddeutschen Autoren, während bei der preußischen Landesaufnahme die dolomitischen Grenzschichten als »Bairdiendolomite«, bezw. »Kastendolomite« in Thüringen oder als unterer Teil der »unteren Letten mit Dolomiten« in Westfalen schon zum Unteren Keuper gezogen sind. Diese dolomitischen Schichten sind aber, wie ich gezeigt habe, die Vertreter der Semipartitus-Zone und gehören damit als Endglied dem Muschelkalk noch an. Allerdings scheint in diesen Gebieten der darauffolgende Untere Lettenkohlensandstein nicht immer in seiner typischen, geschlossenen Form entwickelt zu sein, aber gleichwohl macht sich auch im allgemeinen hier, wie das z. B. für Thüringen, Hessen und

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Unterfranken die neueren und neusten Untersuchungen von Naumann[1]), H. L. F. Meyer[2]), Lang[2]) und Wagner[3]) zeigen, die sandige Fazies in dem gleichen Horizont in Gestalt feinsandiger Schiefer und Platten geltend, durch die die Grenze genügend scharf gekennzeichnet werden dürfte.

Etwas tiefer legt G. Wagner die Grenze, und zwar mit seinem »glaukonitischen Grenzbonebed«, das er von Süddeutschland nach Norden bis in unser Wesergebiet verfolgt hat und das auch zweifellos vielfach bei uns in ähnlichem Niveau, d. h. 1,5 bis 2,5 m unter dem Unteren Lettenkohlensandstein in mehr oder minder deutlicher Entwicklung, meist als glaukonitfreies dolomitisches Bänkchen mit Fischresten, auftritt (vgl. z. B. die Profile von Bremerberg, Hohehaus, Baarsen und Großenberg). Aber selbst bei einer verhältnismäßig starken Ausbildung von 0,20 bis 0,30 m Dicke tritt es im Gelände doch zu wenig hervor, um als leitende Grenzschicht verwandt werden zu können, und abgesehen davon sind die liegenden und hangenden tonigen Schichten sowohl petrographisch wie durch das beiderseitige Auftreten von Lingulen, Estherien und vor allem *Myophoria pes anseris* auch faunistisch so gleichmäßig beschaffen, daß es unnatürlich und unmotiviert wäre, die Grenze anders als mit dem Unteren Lettenkohlensandstein, dem ersten allgemeinen Lager typischer Kohlenkeuperfossilien, zu ziehen. Erst mit dieser Sandsteinstufe erhält die Muschelkalk-Keuper-Grenze wenigstens bei der norddeutschen Entwicklung sowohl faunistisch wie lithologisch ein scharfes Gepräge, das ja Wagner bei seiner Abgrenzung selbst vermißt[4]).

[1]) Naumann, Zur Gliederung des Unteren Keupers in Thüringen. Jahrb. d. Geol. Landesanst. f. 1914, S. 292 ff.

[2]) Meyer u. Lang, Keuperprofile bei Angersbach im Lauterbacher Graben. Ber. d. Oberhess. Ges. f. Natur u. Heilkunde, Gießen. N. F. Bd. 5, S. 6 ff.

[3]) G. Wagner. a. a. O., S. 80 ff.

[4]) Ich möchte übrigens bezweifeln, ob Wagner bei seiner Grenzbestimmung im Wesergebiet ganz korrekt verfahren ist und immer dieselbe »Bonebedbank« verwandt hat. Wenn er z. B. a. a. O. auf S. 88 von »stark verkieselten Platten mit Fluidalstruktur und etwas Bonebed« bei Bödexen spricht, so möchte ich eher annehmen, daß dies schon die untersten Schichten meines Unteren Lettenkohlensandsteins sind.

Gliederungstabelle der Ceratitenschichten.

Wesergebiet		Thüringen (nach R. Wagner u. E. Naumann)	Süddeutschland (nach G. Wagner)
Dolomitische Grenzschichten mit *Placunopsis ostracina* und gelegentlich bonebedartig angereicherten Fischresten, *Myoph. pes anseris* und Estherien, seltener Bairdien 3—6 m	= Dorsoplanus bezw. Semipartitus-Schichten	Kohleletten (unterster Teil) } schon zum Kastendolomite } Unt. Keuper gestellt Glasplatten enth. n. G. Wagner a) Terebratelschichten b) Hauptterebratelbank	Fränkische Grenzschichten mit glauko Grenzbonebed. *Cer. semipartitus* Terebratelschichten (mit Trigonodusdolomit) *Cer. semipartitus* u. *dorsoplanus* Hauptterebratelbank. *Cer. semipartitus, dorsoplanus, intermedius, nodosus* typ.
Ostracina-Platten mit *Cer. dorsoplanus, intermedius, nodosus* typ. Vorherrschend *Plac. ostracina*, daneben *Mon. Albertii* u. *Gerv. socialis* 1,5—3 m	Nodosus-Schichten	c) Gervilleienkalk	Gervilleienkalk. *Cer. dorsoplanus, intermedius* u. *nodosus* typ.
Ostracina-Bank mit *Cer. nodosus* typ. Vorherrschend *Plac. ostracina*, daneben *Mon. Albertii* 0,3—0,5 m		Thüringische Glaukonitbank (nach G. Wagner Bank der kleinen Terebrateln)	Bank der kleinen Terebrateln
Albertii-Schichten enth. die *Albertii*-Bank, m. *Cer. nodosus* typ. Vorherrschend *Mon. Albertii*, daneben *Plac. ostracina* 5—10 m		Fischschuppenschichten	Obere Nodosus-Platten *C nodosus* typ.
		Cycloidesbank	Cycloidesbank
Discites-Schichten mit *Pecten discites* zerfallend in a) Schichten mit *Cer. spinosus* ca. 5 m b) Schichten mit *Cer. compressus* als Hauptleitform, daneben in tieferen Schichten *Cer. robustus* und *pulcher* 20—25 m		Obere Discites-Schichten *Pecten discites* u. *Cer. compressus*	Untere Nodosus-Platten *Cer. compressus* u. *spinosus*
		Spiriferina Bank	Spiriferina-Bank
		Untere Discites-Schichten *Pecten discites* u. *Cer. compressus* Gervilleienschichten	Oberer (plattiger) Trochitenkalk. *Cer. compressus*

Druckfertig abgeschlossen am 1. Oktober 1920.
Druck verfügt am 2. Dezember 1920.

Das Oberdevon-Culm-Gebiet von Warstein i. W. und Belecke.

Von Herrn **Hermann Schmidt** in Berlin.

Hierzu Tafel 12 u. 13 und 7 Textfiguren.

Einleitung.

Den Gegenstand der folgenden Untersuchungen bilden die Heraushebungen älterer Schichten in der ungefähren östlichen Verlängerung des Remscheid-Altenaer Sattels, zwischen den ausgedehnten Gebieten des Flözleeren nördlich der Linie Brilon—Meschede. Bei weitem das größte ist das Warsteiner Gebiet, das, wie im tektonischen Teil gezeigt wird, nur mit Einschränkung als Warsteiner Sattel bezeichnet werden darf. Die Kartierung dieses stark gestörten Gebietes bietet erhebliche Schwierigkeiten, und so sind die Ergebnisse der Aufnahmearbeiten eines Sommers, die in der beigegebenen Übersichtskarte dargestellt werden, nur als vorläufige zu betrachten. 3 km nördlich dieses Gebietes erhebt sich am Rand der westfälischen Kreidemulde der Sattel von Belecke-Drewer, dessen große Steinbrüche vor allem für stratigraphische Untersuchungen reiches Material geliefert haben. Der Devon-Kulm-Sattel von Scharfenberg zwischen Warstein und Brilon, welcher auf geologischen Karten noch nicht dargestellt ist[1]), blieb außerhalb der eigentlichen Untersuchungen, weil der Mangel an Aufschlüssen die Erlangung wichtiger Ergebnisse wenig aussichtsreich erscheinen ließ.

[1]) Denckmann 1894, S. 34. (Die zitierten Schriften werden am Schluß dieses Aufsatzes in einem besonderen Literaturverzeichnis aufgeführt.)

In der geologischen Literatur wurden bisher die Oberdevon-Culm-Gebiete von Warstein und Belecke trotz ihres Reichtums an Faunen und guten Aufschlüssen nur wenig beachtet, namentlich im Vergleich zu der benachbarten Briloner Gegend. Dabei ist Warstein der erste Ort, an welchem im Rheinischen Gebirge überhaupt Clymenien gefunden wurden[1]). Die Arbeiten Girards in den Jahren 1847/48 lieferten einiges Material für die paläontologischen Untersuchungen der Brüder Sandberger, vor allem aber die wesentlichsten Unterlagen für die Veröffentlichungen von Dechens über dieses Gebiet. Seine »geognostische Übersicht des Reg.-Bez. Arnsberg« (1855) und die »Erläuterungen zur geologischen Karte von Rheinland-Westfalen«, 2. Teil (1883), beschäftigten sich wiederholt mit unserem Bezirk. Das Briloner Gebiet, welches 1860 von Stein eingehend bearbeitet war, diente 1873 E. Kayser als Ausgangspunkt für seine grundlegenden Untersuchungen über die Stratigraphie des Oberdevons. In beiden Arbeiten wird das Warsteiner Gebiet nur kurz erwähnt, ohne daß wesentliche neue Feststellungen gemacht werden. Erst 1894 veröffentlichte Denckmann[2]) auf Grund eines kurzen Besuchs der Gegend wichtige Ergebnisse. Gegenüber der Zweiteilung v. Dechens bringen seine Profile eine Vierteilung des Oberdevons: die untere Abteilung wird in »Älteres Oberdevon« (Tentaculitenschiefer) und »Adorfer Kalk« geteilt, die obere in »Unteren« und »Oberen Clymenienkalk«. Besonders die Präzisierung des letzten Begriffs, für welchen späterhin der Name »Dasberger Kalk« gegeben wurde, hat sich als fruchtbar erwiesen. Auch als Wedekind im östlichen Sauerlande in einer Reihe von Schriften seit 1908 eine neue Gliederung des Oberdevons gab, blieb das Warsteiner Gebiet fast außerhalb der eigentlichen Untersuchungen, wenn auch bereits je eine Fauna der Manticoceras- und der Cheiloceras-Stufe erwähnt wurde[3]).

---

[1]) v. Dechen 1850, S. 204.

[2]) Denckmann, Stratigraphie des Oberdevons im Kellerwald usw., 1894.

[3]) Wedekind, 1914, S. 36.

Für die vorliegende Arbeit verdanke ich die Anregung und manche Unterstützung meinem verehrten Lehrer Herrn Professor Stille-Göttingen. Das Trilobiten-Material lag Herrn Dr. Richter-Frankfurt vor, welcher mir die Benutzung seiner Bestimmungen gestattete.

Stratigraphischer Teil.

Das obere Mitteldevon.

(Stringocephalenkalk.)

Bei der erheblichen Verbreitung des mitteldevonischen Stringocephalenkalks im Warsteiner Gebiet erschien es von vornherein wahrscheinlich, daß auch dessen Liegendes, der Lenneschiefer, nicht fehlen würde. Sein nächstbenachbartes Vorkommen bei Brilon zeigt im Gesteinscharakter bereits deutliche Annäherung an die Facies der Wissenbacher Schiefer. Bei schlecht aufgeschlossenem Vorkommen konnte eine Verwechslung mit den Flinzschiefern des Oberdevons wohl möglich sein, zumal in beiden Horizonten Styliolinen häufig vorkommen können (im Lenneschiefer u. a. an der Burg bei Rösenbeck). Deshalb wurde besonders in den Senken der Massenkalkzüge der Lied bei Warstein und westlich von Suttrop eingehend nach Versteinerungen gesucht. Die gefundenen spärlichen Reste machen für diese Schichten die Zugehörigkeit zum Oberdevon wahrscheinlicher. Das Liegende des Massenkalkes konnte somit im Warsteiner Gebiet nicht nachgewiesen werden.

Der Massenkalk (tmk der Karte) zeigt oft in Menge die Querschnitte von *Stringocephalus Burtini* Defr. Vielfach sind auch Korallen erhalten, wenngleich niemals recht gut, und an einigen Stellen findet sich eine kleine Begleitfauna, am besten noch südlich von Suttrop. Alle Funde passen durchaus in die Fauna des Stringocephalenkalks von Schwelm hinein.

Von dieser normalen Ausbildung ist nur ein Vorkommen von Crinoidenkalk bei Suttrop zu unterscheiden, das in dem Steinbruch am Westende dieses Ortes und in einem Teil des Bruchs vom Kalkofen 200 m westlich davon aufgeschlossen ist.

Es ist nicht anzunehmen, daß es sich um einen durchgehenden Horizont handelt, der an allen anderen Stellen durch Verwerfungen unterdrückt sein müßte, vielmehr dürfte eine rein örtliche Bildung innerhalb der Korallenriffe vorliegen. Das Vorkommen liegt anscheinend im Hangenden des Massenkalks und kann darum wohl mit den Crinoidenkalken verglichen werden, welche z. B. im Hönnetal in den dortigen hangenden Partien die Korallenbildungen ganz verdrängen[1]).

Im eigentlichen Warsteiner Gebiet liegen keinerlei Anzeichen dafür vor, daß der Massenkalk bis an die Grenze des Oberdevons hinaufreicht, wie etwa bei Elberfeld im Dorper Kalk[2]). Auch Eisensteine, wie solche im obersten Mitteldevon bei Brilon vorkommen, finden sich nicht. Vielleicht gehört aber zum Mitteldevon noch ein geringer Teil des nächstfolgenden Horizontes der Tentaculitenschiefer. Erst die Bearbeitung der benachbarten Gebiete läßt eine Entscheidung dieser Frage erwarten. Gegenwärtig fehlen dafür verwendbare Fossilfunde, und die Einteilung der Profile wird gerade an dieser Stelle am meisten durch Störungen erschwert, wie solche ja in einem stark gefalteten Gebiet an der Grenze zweier Gesteine von so verschiedener Festigkeit zu erwarten sind.

Das untere Oberdevon.

(*Manticoceras*-Stufe.)

Eine Schichtserie, welche ungefähr der unteren Hälfte der Manticocerasstufe (Iα—β) entsprechen mag, wird auf der Karte als Tentaculitenschiefer (tot) ausgeschieden. Diese Bezeichnung wird — wie auch auf den Blättern der geologischen Landesaufnahme in der Gegend von Iserlohn-Hagen — rein beschreibend gebraucht, und es soll nicht etwa durch das reichliche Vorkommen von Tentaculiten-ähnlichen Formen (*Styliolina laevis* R. Richt.) der Horizont stratigraphisch bestimmt sein. »Tentaculitenschiefer« besagt also nicht mehr wie etwa die Be-

[1]) Denckmann 1902, S. 566.
[2]) Paeckelmann 1913, S. 44.

zeichnung »Pteropodenschlamm« für rezente Sedimente. Einschaltungen von Flinzkalken sind in diesem Horizont häufig. Seine Auflagerung auf mitteldevonischem Massenkalk mit *Stringocephalus Burtini* DEFR. ist nur an zwei Stellen ungestört aufgeschlossen, in Warstein selbst unterhalb des Kohlmarktes und in einem guten Aufschluß mit überkippter Lagerung bei P. 325 (Meßtischblatt Rüthen) am Ostufer der Lürmecke. Über dem Massenkalk folgt zunächst eine geringe Lage unreiner Kalkmergel, in unfrischem Zustand rötlich anlaufend. Dann stellt sich eine Wechsellagerung von milden Tonschiefern mit Flinzkalken ein, welche an der Lürmecke etwa 35 m mächtig ist. Die Dicke der Flinzbänke beträgt hier in der unteren Hälfte 2 bis 10 cm, in der oberen wächst sie bis auf 40 cm. Fossilien konnte ich aus dem Anstehenden nicht gewinnen, nur angewitterte lose Stücke zeigten neben zahlreichen Crinoidenstielgliedern *Atrypa reticularis* L., *Striatopora cristata* BLB. und *Cyathophyllum* sp. Die Grenzflächen sind mitunter von Schwärmen von Styliolinen bedeckt. Außer diesen stratigraphisch wenig brauchbaren Formen liegt noch ein Exemplar des oberdevonischen *Liorhynchus subreniformis* SCHN. vor.

Westlich von Warstein stehen diese Schichten in einem kleinen Steinbruch im Schorenbachtal nahe dem Anfang des südlichen Massenkalkzuges an; hier sind die Schieferlagen noch frisch und deshalb schwarz. Sonst ist ihre Auffindung im Gelände sehr erschwert durch die starke Verfaltung und durch die Überdeckung mit Massenkalkbrocken aus dem Gekriech, denen ausgebleichte kleinere Bruchstücke von Flinzkalk recht ähnlich werden können. Die Ausscheidung dieser Schichten als tieferer, kalkreicherer Horizont der Tentaculitenschiefer muß einer späteren Detailkartierung vorbehalten bleiben. Eine kleine Korallenfauna findet sich in Lesesteinen in der Nähe des Kilometersteins 3,5 der Suttrop—Rüthener Straße, welche einer hier in söhliger Lage anstehenden Bank entstammen: *Cyathophyllum caespitosum* GLDF., *Striatopora cristata* BLB. und *Alveolites suborbicularis* LAM. sind häufig, dazwischen fand ich *Heliolithes*

porosa GLDF., eigentlich eine mitteldevonische Art. Trotzdem möchte ich nach den Lagerungsverhältnissen diese Korallenbank lieber über die an der Lürmecke aufgeschlossene Serie stellen als an ihre Basis.

Von dem Aufschluß an der Lürmecke aus nach Nordosten tritt das mehrfach verworfene Band der Flinzkalke als Rippe im Gelände, auch durch zwei alte Steinbruchsversuche aufgeschlossen, bis zum Fußpunkt der neuen Suttrop—Kallenhardter Straße deutlich hervor und läßt sich weiterhin durch Lesesteine bis gegen die Klausemühle verfolgen. Erst am Südfuß des Kalvarienberges ist wieder eine noch mächtigere Folge von Flinzkalken zwischen Tentaculitenschiefern aufgeschlossen; aus einer Lage ließ sich hier eine besser erhaltene Fauna gewinnen mit

Styliolina laevis R. RICHT.	∞ [1])
Cardiola (Ontaria) subarticulata BEUSH.	1
Rhynchonella (Pugnax) acuminata MART.	1
Rhynchonella (Hypothyris) praeibergensis PAECK. (PAECKELMANN 1913, S. 264, Taf. VI, Fig. 4.)	3
Liorhynchus formosus SCHNUR.	2
Atrypa reticularis L.	1
Spirifer (Gürichella) bifidus ROEM.	3
» *Verneuili* MURCH.	1
Orthis (Schizophoria) striatula SCHLOTH.	1
Orthis (Schizophoria) bistriata TSCHERN. wird auch von DREVERMANN 1900 und PAECKELMANN 1913 aus dem Iberger Kalk genannt. Die vorliegenden, leider unvollständigen Stücke zeigen eine Furchung der Innenseite, die weit über das gewöhnliche Maß der »Gefäßeindrücke« hinausgeht.	3
Orthis (Dalmanella) eifliensis VERN.	1
Stropheodonta interstrialis PHILL.	5
Productella subaculeata MURCH.	3

[1]) Die Zahlen hinter den Artnamen bedeuten die Zahl der untersuchte Exemplare; aus dem Vergleich ergibt sich die relative Häufigkeit. Das Zeichen ∞ bedeutet »sehr häufig«.

Productella sericea v. B. 3
vergl. Clarke, 1885, S. 410.
Striatopora cristata Blb. 2

Durch culmische Schichten von diesem Vorkommen getrennt, besteht der nördlichste Teil der »Schlagwasser-Breccie«[1]) ganz überwiegend aus Bruchstücken der gleichen Schichten. Hier zeigt sich eine Erscheinung am besten, die auch sonst besonders in den Flinzkalken auftritt, nämlich die Verdrängung der Kalksubstanz von Organismenschalen durch Kieselsäure, wobei das umgebende Gestein Kalk bleibt. Ich erhielt von dort durch Auflösen des Gesteins mit Salzsäure die folgende Fauna, welche ich als Ergänzung der vorigen betrachte:

Fischzahn	1
Rhynchonella (Hypothyris) cuboides Sow.	3
» » *praeibergensis* Paeck.	13
Pentamerus (Gypidula) globus Schn.	1
? *Dielasma elongatum* Schloth.	5
Atrypa reticularis L.	16
» *aspera* Schloth.	8
» *latilinguis* Schn.	1
Athyris concentrica v. B.	6
Spirifer (Gürichella) ziczac Roem.	8
» *Verneuili* Murch.	3
Orthis (Dalmanella) eifliensis Vern.	3
» » *Roemeri* Clarke	12
Stropheodonta interstrialis Phill.	1
Productella sericea v. B.	8
Fenestella sp.	4
Cyathophyllum caespitosum Gldf.	11
Phillipsastraea ibergensis Roem.	1
Striatopora cristata Blb.	12
Alveolites suborbicularis Lam.	6
Amphipora ramosa Phill.	

[1]) Siehe unten S. 305.

In der Dicke der Kalkbänke und im Vorkommen von *Phillipsastraea* zeigen sich hier Anklänge an die Entwicklung am Hessenkamp, $2^1/_2$ km südöstlich von hier, wo das unterste Oberdevon als Iberger Kalk (Riffkalk) mit *Phillipsastraea ananas* GLDF. ausgebildet ist, während andererseits am Kalvarienberg die Korallen noch ganz zurücktreten.

Im oberen Teil der Tentaculitenschiefer werden die Flinzbänke seltener und die Tonschiefer etwas rauher. Ob das Profil des Belecker Sattels bis in diese Schichten hinabreicht, muß zweifelhaft bleiben. Die älteste Fauna dieses Gebietes aus dem Steinbruch westlich des Gasthofes Ulrich (früher Apotheke) enthält neben Schwärmen von Styliolinen[1])

Posidonia sp.
von DENCKMANN 1894, S. 35, erwähnt; die Erhaltung erlaubte eine nähere Bestimmung nicht.

Rhynchonella (*Hypothyris*) *cuboides* SOW. 2
» (*Pugnax*) ? *pugnus* MART.
nur ein undeutliches Stück, es gehört offenbar zu der Form, welche DENCKMANN l. c. als cf. *pugnus* aufführt.

Atrypa reticularis L. 2
Athyris concentrica v. B. 7
Spirifer (*Reticularia*) *simplex* PHILL. 0
wird von DENCKMANN l. c. noch genannt.
Spirifer (*Gürichella*) *ziczac* ROEM. 1
Orthis (*Schizophoria*) *striatula* SCHLOTH. 1
Strophalosia productoides MURCH. 5
Fenestella sp. 1

Die typischen Tentaculitenschiefer sind im Warsteiner Gebiet sehr verbreitet und an der massenweisen Führung von Styliolinen auch in Gesteinsbröckchen des Ackerbodens meist leicht nachzuweisen, zumal sie gegen Verwitterung recht beständig sind. Besonders gut aufgeschlossen findet man sie in Warstein

[1]) DENCKMANN 1894, S. 35.

an dem Hohlwege nördlich des Schützenhauses, im Steinbruch dicht südlich des Kupferhammers und am Warsteiner Verladebahnhof. Das ausgedehnteste Vorkommen dieser Schichten mit einer ganzen Reihe kleinerer Aufschlüsse ist im Schorenbachtal. An Fossilien enthalten sie:

Styliolina laevis R. Richt. in Mengen; *Tentaculites* scheint jedoch zu fehlen.

Productella sp. (am Hardtberg bei Suttrop).

Posidonia sp. (am Westausgang von Suttrop).

Amphipora ramosa Phill.; nicht selten, so am Hohlweg südlich des Kuckucksberges bei Warstein. Die Art — ich konnte wenigstens keine Unterschiede gegen die Form des Stringocephalenkalkes finden — wurde auch von Paeckelmann 1913 (S. 349) in oberdevonischen Schiefern festgestellt.

Stromatoporiden? Am gleichen Ort und auch sonst mehrfach pfenniggroße Abdrücke.

Die jüngeren Glieder des schiefrigen Oberdevons werden nach oben hin wieder langsam kalkiger oder wenigstens tonärmer, wobei im allgemeinen eine mehr kalkige Facies im Osten neben einer mehr tonigen Facies im Westen des Gebietes einhergeht. Faunen finden sich äußerst selten, von dem Kleinplankton abgesehen, welches als *Styliolina laevis* R. Richt. in den Tentaculitenschiefern und als *Entomis serrato-striata* Sdbg. in den Cypridinenschiefern oft die Schichtflächen geradezu bedeckt. Die Unterscheidung der drei schiefrigen Horizonte geschah bei der Kartierung nach folgenden Merkmalen:

Horizont	Fossilien	Mischungsfolge	Farbe frisch	Verwitterung
toγ	*Entomis*	Kalk- u. Schieferlagen meist < 1 cm	grün	kramenzelig, Kalkrückstand braun.
tob	*Entomis* + *Styliolina*	Kalk- u. Schieferlagen meist 1—2 cm	blau	kramenzelig, Kalkrückstand gelb.
tot	*Styliolina*	Kalkbänke von 2—10 cm in größ. Abständen	schwarz	nicht kramenzelig, Schiefer bleicht stark.

Tentaculiten- und Büdesheimer Schiefer zusammen dürften etwa dem entsprechen, was BEUSHAUSEN 1900 unter letzterem Namen aus dem Oberharz beschreibt. Der von ihm gebrauchte Ausdruck »Bandschiefer« ist auch bei Warstein für beide Horizonte bezeichnend. Der Horizont der Büdesheimer Schiefer (tob der Karte) besitzt größere Verbreitung unterhalb des Schlosses Körtlinghausen. Die ausgezeichnet plattige Absonderung zeigt sich in natürlichen Aufschlüssen am Ufer der Glenne, wo diese am Nordrand des Henschede umbiegt. Nicht weit davon, an dem Waldweg, der bei P. 299,7 auf die Landstraße mündet, fanden sich noch Manticoceraten. Weiter östlich dürfte noch der Steinbruch an der Kallenhardt—Rüthener Straße, etwas unterhalb der Glennebrücke, ganz in diesen Horizont gehören, wenn auch faunistische Anhaltspunkte fehlen und das Gestein wenig typisch entwickelt ist.

Nach Westen zu finden wir die Büdesheimer Schiefer in der Gegend von Suttrop wenig aufgeschlossen, um so besser aber in drei größeren Steinbrüchen beim Eisenhammer am Nordfuß des Schorenbergs, wo auch die Warsteiner Gasanstalt liegt. Hier gewann man früher einen nach Schieferungsflächen gut plattig spaltenden Werkstein. Die kalkreicheren Lagen erscheinen im frischen Gestein als hellere Bänder, und erst durch Verwitterung lösen sich rundliche Partien heraus, so daß die Kramenzelstruktur erscheint. Einige dünne Zwischenlagen von sog. »Faulschiefer«, die in frischem Zustand durch fein verteilten Pyrit schwarz gefärbt sind, lieferten die Büdesheimer Fauna. In dem östlichen der drei Steinbrüche ist das Gestein unfrisch und hellbraun, die Goniatitenkerne sind in Brauneisen verwandelt. Drei durch jeweils 1—2 m Kramenzelgestein getrennte Lagen lieferten in allerdings recht schlechter Erhaltung:

Manticoceras retrorsum v. B.	16
» *affine* STEIN.	2
Tornoceras auris QU.	2
Bactrites gracilis STEIN.	5
Bactrites sp.	1

Die Höhe der Kammern beträgt hier mehr als das zweifache ihrer Dicke.

Liorhynchus limitaris Van. 7

Durchweg stark verdrückt, so daß die Bestimmung nicht ganz sicher ist.

Amphipora ramosa Phill. 1

Dieselbe Form wie in den Tentaculitenschiefern.

Vorzüglich erhaltene Pyritkerne fanden sich früher im Steinbruch von Korff, dem westlichsten der drei Brüche, und kamen von dort in manche Sammlungen. Leider ist die Schicht jetzt abgebaut. Ein Schurf, der sie wieder aufdecken sollte, führte nicht ganz zum gewünschten Erfolg, brachte aber immerhin eine ganze Reihe von Arten, nämlich

Manticoceras adorfense Wdk.	10
» *intumescens* Beyr.	11
» *retrorsum* v. B.	6
» *affine* Stein.	7
Aptychen (ungeteilt)	2
Bactrites gracilis Stein.	1
Tornoceras simplex v. B.	4
Buchiola retrostriata v. B.	4
» *eifeliensis* Beush.	2
Cardiomorpha sp.	2

In der Sammlung des Herrn Wiemeyer zu Warstein befinden sich an weiteren Arten von dieser Stelle

Tornoceras auris Qu. Anstelle der beim Typus der Art bereits eng stehenden Einschnürungen zeigt sich nur noch eine dichte Berippung des Steinkerns. Der Nabel ist, wie oft auch bei Eifeler Stücken, verhältnismäßig weit.

Tornoceras auris var. *bickensis* Wdk. Diese Form ist von der vorigen zweifellos verschieden, wie auch schon die viel engere Aufrollung zeigt.

Buchiola prumiensis Stein.

» *palmata* Gldf.

Liorhynchus limitaris VAN. Vergl. TSCHERNISCHEFF 1887, S. 93, Taf. 14, Fig. 5.

Orthis eifliensis VERN.

Die Übereinstimmung mit der Fauna von Büdesheim erstreckt sich also auch auf die Zweischaler. Ebenso wie dort handelt es sich durchweg um Kleinformen (0,5—1 cm Durchm.). Die *Manticoceras*-Arten von mittlerer Windungshöhe (*intumescens* und *retrorsum*) sind etwa so häufig wie die von niedrigerem (*affine*) und höherem Querschnitt (*adorfense*) zusammengenommen. Alle diese Arten sind durch Übergangsformen verbunden, und so erscheint mir der Unterschied gegenüber Büdesheim, daß nämlich die Formen mit höherem Querschnitt dort durch *M. cordatum* SDBG. und *carinatum* SDBG. vertreten sind, nicht als sehr bedeutungsvoll. Die Gattung *Gephyroceras* ist bereits nicht mehr vorhanden.

In einer zweiten gleichartigen Pyritschieferbank, welche 7 m höher und 7 m unter dem folgenden Horizonte des Östricher Kalkes liegt, zeigt sich schon eine merklich geänderte Cephalopodenfauna, nämlich

Manticoceras calculiforme BEYR.	10
» *adorfense* WDK.	8
» *retrorsum* v. B.	1
» *affine* STEIN.	8
» ? *nodulosum* WDK.	1

es konnte zwar auch die innere Lobenlinie präpariert werden, ich bezeichne die Bestimmung aber als fraglich, weil ich auf Grund eines Bruchstücks von nur 0,35 cm Durchm. das Vorkommen der sonst älteren Art nicht behaupten möchte.

Tornoceras simplex v. B.	4
» *auris* var. *bickensis* WDK.	5

zwei von diesen Exemplaren leiten unter Rückbildung der Einschnürungen zu *T. eifliensis* STEIN. über.

Bactrites gracilis Stein. 8
Buchiola retrostriata v. B. 2
» *prumiensis* Stein. 1
Liorhynchus limitaris Van. 1

Zu den Manticoceraten ist zu bemerken, daß die Formen von mittelhohem Windungsquerschnitt fast gänzlich verschwunden sind; dafür wird *M. adorfense* Wdk. relativ häufiger und stets größer (2 cm und darüber). Von einem Profil am Beul bei Balve ausgehend, bezeichnet Wedekind das Lager dieser Art als eine besondere Subzone im Hangenden seiner Zone Iγ[1]). Diese Einteilung bestätigt sich hier.

In den Büdesheimer Schiefern erlaubten uns Goniatitenfunde erstmalig eine Anwendung von Wedekinds paläontologischer Einteilung des Oberdevons. Die Bestimmung lautet unzweideutig auf Iγ, deren jüngste Fauna auch nahe der Oberkante unserer Büdesheimer Schiefer festgestellt wurde. Die Übereinstimmung mit dem klassischen Fundort der Eifel ist also sowohl faciell als auch stratigraphisch vorhanden. Wenn auch von anderen Autoren einmal die Bezeichnung »Büdesheimer Schiefer« mehr faciell als stratigraphisch gebraucht wurde[2]), so möchte ich sie darum doch nicht ganz fallen lassen und etwa durch »untere Matagneschichten« ersetzen, wie Holzapfel[3]) will.

Im Korffschen Steinbruch tritt im Hangenden der zuletzt schon an *Entomis* sehr reichen Büdesheimer Schiefer zwischen diesen und den Cypridinenschiefern eine nur 2 m mächtige Folge von teils hellen und dichten, teils dunkleren, körnigen und engstreifig geschichteten Kalken auf, die mit den Östricher Kalken der Letmather Gegend so weitgehende Übereinstimmung zeigen, daß ich keine Bedenken trage, sie als Östricher Kalk zu bezeichnen. Sie lieferten:

Manticoceras sp. 1
Bactrites gracilis Stein. 1

[1]) Wedekind 1913, S. 30 u. 55.
[2]) Beushausen 1900.
[3]) Holzapfel 1903, S. 200.

Buchiola retrostriata v. B.	1
Liorhynchus subreniformis SCHN.	2
Athyris sp.	7
Ramipora sp.	2

Vergl. WHIDBORNE 1895, Taf. 20, Fig. 11.

Ein zweiter Aufschluß dieser Schicht ist am Südende des hohen Fichtenbestandes auf der Anhöhe »Grünes Ufer«, wo er in einem natürlichen Steilhang unter Cypridinenschiefern zutage tritt. Sonst entzieht sich der Östricher Kalk im Warsteiner Gebiet meist der Beobachtung, da er der Verwitterung leichter unterliegt als die umgebenden Schiefer. Bei der Kartierung mußte deshalb eine Grenze zwischen Büdesheimer Schiefern und Cypridinenschiefern entsprechend der anscheinend stetigen Änderung im Gesteinscharakter gezogen werden.

Im Belecker Sattel dagegen wächst seine Mächtigkeit auf mehr als 7 m an. Die ursprüngliche eigenartige Beschaffenheit des Gesteins ist hier meistens durch Verkieselung stark verändert; man erkennt nur noch, daß Plattenkalke oder z. T. größere Kalklinsen in schwarzem pyritreichem Schiefer ursprünglich vorhanden waren. Aus »mulmig-manganoxydisch verwitterten Partieen« dieser Schicht erwähnt DENCKMANN (1894) *Manticoceras intumescens* BEYR. Ich fand Faunen solcher Erhaltung an drei Stellen; sie gehören derselben Lage an, so daß die Fossillisten unbedenklich vereinigt werden können. Die erste ist im Steinbruch westlich vom Gasthof Ulrich, etwa in der Mitte der Nordwand (s. Fig. 3, S. 311), die zweite auf der Külbe nahe unterhalb des tieferen Felsens, aus einer Partie, die beim Steinbruchsbetrieb abgeräumt wurde, und die dritte aus dem Steinbruch östlich der Kapelle, von dem auch schon von DENCKMANN (l. c. S. 36) erwähnten Vorsprung der südlichen Steinbruchswand. Die Beobachtung der Anwachsstreifen gelang vielfach auf den Abdrücken trotz des grobkörnigen Materials. Es ließen sich bestimmen[1]):

[1]) U = westl. Gasthaus Ulrich, K = auf der Külbe, ö = östl. der Kapelle.

Manticoceras calculiforme Beyr. 4 K,
kleine und undeutliche Exemplare 3 ŏ
» *Buchii* Arch.-Vern. (=*serratum* Stein.) 3 K
» *cordatum* Sdbg. (bis 8 cm groß) 10 U 9 K 13 ŏ
Crickites sp. 2 U
leider nur sehr kleine Exemplare, die im übrigen dem *Manticoceras Koeneni* Holz. gleichen, aber mit Rücksicht auf den geraden Verlauf der Rippen zu *Crickites* gestellt werden. Dabei ist aber zu beachten, daß mehrere Arten der nordamerikanischen Naplesfauna erst bei sehr großen Exemplaren eine Wellung der Anwachsstreifen zeigen. Auch »*Goniatites*« *ammon* (Keyserling 1846, S. 283, Taf. 12, Fig. 1, und Taf. 13, Fig. 2) ist ein *Crickites* mit gerippten Jugendwindungen, welchem unsere Art nahestehen dürfte.
Crickites Holzapfeli Wdk. 1 U 9 K 8 ŏ
von *Crickites ammon* Keys. nur durch die glatten Jugendwindungen zu unterscheiden.
Beloceras Kayseri Holz. 1 ŏ
Tornoceras simplex v. B. 1 U 1 ŏ
» *cinctum* Braun 2 ŏ
Keyserling 1846, S. 277, Taf. 12, Fig. 2, 3.
Gomphoceras subfusiforme Mstr. 1 ŏ
Orthoceras subflexuosum Mstr. 9 ŏ
Buchiola palmata Gldf. 3 K 15 ŏ
Cardiola (*Ontaria*) cf. *inflata* Holz. 2 U 1 K,
stimmt mit der von Beushausen Taf. 37, Fig. 10, unter derselben Bezeichnung abgebildeten Form gut überein. Skulptur ist nicht zu erkennen.
Cardiola (*Ontaria*) ? *arciformis* Beush. 1 ŏ
? *Athyris gracilis* Sdbg. 1 K
Amplexus sp. 2 ŏ

Crickites Holzapfeli Wdk. ist beweisend für die Zone Iδ. Der westliche der Drewerschen Provinzialsteinbrüche enthält vollständige Profile dieses Horizontes; das in Taf. 13, Fig. 1 gegebene Doppelprofil schließt sich dem Hauptprofil des östlichen

Bruchs von Drewer, Taf. 13, Fig. 2, an. Im Profil der Nordseite fand ich 4 m über der Unterkante des Plattenkalks noch ein Exemplar von *Crickites Holzapfeli* WDK. und drei Exemplare von *Manticoceras cordatum* SDBG. Als obere Grenze ist der Beginn der Kramenzelkalke gewählt, die für die folgenden Stufen das charakteristische Gestein darstellen. Die Bank mit *Ontaria subarticulata* BEUSH. als verklingender Rest der Plattenkalk-Facies hat wider Erwarten keine Goniatiten geliefert, so daß kein Grund vorliegt, dieselbe noch zur *Manticoceras*-Stufe zu ziehen.

Cypridinenschiefer und älterer Enkeberger Kalk.

(*Cheiloceras*-Stufe.)

Die Bezeichnung »Cypridinenschiefer« gebrauche ich ebenso wie »Tentaculitenschiefer« nur in beschreibendem Sinne. Daß der Name stratigraphisch nicht brauchbar ist, geht u. a. daraus hervor, daß ich bei Elberfeld früher bereits[1]) zwei ganz verschiedene Horizonte von Cypridinenschiefer feststellen konnte, welche den Horizonten togt + toc_1 = Hor. der sandigen Schiefer und tow = Wocklumer Schichten der geologischen Karte auf den Blättern Iserlohn usw. ungefähr entsprechen. Dort befindet sich zwischen diesen beiden noch ein dritter Cypridinenschiefer, der »Horizont der roten und grünen C.« = toc. PAECKELMANN[2]) wies nach, daß die unteren Cypridinenschiefer von Elberfeld dem Nehdener Horizont angehören, und daß in den oberen Cypridinenschiefern *Entomis serrato-striata* SDBG. zwischen Scharen verschiedener *Richterina*-Arten nur noch selten vorkommt. Demnach könnten die ersteren wohl »Entomisschiefer« benannt werden, wenn nicht diese Gattung auch in den Cypridinenschiefern des Harzes dominieren würde, welche nach BEUSHAUSEN[3]) dem jüngsten Oberdevon angehören. Da der stratigraphisch eindeutige Name »Nehdener Schiefer« nur für Goniatitenschiefer gebraucht wird und deshalb auf die sonst ganz ent-

[1]) SCHMIDT 1909, S. 50.
[2]) PAECKELMANN 1913, S. 123.
[3]) BEUSHAUSEN 1900, S. 176.

sprechenden Schiefer des Warsteiner Gebiets nicht übertragen werden kann, muß hier trotz aller Bedenken der einfache Ausdruck Cypridinenschiefer gebraucht werden.

Die allgemeinen Eigenschaften der Cypridinenschiefer (toy der Karte) im Warsteiner Gebiet nennt die Tabelle auf S. 262. Die Beschreibung der Aufschlüsse geht am besten wieder vom Korffschen Steinbruch aus, in welchem über dem Östricher Kalk noch etwa 5 m Cypridinenschiefer aufgeschlossen sind. In dem kleinen Hohlweg nahe südwestlich dieses Bruches wird das Gestein besonders kalkarm und enthält in guter Erhaltung:

Trimerocephalus anophthalmus Fr. 4
Entomis serrato-striata Sdbg. ∞
Posidonia venusta Mstr. 3
Liorhynchus rotundata Mstr.
Hierhin rechne ich auch die bei Nehden in IIα häufige Form. *L. megistana* le Hon (Kläln 1912, S. 32) scheint mir auch zu dieser Art zu gehören.
Orthis (Dalmanella) eifliensis Vern. 1
Cosmocrinus Holzapfeli Jkl. (Stielstück) 1

Weiter westlich kann man in dem erwähnten Profil vom Grünen Ufer die Cypridinenschiefer von ihrem Liegenden bis fast zum Hangenden, den hier verkieselten Enkeberger Kalken, verfolgen. Ihre Mächtigkeit beträgt hier etwa 80 m. Zwischen ihrem zähen, hier eine Geländekante bedingenden Kramenzelgestein ist in einem Steinbruchsversuch eine Faulschieferbank aufgeschlossen, ähnlich denen der Büdesheimer Schiefer und mit *Bactrites* sp. Das südwestlichste Vorkommen an der Straßenecke vor der Restauration zur Bilsteinhöhle zeigt im Gestein ein vollständiges Dominieren des Tongehaltes, welcher nach dem Osten des Warsteiner Gebietes hin abnimmt. Schon in zwei kleinen Steinbruchsversuchen auf dem Biesenberg (etwa Höhenlinie 390) zeigt sich diese Veränderung. Noch stärker wird sie am Kruhberg, wo nur noch ganz dünne Tonlagen mit *Entomis* zwischen den dünnplattigen Kramenzelkalken gefunden werden. Bemerkenswert ist hier noch eine Faulschieferbank, durch deren

Auswaschung ein kleiner Wasserriß zu einer engen Schlucht vertieft wurde.

In den Gesteinen der »Schlagwasserbreccie« scheint schon ganz die Facies des Belecker Sattels Platz gegriffen zu haben, denn ein etwa hausgroßer Block am rechten Ufer des Baches zeigt ein ganz dem dortigen entsprechendes Gestein und lieferte neben *Trimerocephalus anophthalmus* Fr. einige Goniatitenquerschnitte. Im östlichen der Drewerschen Provinzialsteinbrüche ist auch, stellenweise unverkieselt, das Gestein dieses Horizonts aufgeschlossen und zwar als dicke Bänke eines nur wenig tonig verunreinigten Kalkes, der von einem dünngeschichteten Mischungswechsel ebenso wie von Kramenzelstruktur nur im angewitterten Zustande noch Spuren zeigt. Querschnitte von kleinen Schalen treten hervor, aber eine bestimmbare Fauna fand sich nicht. In ihrem unteren Teil liegt die leicht kenntliche »*Subarticulata*-Bank«, die aus dem Profil des westlichen Bruchs erwähnt wurde. Das Profil des östlichen Provinzialsteinbruchs von Drewer, Taf. 13, Fig. 2 (rechts außerhalb der in Textfig. 1, S. 293, abgebildeten Steinbruchswand), das für die Stratigraphie der nun folgenden Schichten von besonderer Bedeutung ist, wird der Kürze halber nach Meterzahlen eingeteilt, welche durch Messungen von der Grenze Enkeberger-Dasberger Kalk abwärts erhalten wurden[1]). Danach liegt die hier mehrmals als tiefste Schicht aufgeschlossene *Subarticulata*-Bank bei —22. Ihre Fauna besteht aus

Bactrites gracilis Stein.	6
Leptodesma bodana Roem.	1
Cardiola (Ontaria) subarticulata Beush.	14
Beushausen 1895, S. 352, Taf. 37, Fig. 4, 5.	
Opisthocoelus sp.	1
Spirifer Verneuili Murch.	2

[1]) Natürlich gelten diese Meterzahlen, wenigstens in größerer Entfernung von der Nullinie, nur für dies eine Profil; schon im nächsten Aufschluß, dem westlichen Steinbruch von Drewer, schwankt die Mächtigkeit zwischen 16 und 36 m an den Enden einer 200 m langen Wand.

Athyris globularis Phill. ∞
Drevermann 1900, S. 287, Taf. 15, Fig. 15.

Orthis (Rhipidomella) sp. ∞
wahrscheinlich ident mit dem, was Klähn 1912, S. 9, aus Knollenkalken der Frasnestufe bei Aachen beschreibt.

Productella subaculeata Murch. 1
nur ein mangelhaft erhaltenes Bruchstück.

Die als wesentlichste Äquivalente der Cypridinenschiefer angesprochenen Kalke reichen im Profil von Drewer bis —19 hinauf. Hier stellen sich dann die ersten Cheiloceraten ein, ohne daß eine wesentliche Änderung im Gesteinscharakter einträte. Ebenso wie am Enkeberg selbst beginnt also im Belecker Sattel die kalkige Entwicklung bereits unterhalb der *Cheiloceras*-Stufe. Denckmann schied aus seinem Enkeberger Kalk die *Manticoceras*-Kalke (Adorfer Kalk) einerseits und die Annulata-Kalke andererseits aus. Den verbleibenden Rest teilte Wedekind in die *Cheiloceras*- und *Prolobites*-Stufe. Die petrographische Gleichartigkeit beider Stufen erlaubte mir eine getrennte Kartierung nicht; im folgenden verstehe ich unter dem jüngeren Enkeberger Kalk die *Prolobites*-Stufe (III) und unter dem älteren Enkeberger Kalk den oberen Teil der *Cheiloceras*-Stufe (II). Bis zur Oberkante der *Cheiloceras*-Stufe reicht nämlich auch im Südwesten des Warsteiner Gebietes der Cypridinenschiefer nicht hinauf. Im Trellenbruch an der Straße nach Hirschberg findet man noch verkieselte Blöcke eines Kalksteins mit Hohlräumen von *Cheiloceras Verneuili* Mstr. Die Kramenzelkalke, welche am Westfuß des Hahnskekopfes in einem neuen Steinbruch gewonnen werden, lieferten keine Goniatiten, wohl aber in einer dunklen Schiefer-Zwischenlage verdrückte Exemplare von *Liorhynchus rotundata* Mstr. Gegenüber der Einmündung der Lürmecke in die Glenne treten die Enkeberger Kalke vielfach in Felsen zutage. In einem Steinbruch an der Suttrop—Rüthener Straße fanden sich hier *Cheiloceras*-Arten häufig als spaterfüllte Querschnitte, und nur wenige Exemplare

konnten als *Cheiloceras angulatum* SDBG. (vergl. Anhang) bestimmt werden[1]).

Am Biesenberg ist der ältere Enkeberger Kalk sehr verbreitet. Einer tieferen Lage gehört der Aufschluß an der Wegecke unterhalb der Klausemühle an mit

Phacops cryptophthalmus EMMR. emend. DREV. 2
Orthoceras angustiseptatum GÜMB. (s. unten) 3
Cheiloceras Verneuili MSTR. (vergl. Anhang) (5)
d. h. 5 Exemplare konnten durch Präparation der Lobenlinie bestimmt werden.
Cheiloceras umbilicatum SDBG. (vergl. Anhang) 2

Diese Vorkommen sowie die Schichten zwischen —19 und —16 im Profil von Drewer mögen noch zur Zone IIα gehören. Aus —19 besitze ich zwei Stücke von *Cheiloceras planilobum* SDBG., bei —18 ist eine Bank erfüllt mit *Cheiloceras amblylobum* SDBG. (vergl. Anhang).

Weiter hinaus am Hang des Biesenberges finden sich mehrere Vorkommen von verkieselten Kalken, von welchen Lesesteine verstreut am ganzen Berghang anzutreffen sind. Ein horizontmäßiges Sammeln war hier nicht möglich, dafür ist aber die Erhaltung für das Studium der inneren Charaktere der Goniatiten besonders günstig; die im Anhang gegebenen Bemerkungen zur Gattung *Cheiloceras* beruhen wesentlich auf diesem Material. Die Quarzite lieferten:

Phacops sp. 1
Orthoceras angustiseptatum GÜMB. 1
» *pseudoregulare* WDK. 1

[1]) Da bei Arbeiten im Felde die Querschnitte von Goniatiten im Enkeberger Kalk weit häufiger als die äußeren Formen gefunden werden, möge darauf hingewiesen werden, daß bei *Cheiloceras* die Luftkammern nur selten mit Sediment gefüllt sind; in Kalken enthalten sie Kalkspat, in Quarziten schließt sich dem Steinkern der Wohnkammer oft unmittelbar ein Hohlraum anstelle des gekammerten Schalenteiles an. — Bei *Sporadoceras* dagegen, der im jüngeren Enkeberger Kalk häufig ist, pflegen die Luftkammern mindestens des letzten Umgangs mit Sediment gefüllt zu sein und in Quarziten Steinkerne zu ergeben.

Cheiloceras (*Eucheiloceras*) *angulatum* Sdbg.	5
» » *sacculum* Sdbg.	1
» » *Verneuili* Mstr.	3
» (*Staffites*) *Pompeckji* Wdk.	5
» » *lagowiense* Gür.	5
» (*Torleyoceras*) *umbilicatum* Sdbg.	3
» (*Dyscheiloceras*) *biesenbergense* n. subg. n. sp.	5
Brancoceras sulcatum Mstr.	1
Sporadoceras Pompeckji Wdk.	1
Loxopteria dispar Sdbg.	3
Prosochasma mytiloides Beush.	1
Praecardium duplicatum Mstr.	1
Buchiola retrostriata v. B.	1

Die Zone IIβ ist dadurch gekennzeichnet, daß *Sporadoceras Pompeckji* Wdk. neben den Cheiloceraten vorkommt; sie reicht bei Drewer von —16 bis —8 hinauf. Bei —15 ist *Cheiloceras angulatum* häufig, daneben kommt *Phacops* sp. und *Sporadoceras Pompeckji* Wdk. vor, und bei —14 noch *Cheiloceras* (*Torleyoceras*) *curvispina* Sdbg. Nach oben werden die Cheiloceraten seltener, bei —8 ist *Ch.* (*Staffites*) *Pompeckji* Wdk. ihr letzter Vertreter.

Die besten Fundstellen für die Zone IIβ liegen in dem jetzt abgeholzten Schlag zwischen Kalvarienberg und »Mädlers Ländern«. Hier treten zwei felsige Bergrücken hervor, von denen ich die nördliche nach der Karte als »Mädlers Länder«, die südliche, in welcher sich ein kleiner Steinbruch befindet, kurzweg als »Klippe« bezeichne. Im Steinbruch der »Klippe« zeigen die Wände in Menge die Querschnitte von Goniatiten, dazwischen auch größere Nautiloideen, welche sich aber schwer herauslösen lassen. Wahrscheinlich dieselbe Bank ist im Weganschnitt bei Mädlers Ländern aufgeschlossen, aber nur an der Nordseite der Bergkante. Unter dieser liegt eine kleine Verwerfung mit einem eingeklemmten Stück Crinoidenkalk, und dann folgen dickbankige, nicht kramenzelige Kalke mit einer etwas abweichen-

den, wohl jüngeren Fauna. Die von mir als älter betrachtete Schicht ist von *Cheiloceras sacculum* SDBG. erfüllt, während *Sporadoceras Pompeckji* WDK. fehlt; in der jüngeren Schicht ist dagegen *Sporadoceras Pompeckji* WDK. das häufigste Fossil, und die Nautiloideen nehmen hier einen größeren Raum ein, während *Cheiloceras* wenigstens im Anstehenden nicht gefunden wurde. Die Kleinheit des Aufschlusses erforderte zur Untersuchung der Fauna die Mitbenutzung des beim Wegbau gebrochenen und beiseite liegenden Gesteins. Dabei ließ sich das Gestein aus der unteren Schicht (u) von dem aus der oberen (o) einigermaßen zuverlässig unterscheiden; es zeigte sich, abgesehen von der erwähnten wechselnden Häufigkeit der einzelnen Formen, kein wesentlicher Unterschied, so daß ich eine gemeinsame Liste gebe.

Phacops sp. 3 o

Trimerocephalus griffithides R. u. E. RICHT. 1 o

Orthoceras angustiseptatum GÜMB. 8 o 4 u

GÜMBEL 1879, S. 498. Soweit es die mangelhaften Beschreibungen zulassen, ist die vorliegende Art mit der des Fichtelgebirges zu identifizieren. Ein Exemplar läßt eine durchgehende Siphonalröhre erkennen, ein anderes schräg zur Längsachse verlaufende Anwachssteifen.

Orthoceras pseudoregulare WDK. 3 u 6 o

WEDEKIND 1908, S. 624. Da die Stücke von Mädlers Ländern häufig verdrückt sind, läßt sich nicht feststellen, ob unter den hierher gerechneten Formen mit hohen Kammern nicht auch *Orth. ellipticum* MSTR. ist, der in den gleichen Schichten des Enkebergs nicht selten sein soll.

Posterioceras latum WDK. 4 o

WEDEKIND 1908, S. 629, Taf. 40, Fig. 11. Die Form ist wenig schlanker als der Typus der Art, aber nicht soviel, daß eine Abtrennung angezeigt erscheint. Übrigens befindet sich eine derartige Form auch unter dem Enkeberger Material des Göttinger Museums.

Posterioceras sp. 1 u

Phragmoceras cf. *Brateri* Mstr. 2 u 2 o

Alle Stücke haben durch Verdrückung stark gelitten. Ein vollständiges Exemplar von 13 cm Länge und etwa 5 cm größter Dicke zeigt einen Teil der Mündung, außerdem liegt eine isolierte Mündung vor. Der Sipho liegt an der konkaven Seite; die Gattungszugehörigkeit ist somit sicher. Gegenüber der Abbildung der Münsterschen Art (1840, S. 105, Taf. 1, Fig. 10) besteht aber ein erheblicher Unterschied, denn dort wird die Wohnkammer wesentlich länger, indem sie auch den breitesten Teil der Schale einzunehmen scheint, welcher hier noch gekammert ist.

Cyrtoceras sp. 2 o

Diese Art zeigt eine gewisse Konvergenz zu der vorigen, von welcher sie aber auch in verdrückten Stücken (sonst dürfte der Querschnitt rund gewesen sein) durch den außenseitigen Sipho gut zu unterscheiden ist.

Tornoceras bilobatum Wdk. 4 u

Wedekind 1908, S. 579, Taf. 40, Fig. 8. Der Verlauf der Anwachsstreifen und der inneren Lobenlinie ist auch durch mein Material noch nicht bekannt geworden.

Pseudoclymenia planidorsata Mstr. 4 u 2 o

Die zugeschärfte Nabelkante und die merkwürdigen, im Mittel etwa 0,2 cm voneinander entfernten scharfen Linien zwischen den Anwachsstreifen entsprechen genau dem, was Sobolew 1914, Taf. 8, Fig. 21 als *dorsoplanum* Sob. abbildet. Der Vergleich mit Enkeberger Material zeigte, daß es sich nicht um eine andere Art handeln kann, für welche übrigens der Name schlecht gewählt wäre.

Cheiloceras sacculum Sdbg. (16) u 1 o

Über die systematischen Beziehungen dieser Art vergl. den Anhang. Die Größe des von Wedekind 1917, Taf. 18, Figur 11, abgebildeten Exemplars wird nur ausnahmsweise erreicht, die Mehrzahl mißt 2—3 cm.

Dimeroceras Gümbeli Wdk. 8 u 3 o

Außer einigen wohlbestimmbaren Exemplaren rechne ich zu dieser Art eine Anzahl weitgenabelter Jugendformen.

Sporadoceras Pompeckji Wdk. 14 o
Vergl. Anhang.
? *Loxonema subulata* Mstr. 2 o
Loxopteria dispar Sdbg. 3 o
Myalina cf. *oviformis* Born. 1 u 1 o
Weitere Vorkommnisse 1 Dr., 1 Glenntal, 1 Grünes Ufer. Aus den gleichen Schichten des Aecketales beschreibt Born (1912, S. 580/81, Taf. 18, Fig. 7 und 8) drei verschiedene, durchweg stark nach rückwärts verlängerte Myalinen. Die Bestimmungen gründen sich auf wenige ungünstig erhaltene Exemplare, sodaß Unterschiede gegenüber der Warsteiner Form zufälliger Natur sein können. Diese zeichnet sich besonders durch den rückwärts gekrümmten, nach vorn von einer scharfen Kante aus steil abfallenden Wirbel aus.
Stromatopora sp. 1 o

Im Profil des Kruhbergs erhebt sich nicht weit über den Cypridinenschiefern ein Felsen mit kompakten Kramenzelkalken ohne Fossilien, wahrscheinlich IIα. Eine zweite Felsgruppe mit dickbankigen reinen Kalken und *Cheiloceras, Posterioceras latum* Wdk. und *Phragmoceras* cf. *Brateri* Mstr. erinnert stark an das Vorkommen von Mädlers Ländern.

Der jüngere Enkeberger Kalk.
(*Prolobites*-Stufe.)

Die *Prolobites*-Stufe oder Oberdevon III wird von Wedekind wieder in zwei Zonen eingeteilt, IIIα mit *Pseudoclymenia Sandbergeri* Gümb. und IIIβ mit *Prolobites delphinus* Sdbg. und *Clymenia involuta* Wdk. Auch im Profil von Drewer ist eine Zweiteilung möglich, die wohl mit der Wedekindschen übereinstimmt; hier ist in der unteren Hälfte *Sporadoceras biferum* Phill., in der oberen *Sporadoceras Münsteri* v. B. häufig. *Prolobites delphinus* Sdbg. tritt erst dicht unter der Oberkante auf. Die Serie reicht von —8 bis an die dünne Schieferlage, über welcher der Dasberger Kalk (V) beginnt und welche als Nullpunkt für die Messung diente. In dem Steinbruch am Eulenspiegel zwischen Kallenhardt und Rüthen läßt

sich dieser Horizont von derselben Nullinie abwärts ebenfalls bis —8 verfolgen. Auch hier fand sich ein *Prolobites delphinus* Sdbg. bei —1, während bei —3 *Sporadoceras Münsteri* v. B. häufig ist. Sonst erlaubt das Gestein nur selten die Herauslösung der Fossilien — meist *Sporadoceras*-Arten — deren Querschnitte man an der Steinbruchswand beobachtet. Ein dritter Fundpunkt ist auf der Höhe der Kahlenbergsköpfe westlich von Warstein. In dem alten Steinbruch zwischen Punkt 448 und 467 (Meßtischbl. Hirschberg) lassen sich die Steinkerne aus einer verwitterten Partie des Quarzits gewinnen; etwa auf Umgangsweite pflegen die Kammersteinkerne noch vorhanden zu sein, während der innerste Teil hohl ist, und so gelangt meistens die innere Lobenlinie zuerst zur Beobachtung. Leider ist die Verkieselung in diesem Steinbruch so stark, daß nicht feststellbar war, ob die hangendsten Schichten schon zum Dasberger Kalk gehören. Das Liegende wird jedenfalls von verkieselten Cypridinenschiefern und nicht von Mitteldevon gebildet[1]). Die folgende Liste faßt die drei genannten Fundorte zusammen und enthält auch Arten, welche aus dem Geröll der zweithöchsten Abbauterrasse im Drewerschen Bruche gesammelt wurden, deren Herkunft aus einer besonderen Bank innerhalb des Horizontes aber nicht festgestellt werden konnte.

Phacops caecus Gür. 12 Kahl.

Orthoceras sp. 2 Dr., 1 Kahl.

Diese nur hier gefundene Art hat Beziehungen zu *O.* sp. bei Wedekind 1908, S. 626, und dem unten (S. 284) angeführten *O.* cf. *cingulum* Hall. Bezüglich der Länge der Kammern steht sie zwischen diesen beiden.

Orthoceras pseudoregulare Wdk. 5 Dr., 2 Kahl.

s. oben, S. 22; bei —6 Dr. sehr große Exemplare.

Orthoceras angustiseptatum Gümb. 1 Dr.

Oxyclymenia undulata var. *pygmaea* n. var.

3 Dr., 4 Dr. —$^1/_2$, 3 Eul. —$^1/_2$, 5 ? Kahl.

---

[1]) Denckmann 1894, Tabelle S. 40.

Querschnitt, Lobenlinie und Verlauf der Anwachsstreifen stimmen mit dem Typus der Art überein, aber unsere ältere Form bleibt so konstant in ihren vergleichsweise winzigen Ausmaßen von etwa $^1/_2$ cm, daß eine Deutung als Jugendstadium nicht angängig erscheint.

Pseudoclymenia dorsata Wdk. 7 Dr.

Wedekind 1908, S. 579; einige Stücke zeigen ebenso wie Sobolews gute Abbildung (1914, Taf. 9, Fig. 36) einen winkligen Lobus A_1, ähnlich wie bei *Cheiloceras angulatum* Sdbg.; bei anderen Stücken ist A_1 abgerundet.

Pseudoclymenia planidorsata Mstr. 1 Dr.

Aus einem Gesteinsstück mit *Spor. biferum* Phill.

Sporadoceras biferum Phill. 3 Dr. —5, 1 Dr. —8, 14 Kahl.

Über die systematischen Beziehungen dieser und der folgenden Art vergl. den Anhang über *Sporadoceras*.

Sporadoceras biferum var. *descendens* n. var. 5 Dr.

Sporadoceras Münsteri v. B.

4 Dr. —$^1/_2$, 6 Dr. —1, 6 Eul. —1, 2 Eul. —3, 4 Kahl.

Beobachtungen über die innere Lobenlinie veranlassen mich, den Begriff dieser Art (Synonyma s. Wdk. 1908, S. 596) weiter einzuschränken. Vergl. hierzu auch den Anhang.

? *Dimeroceras* sp. 1 Dr., 1 Kahl.

Brancoceras sulcatum Mstr. 3 Kahl.

Prolobites delphinus Sdbg. 1 Dr. —$^1/_2$, 1 Dr. —1, 1 Eul. —1.

Pleurotomaria contraria Mstr. 1 Dr.

Münster 1840, S. 87, Taf. 15, Fig. 13.

Loxopteria dispar Sdbg. 1 Dr. —1, 1 Dr., 3 Kahl.

»*Trochus*« *Neptuni* Mstr. 1 Dr.

Buchiola retrostriata v. B. 2 Dr., 1 Eul. —$^1/_2$, 2 Kahl.

Stromatopora sp. 2 Dr. —2.

Dieser Cephalopodenfacies möchte ich ein Vorkommen aus dem Hospitalholz nordwestlich Körtlinghausen als Trilobitenfacies gegenüberzustellen. Wie der Verlauf der 360er Höhenkurve auf dem Meßtischblatt Rüthen erkennen läßt, tritt das dortige Vorkommen des Enkeberger Kalkes als eine dem Berg

aufgesetzte Rippe hervor. Während in einigen alten Schürfen *Cheiloceras*-Arten noch häufig vorkommen, bietet die natürliche Entblößung der NW-Ecke dieses Vorkommens folgende Fauna:

Phacops sp.	6
Proetiden-Reste	6
Genuclymenia hexagona Wdk.	3
Diese bezeichnende Art fand ich auch in der Trilobitenfacies des Dasberger Kalkes am Biesenberg. Diese Lebensdauer stimmt mit den bisherigen Angaben überein, denn Wedekind beschreibt sie aus III vom Enkeberg und Renz (1913) erwähnt sie von Ebersdorf, offenbar auch aus V.	
Varioclymenia brevicostata Mstr.	1
Münster 1842, S. 124, Taf. 12, Fig. 5.	
Varioclymenia brevicosta Mstr. b. Wdk. 1914, S. 31.	
? *Cymaclymenia striata* Mstr.	3
Myalina sp.	1
Petraia decussata Mstr.	2

Diese Fauna unterscheidet sich von den Trilobitenkalken der Stufe V, besonders denen vom Biesenberg, lediglich durch das Fehlen der typischen Dasberger Clymenien. Auch der Gesteinscharakter zeigt erhebliche Annäherung.

Die Stratigraphie des gesamten Enkeberger Kalkes wird durch Änderungen im Gesteinscharakter nur äußerst wenig erleichtert. Von seinem Liegenden unterscheidet er sich durch eine wesentliche Zunahme des Kalkgehalts. Bald treten 1 m dicke, durch ganz dünne ebene Schieferlagen getrennte Bänke von Kramenzelkalk mit sehr gleichmäßiger Struktur auf, bald zeichnen sich etwa handbreite reine Kalkbänke vor anderen überwiegend tonigen Lagen aus. Solche Unterschiede werden oft erst auf angewitterten Oberflächen erkennbar. Die erste Art herrscht im allgemeinen im älteren, die zweite im jüngeren Enkeberger Kalk vor, ohne daß es jedoch möglich wäre, danach eine scharfe Grenze zu ziehen. Ganz anders verhält es sich

mit der Unterscheidung gegen das Hangende, den Dasberger Kalk, die sich schon nach petrographischen Gesichtspunkten unschwer durchführen läßt; im Dasberger Kalk sind nämlich die Kalkknollen meist von Faustgröße und liegen schichtweise in dunklerem, tonreichem Gestein. Eine Annäherung an diese Ausbildung zeigt sich auch in den obersten Bänken des Enkeberger Kalks.

Die Zone der *Clymenia annulata* MSTR.[1]) fehlt, das kann mit Bestimmtheit gesagt werden, da der in Betracht kommende Profilabschnitt besonders oft und gut aufgeschlossen ist. Bei $-1/_2$ fand ich bei Drewer und am Eulenspiegel *Prolobites delphinus* SDBG. in einem Kalk, dessen Bänke bereits dichter liegen und sich stärker herausheben und auch sonst schon Annäherung an den Dasberger Kalk zeigen. Dieselbe *Oxyclymenia undulata* var. *pygmaea*, welche bei $-1/_2$ auftritt, kommt auch in der etwa 10 cm starken Grenzschieferlage vor, die als Nullinie für die Messungen diente. Schwächere Schieferlagen der gleichen Art finden sich im Hangenden wie im Liegenden.

Die Fauna des Dasberger Kalks mit *Laevigites Hoevelensis* WDK., *Oxyclymenia subundulata* WDK. usw. beginnt unmittelbar über dem Grenzschiefer. Wenn auch neuartige Clymenien in großer Individuenzahl auftreten, so ist doch auch in der Fauna der Wechsel zwischen *Prolobites*- und *Laevigites*-Stufe nicht so erheblich, daß das Studium des Warsteiner Gebiets allein schon zur Annahme einer Lücke führen könnte; 15 Arten finden sich sowohl im Hangenden als auch im Liegenden des Grenzschiefers.

Von allen den Stellen, von welchen die *Annulata*-Zone beschrieben wurde, kenne ich sie nur in sehr geringer Mächtigkeit. In dem kleinen Steinbruch zwischen Hoevel und Beckum (Meßtischbl. Balve), in welchem die Unterkante des Dasberger Kalkes auch besonders gut aufgeschlossen ist, konnte ich ebenfalls bereits 1 m unter derselben die Fauna von III β nachweisen.

Es fehlt also im Warsteiner Gebiet die Zone IV β mit *Platyclymenia annulata* MSTR. und *Postprolobites Frechi* WDK. eben-

[1]) DENCKMANN 1900, S. XIV.

so wie auch *Platyclymenia protacta* Wdk., für deren Auftreten im Liegenden der vorigen Arten Wedekind die Zone IV α ausschied. Hier liegt eine Lücke in der Sedimentation vor, die aber mit Rücksicht auf erhebliche petrographische und faunistische Übereinstimmungen im Hangenden und Liegenden kein sehr großes Ausmaß besitzen kann. Überhaupt scheint mir die Bemerkung Wedekinds (1913a, S. 24), daß seine sechs Stufen des Oberdevons »einander faunistisch und der Mächtigkeit nach vollkommen gleichwertig« seien, nicht ganz zuzutreffen; eine gleichmäßigere Einteilung wäre m. E. zu erzielen, wenn die Stufe IV, wie Denckmann[1]) wollte, nur als Zone betrachtet und der bisherigen Stufe III angegliedert würde, welche nunmehr durch die Gattungen *Prolobites* und *Platyclymenia* gekennzeichnet wäre.

Dasberger Kalk.

(*Laevigites*-Stufe.)

Leicht und unzweideutig ließen sich die Vorkommen von Dasberger Kalk feststellen. Die Besonderheit der Gesteinsbeschaffenheit wurde erwähnt; wichtiger für die stratigraphische Abgrenzung ist die Häufigkeit der Leitfossilien *Laevigites Hoevelensis* Wdk. und *Oxyclymenia undulata* Mstr., welche sich oft auch an den unbedeutendsten Aufschlüssen finden ließen. Wie die Übersichtskarte zeigt, ist der Dasberger Kalk nur in Resten unter dem transgredierenden Carbon erhalten geblieben. Im östlichen und westlichen der Steinbrüche bei Drewer ist je eine Stelle mit 8 m als größter gemessener Mächtigkeit aufgeschlossen. In diesen 8 Metern ist Gestein und Fauna gleichbleibend, es kann höchstens gesagt werden, daß *Brancoceras sulcatum* Mstr. in der unteren, *Gonioclymenia* in der oberen Hälfte häufiger ist. Eine Messung von der Grenzschieferbank nach oben, welche allein in Betracht kommt, ließ sich an einer Reihe der wichtigsten Fundstellen nicht ausführen; damit ist es auch unmöglich, die gefundenen Faunen in der Reihenfolge ihres

[1]) Denckmann 1900, S. XIII.

Alters anzugeben, und deshalb vereinige ich sie in nur einer Liste. BELECKE hat nur wenige Formen geliefert, und von Drewer wurden auch die Funde von Halden mit berücksichtigt. Die beste Fundstelle ist nicht weit von der Höhle im Bilsteintal, und zwar am Scheibenstand eines alten Schießplatzes (»Pav.« des Meßtischbl. Hirschberg). v. DECHEN erwähnt diese Fundstelle als »in den Gösselen«[1]). Hier ist das Gestein verkieselt, die Fossilien demgemäß als Steinkerne erhalten. Ebenfalls Steinkernerhaltung zeigt der zweiteilige kleine Steinbruch beim Gehöft Frankenburg an der Kallenhardt—Rüthener Straße (=Frankescher Stbr. b. DENCKMANN 1894). Hier ist der nahezu söhlig liegende Dasberger Kalk an mehreren senkrechten Klüften in einen unreinen Eisenstein verwandelt. Die unten aufgeführte Fauna stammt nur aus dem oberen Teil dieses kleinen Bruchs, der untere Teil reicht schon in den Enkeberger Kalk hinab und führt u. a. *Sporadoceras Münsteri* v. B. Westlich und besonders südlich von Frankenburg stellt sich die Trilobitenfacies ein. Sehr eigenartig ist das Vorkommen an der »Klippe«. Hier enthält die Schiefermasse einer Kluftfüllung im Enkeberger Kalk Knollen des Dasberger Kalkes mit einigen Resten von Clymenien und massenhaften Schalenteilen von Trilobiten. Etwas weniger häufig sind diese in dem Aufschluß an der einspringenden Waldecke auf der Höhe des Biesenberges, nahe südl. Punkt 415,6 (vergl. DENCKMANN 1894). Fast alle Vorkommen des Dasberger Kalkes lieferten Versteinerungen. Für die Vermutung DENCKMANNs, daß die Schichten vom Stillenberg bei Warstein einem anderen Horizont angehören könnten[2]), haben sich keine Anhaltspunkte ergeben, und deshalb wird die Fauna dieses Ortes, wo ich 8 Arten sammelte, auch in die gemeinsame Liste aufgenommen.

Phacops granulatus MSTR.

17 Klippe, 4 Frankenburg, 11 Biesenberg, 14 Bilsteintal usw.;

[1]) Dieser Name wird in Warstein eigentlich für den südlichen, bewaldeten Teil der nahen Anhöhe »Platte« gebraucht.

[2]) DENCKMANN 1900, S. XIX.

die Art wurde also fast in sämtlichen Aufschlüssen des Dasberger Kalks gefunden.

Proetus marginatus Mstr.

Calymene marginata Mstr. 1842, S. 112, Taf. 10, Fig. 1, 4, 5, 7, 8; »*Proetus*« *marginatus* Mstr. R. Richter 1913, S. 417, Taf. 23, Fig. 21/22. Diese bisher nur aus den Aufsammlungen des Grafen Münster bekannte schöne Art ist zusammen mit den zwei folgenden an der »Klippe« recht häufig, wo einzelne Kalkknollen ganz von ihren stets isolierten Panzerteilen durchsetzt sind.

Proetus warsteinensis R. u. E. Richt. in litt.

Cyrtosymbole octofera R. u. E. Richt. in litt.

» *conifera* R. u. E. Richt. in litt.

» cf. n. sp. *c.* R. u. E. Richt. 1919, S 107

Orthoceras angustiseptatum Gümb. 5 Eul., 2 Dr., 1 Fr., 1 St.

» *cinctum* Mstr. 1 Eul., 1 Dr., 4 Bst., 1 Fr.
Tietze 1871, S. 138, Taf. 16, Fig. 16.

» *calamiteum* Mstr. 1 Fr., 1 Dr.
Tietze 1871, S. 137, Taf. 16, Fig. 15.

» *pseudoregulare* Wdk. 6 Dr., 1 Eul., 1 Dr. +5.

» cf. *cingulum* Hall 3 Fr., 1 Bst.

Der Sipho war nicht zu beobachten. Die Kammerwände tragen auf ihrem Rande einen dicken Ring, welcher, wie die Textfigur für *O. cingulum* bei Hall 1879, S. 241, zeigt, mit der inneren Schicht der Schale in Zusammenhang gebracht werden muß. Der Innenrand dieses Ringes zeigt (Gefäß-?)Rinnen. Solche Ringe, die aber einen glatten Innenrand haben, kenne ich auch von einer deutschen Art, nämlich dem durch längere Kammern ausgezeichneten *Orthoceras* sp. bei Wedekind 1908, S. 626, Taf. 42, Fig. 2.

cf. *Jovellania* sp. 1 Fr.

Querschnitt dreiseitig, Sipho zentral, Kammern enggestellt. Nähere Verwandte dieser Form sind mir nicht bekannt.

»*Clymenia*« sp. aff. *Kayseri* Drev.

Außer einem Bruchstück von Drewer nur ein kleiner aber

gut erhaltener Steinkern von der Frankenburg. Er schließt sich zunächst an *Cl. Kayseri* DREV. von Langenaubach an (DREVERMANN 1900, S. 135, Taf. 13, Fig. 11). Die hohen Rippen nehmen nur $^2/_3$ der Seiten ein, dann folgt eine Einsenkung gegen die schmale, etwas abgeplattete Außenseite, welche von kleineren Rippen (etwa 7 zwischen zwei Hauptrippen) überquert wird. Auch wachsen die Windungen etwas weniger an als bei *Cl. Kayseri*, sodaß es zweifelhaft bleiben muß, ob auch unsere Art zu *Rectoclymenia* gehört. Die Zugehörigkeit zu einer der Gattungen, welche WEDEKIND 1914 auf Grund von Nabelweite und Anwachsstreifen unterschied, konnte auch bei den drei folgenden Arten nicht bestimmt werden; deshalb ziehe ich es vor, hier den neutralen Gattungsnahmen »*Clymenia*« zu verwenden.

»*Clymenia*« *Lotzi* WDK.

WEDEKIND 1908, S. 610, Taf. 43, Fig. 8. Ein wohlerhaltenes Stück vom Eulenspiegel, darauf noch zwei Bruchstücke. Nur die Berippung ist etwas schwächer als bei den Formen aus III β vom Enkeberg.

»*Clymenia*« *acuticostata* MSTR. 2 Dr.

Die Identität seiner *Cl. aegoceras* (1902, S. 31) mit der MÜNSTERschen Art gibt FRECH selber zu (1902, Erklärung zur Tafel 2, Fig. 5). WEDEKIND beschreibt als *Cl. aegoceras* FR. (1914, S. 68, Taf. 2, Fig. 4) eine Form, bei welcher Seiten- und Außenfläche mit gerundeter Kante zusammenstoßen, während diese Kante bei MÜNSTERs Original zu einer erhabenen Leiste ausgezogen ist. Tatsächlich schwankt die Art zwischen diesen beiden Extremen, wie an Material vom Dasberg festgestellt werden konnte.

»*Clymenia*« sp.

Von der »Klippe« liegen noch zwei, anscheinend verschiedenen Arten von *Platyclymenia* angehörige kleine Exemplare vor. Bei der einen stehen die Kammerwände so dicht, daß etwa 3 auf den Millimeter kommen (Kümmerform?).

Genuclymenia hexagona WDK. (s. oben) 4 Bies.

Cyrtoclymenia angustiseptata Mstr. 4 Fr., 5 Bst., 2 Dr.
Gümbel 1863, S. 121, Taf. 15, Fig. 1.

Cyrtoclymenia sp. 1 Dr.
Eine auffallende Form mit abgeplatteten Seiten- und Außenflächen und schwachen Nabelrippen. Die Lobenlinie ähnelt mit ihrem steilen Abfall von der Naht derjenigen von *C. plicata* Mstr. (Gümbel 1863, S. 122, Taf. 15, Fig. 2), nur legt sich der tiefere Seitenlobus mit einem rechtwinkligen Knick an den Außensattel.

Laevigites Hoevelensis Wdk.
Wedekind 1914, S. 48, Taf. 4, Fig. 1/2. Es liegen 64 Exemplare fast von allen Vorkommen des Dasberger Kalkes vor. Einige Steinkerne lassen die Einschnürungen erkennen, die schon Sandberger (1853, S. 184, Taf. 7, Fig. 1) und Frech (1902, S. 31, Taf. 4, Fig. 2) beschreiben. Gümbels var. *cingulata* (1863, S. 137, Taf. 16, Fig. 9) ist etwas anderes.

Laevigites laevigata Mstr.
Gümbel 1863, S. 137, Taf. 16, Fig. 5. Nur zwei Stücke, die bei Drewer von der Halde gesammelt wurden, und zwei vom Eulenspiegel, die dort in +5 zwischen zahlreichen *L. Hoevelensis* Wdk. liegen, zeigen den für diese Art bezeichnenden Knick in der Lobenlinie.

Oxyclymenia undulata Mstr.
» *subundulata* Wdk.
» *bisulcata* Mstr.
Im ganzen Warsteiner Gebiet sind die Oxyclymenien am häufigsten, und zwar ließ sich überall, wo eine größere Menge gesammelt werden konnte, die ganze Formenreihe feststellen; Bemühungen, das Vorwiegen dieses oder jenes Typus in irgend einer Schicht festzustellen, blieben vergeblich. Untersucht wurden insgesamt 220 Exemplare, davon rechne ich zu *O. undulata* im engeren Sinne 50, zu *subundulata* 100, zu Varietäten, welche zwischen diesen beiden stehen, 52, und zu *bisulcata* 18. — Von den Formen, welche Gümbel als *undulata* Mstr. zusammenfaßte, wurde von Frech die *O.*

bisulcata MSTR. wieder abgetrennt, allerdings nur als Varietät, die, wie richtig bemerkt wurde, die Hauptform überall begleitet. Die Furchen, die mit einem besonders starken äußeren Lateralvorsprung der Anwachsstreifen zusammenfallen, lassen sich von der Mündung verschieden weit, $^1/_4$—1 Umgang, zurückverfolgen. Von WEDEKIND wurde 1914 eine weitere Anzahl Arten aus dieser Formengruppe abgetrennt. Einige Stücke von Drewer erinnern bezüglich der stärkeren Zunahme des Querschnitts an die dort (1914, S. 53, Taf. 4, Fig. 7) beschriebene *O. lamellosa* WDK., deren eigenartige Skulptur sie jedoch nicht haben. Sonst kommt von diesen Arten nur *O. subundulata* WDK. in Frage. Außer den Formen, welche mit diesem Typus genau übereinstimmen, rechne ich zahlreiche Exemplare hierher, die noch flacher sind, und deren Naht noch weniger vertieft liegt. Den Rest, also die Formen mit stärker gerundetem Querschnitt, fasse ich als *O. undulata* MSTR. auf, indem ich damit über die Artauffassung WEDEKINDs wieder etwas hinausgehe. Man könnte auch als echte *undulata* nur die Stücke ansprechen, die wirklich runden Querschnitt und eine stark vertiefte Naht haben. Dann wären diejenigen, welche mit schwach ovalem Querschnitt oder einer nach außen konvergierenden Abplattung der Seiten zu *subundulata* überleiten, als Varietäten zu bezeichnen. Ganz den gleichen Schwankungen ist das andere von WEDEKIND angegebene Unterscheidungsmerkmal, die Höhe des äußeren Lateralvorsprungs der Anwachsstreifen, unterworfen. Auch in der Bildung des Mundsaumes lassen sich Unterschiede feststellen: Unter den als *subundulata* betrachteten Formen fand ich an einem Stück rückwärts gebogene Labialwülste; die letzteren nähern sich dem Charakter der *bisulcata* MSTR. Im ganzen ließe sich die Formengruppe unter dem Bilde einer mehrgipfeligen Variationskurve betrachten, die vom Typus *subundulata* WDK. nach der einen Seite unmerklich zu dem noch häufigen Extrem der echten *undulata* MSTR., nach der anderen Seite zu den

noch flacheren Formen und der selteneren *bisulcata* Mstr. führt.

Cymaclymenia striata Mstr. 22 Dr., 9 Eul., 33 Bst., 3 Kl.

Gümbel 1863, S. 145, Taf. 18, Fig. 1. Bereits Graf Münster kennt die Variabilität dieser Art und beschreibt die vom Typus abweichenden Formen nur als Varietäten, während er sonst auch geringe Unterschiede zur Trennung von Arten verwendet. Unter den Clymenien des Rheinischen Gebirges nennt Wedekind die *C. striata* Mstr. nicht, wohl aber zwei neue Arten, nämlich *C. costata* Wdk. aus Stufe III und *C. cordata* Wdk. aus Stufe V. Untereinander sollen sich diese durch ihre Lobenlinie unterscheiden, aber die Unterschiede sind so gering, daß ich sie weder an dem Material vom Enkeberg erkennen konnte, noch dadurch, daß ich die Lobenbilder beider Arten (Wedekind 1914, Taf. 2, Fig. 12b und 14) mittelst einer Pause aufeinander zeichnete. Gemeinsam unterscheiden sie sich vom Typus der *C. striata* Mstr. durch herzförmigen Querschnitt und die rechtwinklige Ecke zwischen dem First des Lateralsattels und dem Innenrand des Laterallobus. Mein Material, zum größeren Teil gut erhaltene Steinkerne, zeigt den genannten Knick häufiger, einen herzförmigen Querschnitt seltener. Einschnürungen des Steinkerns, die in wechselnder Zahl und Form auftreten, sind nur durch Schalenverdickungen hervorgerufen. Beschrieben und abgebildet wurde ein solcher Steinkern als var. *sudetica* von Renz (1913, S. 136, Taf. 8, Fig. 7); zu Unrecht wird das Stück zu *C. ornata* Mstr. gestellt. Einzelne meiner Stücke passen zu Münsters var. *costellata* und var. *plana*, und so ließen sich leicht eine ganze Reihe von Varietäten aufführen.

Cymaclymenia dorsocostata Mstr. 1 Dr.

Gümbel 1863, S. 146, Taf. 18, Fig. 4. Gümbel kennt von dieser Art auch nur ein Exemplar; ein zweites, welches er l. c. Fig. 5 abbildet, scheint mir zu *striata* Mstr. zu gehören.

Cymaclymenia ornata Mstr. 1 Bst.

Gümbel 1863, S. 146, Taf. 18, Fig. 9, 10. Nur ein Wohn-

kammerbruchstück wurde gefunden, aber dieses paßt besser als das von FRECH (1902, S. 35, Taf. 1, Fig. 11) beschriebene Exemplar zum Typus dieser ebenfalls von *C. striata* gut unterschiedenen Form (geringe Einrollung, Nabelrippen, Außenteile der Seiten eingedrückt).

Gonioclymenia subcarinata MSTR. 2 Fr., 1 Henschede, 1 Bies.
» » var. *Cottai* MSTR. 1 Bst.
» » var. *praematura* WDK. 1 Bst.
» *plana* MSTR. 8 Bst., 2 Dr.
» *Uhligi* FR. 1 Bst., 1 Dr.
» *biimpressa* v. B.
7 Dr., 1 Dr. + 5, 1 Bst., 3 Kl., 1 Henschede.
» *interrupta* MSTR. 1 Dr.
» *intermedia* MSTR. 1 Fr.

Eine Besprechung dieser Arten wird im Anhang gegeben.

Brancoceras sulcatum MSTR.
20 Dr., 7 Eul., 8 Fr., 48 Bst., 2 Dr. + 1, 3 Dr. + 2.

WEDEKIND (1917, S. 147) kennt die Art nur aus Stufe III, während FRECH sie aus dem oberen Clymenienkalk aufführt. Seine Abbildung 1902, Taf. 3, Fig. 19, die GÜRICH in die »Leitfossilien« übernommen hat, zeigt jedoch die Einschnürungen auch auf der Schalenoberfläche, stellt also nach WEDEKINDs System einen *Postprolobites* dar. Bei meinem reichlichen Material zeigen sich auf dem Jugendstadium (bis etwa 0,8 cm Dmr.) die Einschnürungen des Steinkerns auch von beträchtlichen Einsenkungen der Schalenoberfläche, wenigstens auf den Flanken, begleitet. Die Lobenlinie zeigt bei diesen Stücken bis herunter zu 0,08 cm keine Änderung des Charakters.

Brancoceras Gürichi FR. 1 Dr., 1 Fr.

FRECH 1902, S. 76, Taf. 3, Fig. 19, 22. Nach WEDEKIND soll diese Art nur im Oberdevon VIα vorkommen (1917, Tabelle S. 152); in Vα relativ am häufigsten soll eine Art sein, welche als *Br. Stillei* WDK. bezeichnet wird (1917, S. 170). Ich kann zwischen beiden keinen Unterschied finden.

Brancoceras sp. 9 Bst.
Eine flache Form mit nach außen verstärkten Einschnürungen des Steinkerns. Ein Exemplar zeigt ovalen Umriß. Wahrscheinlich gehört die Form zu dem leider nicht hinreichend beschriebenen *Br. Salfeldi* Wedekinds (1917, S. 147).

Sporadoceras bilanceolatum Sdbg. 17 Dr., 12 Eul., 1 Fr., 6 Bst.
Vgl. Anhang.

Sporadoceras contiguum var. *posthuma* Wdk.
3 Dr., 1 Dr. + 8, 1 Bst., 2 Fr.
Wedekind 1917, S. 171, Taf. 18, Fig. 13.

Sporadoceras angustisellatum Wdk. 1 Dr.
Wedekind 1908, S. 597, Taf. 40, Fig. 1. Aus III β beschrieben. Bei Ebersdorf scheint die Art auch in V vorzukommen (Göttinger Museum).

Sporadoceras acutolaterale Sdbg. Dr.
Sandberger 1856, S. 98, Taf. 6, Fig. 1. Auf die von Sandberger abgebildete Altersform muß auch Wedekinds *Sp. Sedgwicki* (1908, S. 559, Taf. 41, Fig. 4) bezogen werden.

Sporadoceras cucullatum v. B. 2 Bst., 1 Dr.
Frech 1902, S. 83, Taf. 3, Fig. 15. Anscheinend eine Leitform der Stufe V (s. Frech l. c.), in welcher diese seltene Art weit verbreitet ist.

Wocklumeria distorta Tietze sp. 5 Bst.
Goniatites distortus Tietze 1871, S. 131, Taf. 17, Fig. 43. Neuerdings stellt Wedekind eine *W. paradoxa* auf (1917, S. 172, Taf. 19, Fig. 16, 17), welche aber leider auch nicht vollständiger beschrieben wird, so daß es nicht ersichtlich ist, ob zwischen beiden Formen überhaupt Unterschiede bestehen. — Es liegen nur kleine Exemplare vor, das größte, an welchem die Kammerwände erkennbar waren, mißt erst 1 cm. Die Windungen sind außerordentlich niedrig. Außen- und Innenlobus verschmelzen zu einem einheitlichen Spitzchen, wobei anscheinend der Sipho die randliche Lage verläßt. Äußerer und innerer Nahtlobus vorhanden; von der Naht fällt die Kammerwand stark nach rückwärts ab.

Pleurotomaria sp. 1 Kl.

Ein Bruchstück mit glatten kantigen Spiralbändern.

Turbo inflatus MSTR. 1 Bst., 1 Kl.

TIETZE 1871, S. 141, Taf. 17, Fig. 24.

Loxonema arcuatum MSTR. 7 Fr., 1 Dr., 1 Eul.

KAYSER 1873, S. 636, Taf. 21, Fig. 6.

Posidonia venusta MSTR. 2 Fr., 4 Kl., 2 Eul.

FRECH 1891, S. 70, Taf. 24, Fig. 15.

Loxopteria dispar SDBG. 4 Fr., 1 Eul.

FRECH 1891, S. 77, Taf. 6, Fig. 4.

Myalinoptera n. sp. 1 Fr.

Die Gestalt erinnert an »*Cardium*« *costulatum* MSTR. (GOLDFUSS 1840, S. 217, Taf. 143, Fig. 4) u. a. Formen des Fichtelgebirges. Aber ein deutliches Vorderohr über einem Ausschnitt weist auf die Verwandtschaft mit *Myalinoptera crinita* ROEM. sp. (FRECH 1891, S. 138, Taf. 11, Fig. 1—7) des Iberger Kalkes hin. Von dieser unterscheidet sich unsere Art durch stärkere Wölbung der weniger schief gestellten Schale, besonders auch des Vorderohrs, und durch kräftigere Berippung.

Nucula plicata PHILL. 1 Bst., 1 Fr.

PHILLIPPS 1841, S. 38, Fig. 63. Diese Art, aus Deutschland noch nicht genannt, wird von PHILLIPPS aus der Pilton group von Baggy Point beschrieben.

Buchiola retrostriata v. B. 2 Bst., 2 Kl.

BEUSHAUSEN 1895, S. 326, Taf. 34, Fig. 9, 10. Es liegen nur sehr kleine Exemplare vor, die trotz guter Erhaltung noch keinerlei Anwachsstreifen zeigen.

Buchiola sp. 1 Bst.

Eine kleine, stark gewölbte Art mit sehr wenigen breiten, durch eine flache Furche geteilten Rippen.

Cardiola (*Ontaria*) *Clymeniae* BEUSH. 1 Dr.

BEUSHAUSEN 1895, S. 326, Taf. 34, Fig. 9, 10.

Chaenocardiola sp. 2 Bst.

Form und Berippung erinnert an *Ch. Koeneni* BEUSHAUSEN

(S. 368, Taf. 27, Fig. 6), aber der Ausschnitt ist von einem sehr breiten Saum umgeben wie bei *Ch. areolata* Gürich (1900, S. 359, Taf. 15, Fig. 2).

?*Spirifer macrogaster* Roem. 7 Kl.

Falls ein *Spirifer* vorliegt — die inneren Charaktere waren nicht zu erkennen — liegt die Form innerhalb der Variationsbreite der carbonischen Art. Sie gleicht am meisten den Originalfiguren Roemers (1850, S. 90, Taf. 13, Fig. 15), nur ist die Einbiegung des Stirnrandes noch etwas stärker. Einigermaßen ähnlich ist ihr auch Münsters »*Terebratula*« *subundata* (1840, S. 76, Taf. 14, Fig. 7), welche jedoch einen bis zum Wirbel deutlich ausgeprägten Sinus besitzt.

Orthothetes crenistria Phill. 2 Fr., 2 Kl., 2 Eul.

Phillips 1841, S. 66, Fig. 113.

Strophalosia productoides Murch. 3. Kl.

Davidson, Dev. Brach. 1863, S. 97, Taf. 19, Fig. 13—21.

Petraia decussata Mstr. 6 Fr., 4 Bst., 1 Stillenberg.

Frech 1885, S. 94.

Cyathaxonia sp. 2 Fr.

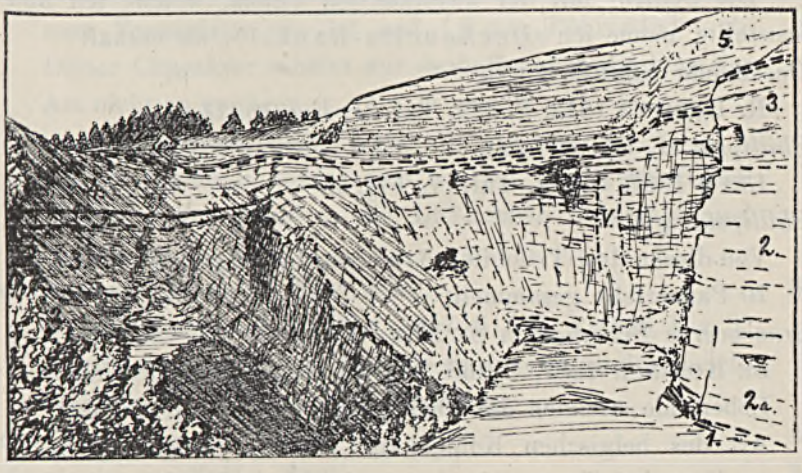
Die Steinkerne der Interseptalräume sind blattartig, während sie bei der unten aufgeführten carbonischen Art gerundet sind.

Darüber, ob nach dem Dasberger Kalk noch jüngere Schichten des Oberdevons abgelagert wurden, welche vor der Transgression des Carbons der Abtragung wieder anheimgefallen wären, läßt sich naturgemäß nichts aussagen. Jedenfalls fehlen in den jetzigen Profilen die Wocklumer Schichten. Von der Dasberger Fauna gehen einige langlebige Arten in die tiefsten Schichten des transgredierenden Étroeungt hinauf, wie *Posidonia venusta* Mstr., *Orthothetes crenistria* Phill. und vielleicht einige bisher nicht bestimmbare Korallen.

Das Etroeungt.

Die Stratigraphie des untersten Carbon und seine Grenze zum Oberdevon ist noch zu wenig geklärt, als daß es jetzt schon

möglich wäre, die Bildungen, welche unter dem Culm stellenweise transgredierend auftreten, in ein exaktes Schema einzuordnen, wie es bei den Cephalopodenkalken des Oberdevons möglich war. Die Bestimmung als Étroeungt sagt nur aus, daß eine zusammengehörige Serie vorliegt, welche sowohl oberdevonische als auch carbonische Faunenelemente enthält. Von den drei fossilführenden Bänken, welche im Profil von Drewer übereinanderliegen, ist nur die oberste unzweifelhaft carbonisch. Für die Festlegung der Formationsgrenze wird aber gerade dieses Profil von Wichtigkeit sein können, denn neuerdings lassen sich bei Balve, Elberfeld u. a. O. einzelne seiner Glieder ganz unzweifelhaft wiedererkennen, zum Teil auch mit reicheren Faunen besonders an Cephalopoden.



Figur 1. Östlicher Provinzialsteinbruch bei Drewer, Nordwand.

1 = Unteres Oberdevon, 2 = Enkeberger Kalk (2a = Äquivalente des Cypridinenschiefers darin), 3 = Dasberger Kalk, 4 = Etroeungt, 5 = Culm. V = eine Verkieselungszone.

Das bisher vollständigste Profil des Étroeungt ist an der Nordwand des östlichen Provinzialsteinbruchs von Drewer aufgeschlossen (Textfig. 1 und Taf. 13, Fig. 3). Über Dasberger Kalk liegt, in mürbe schwarze Schiefer mit *Posidonia venusta*

Mstr. eingeschlossen, eine kompakte pyritreiche Mergelbank, stellenweise ganz erfüllt von flachgedrückten Skulpturensteinkernen von

cf. *Pseudoclymenia*. Der Verlauf der äußeren Lobenlinie konnte an 18 Exemplaren beobachtet werden. Das Vorhandensein eines kleinen spitzen Externlobus hat sie mit *Pseudoclymenia* gemein, und da mein Material über die Lage des Sipho keinen Aufschluß gibt, so kann die Bestimmung nur wie oben lauten. Es bleibt aber die Möglichkeit, daß eine echte Clymenie vorliegt, die sich unter Hinzutritt eines neuen Lobenelements von *Cymaclymenia* ableitet.

Außerdem fanden sich einige bisher unbestimmbare Muscheln und Goniatiten.

Die Schicht mit der zweitältesten Fauna, welche ich hier feststellte, nenne ich »*Dechenella*-Bank«[1]; sie enthält:

Dechenella hofensis Leyh

R. Richter 1912, S. 322, Taf. 21, Fig. 10, 11.

Phillipsia cf. *Glassi* Leyh

Leyh 1897, S. 527, Taf. 17, Fig. 4.

Phillipsia sp.

Von diesen drei Trilobiten-Arten wurden insgesamt einige 70 Panzerteile gesammelt.

Brancoceras Belvalianum de Kon. 7

de Koninck 1887, S. 566, Taf. 49, Fig. 5. In Form und Lobenlinie stimmen die vorliegenden Stücke gut mit der Art des belgischen Kohlenkalks überein, welche nach de Kon. bei Tournai in der »assise I_e« vorkommt.

Phenacoceras sp.

Abdruck und eine Kammerwand des Steinkerns. Lobenformel E, L, U_2, U_1, J, wobei angenommen wird, daß bei dem stärker evoluten *Ph. planorbiforme* Mstr. (Frech

[1]) Diese Bank erweckt in der gezeichneten Ansicht Figur 1 den Anschein, als ob sie nach links eine große Mächtigkeit erreichte. In Wirklichkeit biegt sie hinter der Wand scharf nach aufwärts, so daß sich ihre Unterfläche dem Beschauer zeigt.

1902, Textfig. 20b) U_1 an der Naht liegt. Die von LEYH 1897, Taf. 17, Fig. 10 u. 12 abgebildeten Bruchstücke rechne ich auch zu *Phenacoceras*.

Cardiola (Ontaria) cf. *radiata* DE KON. 9

»*Corbula*« *radiata* DE KONINCK 1844, Taf. 4, Fig. 10.

Orthothetes crenistria PHILL. 1

Athyris Roissyi LÉV. 3

Pleurodictyum Dechenianum KAYS. 4

Ein Teil der Stücke wäre nach der Beschreibung von LEYH (1897, S. 541) als *Pl. globosum* zu bezeichnen, weil der Durchmesser der Röhrchen unter 1 mm sinkt. Dieser schwankt aber tatsächlich zwischen 0,8 und 1,7 mm mit allen Zwischenstufen, und auch KAYSER (1881, S. 84, Taf. 3, Fig. 20, 21) bildet als *Pl. Dechenianum* Exemplare von 1,1 und 1,6 mm Röhrendicke ab. Dieser Charakter scheint mir deshalb zur Aufteilung der Art nicht zu genügen.

?*Favosites pleurodityoides* LEYH 1

Die Bestimmung konnte sich nur auf den Text (LEYH 1897, S. 543) gründen, die LEYHschen Originale sind verschollen.

Cladochonus Michelini EDW. HME. 3

Cl. aff. *Michelini* bei LEYH (1897, S. 543, Taf. 18, Fig. 3) ist eine andere Art, da dort die Sprossung an der Kelchbasis stattfindet, hier an der Mündung.

Cyathaxonia cornu MICH. 3

Amplexus coralloides SOW. 3

Zaphrentis sp. 10

Bei Drewer löst sich die »*Dechenella*-Bank« nach oben in Kalkknollenschiefer auf, es folgt eine Lage Schiefer mit kleinen sehr unregelmäßig geformten kieseligen Knollen. Solche Gebilde kommen in verschiedenen Lagen des Étroeungt vor; die häufigen hantelförmigen Verwachsungen beweisen, daß es sich nicht um Gerölle handelt. Als Bestandteile konnte ich bisher nur Kieselsäure erkennen, vielleicht hat diese aber einen ursprüng-

lichen Gehalt an Toneisenphosphaten nachträglich ersetzt. Solange das indessen nicht festgestellt ist, behalte ich den von Denckmann 1892 dafür gebrauchten Ausdruck Kieselgallen bei.

Darüber stellt sich eine dritte fossilführende Bank ein, welche ich als »Phillipsienbank« bezeichne. Sie ist auch im Warsteiner Gebiet verbreitet und hat besonders bei Belecke eine reiche Fauna geliefert, welche unten aufgeführt wird. An der Ostseite des Steinbruches bei Drewer ist von dem ganzen Étroeungt nur noch diese Phillipsienbank in erheblich reduzierter Mächtigkeit über dem Oberdevon vorhanden. Über ihr folgt alsbald die mächtige Serie der normalen Culmlydite.

Die Phillipsienbank ist in reinem Zustande ein Kieselkalk, welcher leicht zu einem lockeren Kieselskelett auswittert und dann eine leichte Gewinnung von Versteinerungen zuläßt. Eine zweite, zunächst ganz anders aussehende Ausbildung entsteht durch Beimengung von Ton; dann ergibt sich ein dunkler Tonschiefer, der in etwa fingerdicken Lagen mit kalkig-kieseligen helleren Bänken abwechselt. Diese Ausbildung herrscht im Gebiet Biesenberg—Mädlers Länder—Eulenspiegel. Ihr Liegendes zeigt noch größere Verschiedenheiten.

Im Belecker Sattel verschwindet von dem beschriebenen Profil westwärts die ganze Étroeungt-Stufe bereits im gegenüberliegenden Steinbruch; Lydite mit einer ganz dünnen Unterlage von Alaunschiefern mit Kieselgallen transgredieren dort auf Dasberger Kalk. Wohl aber stellt sich in dem Steinbruch östlich der Kapelle die Phillipsienbank wieder ein. Westlich des Gasthofs Ulrich ist das Étroeungt auf eine Strecke von fast 250 m gut aufgeschlossen. Auf diese Strecke bleibt das Profil ziemlich gleichförmig: zu unterst liegt etwa 1 m Alaunschiefer mit Lagen von Kieselgallen, es folgt wieder ungefähr 1 m Kieselgallenschiefer und darüber durchschnittlich 2,10 m Grauwackentonschiefer, welcher teilweise schon dem bloßen Auge die Beimengung von Gesteinssplittern erkennen läßt. Die Phillipsienbank schwankt zwischen 0,2 und 0,7 m. Über ihr folgt nach einer Alaunschieferlage von 0,2 m die normale Lyditserie (Fig. 6).

Auch die Bänderschiefer vom Eulenspiegel und Biesenberg liegen über einer Basis von Kieselgallenschiefern. Sonst ist häufig die Basis des Étroeungt auch durch hellgrüne Färbung gekennzeichnet. Eine solche zeigt sich in den Schiefertonen, die in dem Steinbruch an der Westseite des Grünen Ufers auf Enkeberger Kalk transgredieren, in Grauwackenschiefern über dem Dasberger Kalk an der Kapelle auf dem Stillenberg, und vor allem in dem schon als Fundstelle für Versteinerungen des Dasberger Kalkes genannten Scheibenstand im Bilsteintal. Hier folgen über dünnen Lagen von hellgrünen Schiefern und Kieselgallen drei Kieselkalkbänke, von denen die oberste die Fauna von Belecke in guter Erhaltung führt. Insgesamt konnte ich in dieser Schicht sammeln:

Phillipsia cf. *glabra* Holz.

Holzapfel 1889, S. 72, Taf. 8, Fig. 23. Hier die häufigste Form. Die Wange ist anders als wie sie Holzapfel l. c. Fig. 24 abbildet, welche nach Lage und Größe der Augen schon nicht zu dem Kopf Fig. 23 paßt; die Augen sind kleiner und liegen weiter vorn, und die Hinterecke trägt einen ganz kurzen Stachel.

Phillipsia cf. *subaequalis* Holz.

2 Glatzen von Belecke, die sich durch steilen Abfall zum Vorderrand auszeichnen und keine Seitenfurchen besitzen. Die seitliche Begrenzung der Glatze (Rückenfurche) ist unscharf und paßt nicht zu der Beschreibung von Holzapfel (1889, S. 71, Taf. 8, Fig. 18).

Phillipsia sp.

Orthoceras sp. 1 Dr.

Prolecanites Holzapfeli Fr. 6 Be., 1 Dr., 1 Bst.

Frech 1902, S. 66. Holzapfel beschreibt von Erdbach-Breitscheid diese Art als *P. Henslowi* Sow. und die folgende als *P. ceratitoides* v. B. Die Erhaltung der vorliegenden Stücke ist mangelhaft. Von der Lobenlinie waren mehrfach Teile erkennbar.

Prolecanites compressus Sow. 1 Bst.
Frech 1902, S. 66.
Avicula lima Holz. 2 Be.
Conocardium aff. *truncatum* de Kon.
Vgl. de Koninck 1887, S. 106, Taf. 41, Fig. 24—27, Taf. 20, Fig. 32, 33. Der angeführten Art kommt diese eigentümliche Form noch am nächsten, aber der Vorderrand ist ganz gerade, das Hinterohr kürzer. Die Skulptur ist auch auf dem Steinkern sehr scharf.
Pleurotomaria aff. *radians* de Kon. 2 Klausemühle.
Vgl. Holzapfel 1889, S. 53, Taf. 6, Fig. 15. Die Oberseite des Gewindes ist wie bei der Form von Erdbach-Breitscheid nahezu eben, aber die Radialrippen laufen bis zur Schlitzkante durch. Die Unterseite besitzt ebenfalls Radialstreifen, aber wesentlich feiner.
Platyceras sp. 3 Bst.
Discina cf. *nitida* Phill. 3 Be.
Chonetes perlata M'Coy. 2 Be.
» *laguessiana* de Kon. 5 Be., 2 Bst.
» *polita* M'Coy. 3 Be., 1 Klausem.
» sp. 1 Be.
Productus concentricus Sarres. 3 Be., 2 Bst.
Orthothetes crenistria Phill. 2 Be., 1 Klausem.
Strophalosia productoides Murch. 2 Bst.
Spirifer sublamellosus de Kon. 2 Be., 1 Klausem.
de Koninck 1844, S. 258, Taf. 18, Fig. 2.
Spirifer (Martinia) Urii Flem. 19 Be., 4 Bst., 2 Klausem.
Athyris Roissyi Lév. 7 Be., 2 Bst., 1 Klausem.
Camarophoria sp. 1 Bst.
Cyathaxonia cornu Mich. 3 Be., 2 Bst.
Pleurodictyum Dechenianum Kays. 2 Be., 1 Klausem.
Cladochonus Michelini Edw. Hme. 1 Be., 5 Bst.
Petraia sp. 2 Be.
Zaphrentis sp. 2 Be., 1 Bst.

Die Gattung *Pericyclus* konnte ich nicht feststellen, es ist

aber möglich, daß einige stark berippte Schalenbruchstücke dazu gehören. Trotzdem ist die nahe Verwandschaft der Fauna mit der von Erdbach-Breitscheid unverkennbar. Außer den dort vorherrschenden Trilobiten und Cephalopoden enthält unsere Fauna eine Reihe von Brachiopoden, welche die Brücke zu den westlichen Étroeungtfaunen, z. B. der von Velbert, bilden.

Die Kieselgesteine des Culm.

(*Glyphioceras*-Stufe.)

Unter diesem Namen werden für die Übersichtskarte die zweifellos untercarbonischen Glieder der »Culm«-Serie zusammengefaßt, also die Aequivalente folgender Horizonte des westlichen Sauerlandes: Horizont der liegenden Alaunschiefer, der vorwiegenden Lydite, des Kieselkalks und des Plattenkalks. Der Beginn der Posidonienschiefer und damit des Horizonts der hangenden Alaunschiefer (oder Tonschiefer Blatt Iserlohn) ist die oberste Grenze, welche ich im Zusammenhang mit den liegenden Schichten kartierend verfolgen konnte, und deshalb soll dieser Horizont außerhalb der eigentlichen Untersuchungen bleiben, obgleich wenigstens sein unterer Teil noch allgemein zum Culm gerechnet wird.

Die liegenden Alaunschiefer sind teilweise als eine höchstens bis 1 m mächtige Lage vorhanden, teilweise fehlen sie auch ganz. Die Alaunschiefer unterhalb der Phillipsienbank sind damit nicht zu verwechseln. Die Lydite des Culm stimmen in ihrer Ausbildung und auch annähernd in der Mächtigkeit mit der sonstigen Entwicklung im Nordosten des Rheinischen Gebirges überein. Einlagerungen von Hornstein wurden nicht beobachtet. Von den Kieselkalken und Plattenkalken zeigen sich nur Andeutungen zwischen den nach oben überhaupt unreiner werdenden, auch stärker mit Tonschiefer gemischten Lyditen. Wegen der starken Störungen, welchen der Verband dieser Schichten ausgesetzt war, konnte die Reihenfolge der in ihnen enthaltenen Faunen nicht ermittelt werden. An zahlreichen Fundstellen fanden sich:

Posidonia Becheri Bronn.

Prolecanites mixolobus Phill.

Nicht selten in schlechter Erhaltung, dürfte die Form wohl mit derjenigen übereinstimmen, die unter anderm auch bei Aprath und Herborn häufig vorkommt. Gegenüber verschiedenen anderen Meinungen schließe ich mich der Auffassung dieser Art von Crick und Foord an (1897, S. 254, Fig. 116d, e).

Orthoceras striolatum H. v. M.

Homoceras umbilicus Roem.

Roemer 1855, S. 38, Taf. 7, Fig. 16.

Homoceras calyx Phill.

Phillips 1836, S. 236, Taf. 20, Fig. 22, 23; dem gleich ist »*Goniatites*« *coronula* Roemer 1855, S. 40, Taf. 7, Fig. 18. Die Gattungsbestimmung gründet sich auf Hyatt. Bei beiden Arten handelt es sich um scharenweise vorkommende, in ihrer Größe 2 mm nicht überschreitende Schälchen; offenbar sind es Jugendformen, wie auch die an Harzer Material beobachtete primitive Lobenlinie erschließen läßt, aber der ausgewachsene Zustand wird anscheinend garnicht erreicht. Jugendformen von *Glyphioceras* sind mit ihnen vergesellschaftet, diese sind bei gleicher Größe schon weit stärker eingerollt.

Außerdem fanden sich in einem Weganschnitt am Westfuß des Hahnskekopfes:

Camarophoria papyriacea Roem.

Chonetes laguessiana de Kon.

Und in einem alten Steinbruch unterhalb des Knies, mit welchem sich die Suttrop—Rüthener Straße aus dem Glennetal wendet,

Pronorites cyclolobus Phill.

Nördlich von dem Rand der Übersichtskarte streicht ein Sattel mit culmischen Kieselgesteinen vom Rattenkopf hart an der genannten Straße bis zum Kallenhardter Berg, in die Aufsattelungen des Oberdevons vom Eulenspiegel und Kruhberg sich fortsetzend (vgl. Profil C—D). Ein Steinbruch am westlichen Ende der Höhe 353 lieferte:

Phillipsia sp.	5
Prolecanites mixolobus PHILL.	4
Posidonia Becheri BR.	∞
Chonetes laguessiana DE KON.	1
» *polita* M'COY.	2
Spirifer (Martinia) glaber MART.	1
Camarophoria papyriacea ROEM.	2
Pleurodictyum Dechenianum KAYS.	1

Am Waldrande nördlich der Kuppe des Kallenhardter Berges fanden sich:

Glyphioceras spirale PHILL.	4
» *striatum* PHILL.	3
» sp.	1
Poteriocrinus sp.	1

Wo ehemals Kalkbänke im Culm vorhanden waren, sind sie durch nachträgliche Vorgänge verkieselt und liefern dann kompakte Blöcke, die sich lange in der Verwitterungsdecke erhalten. Solche finden sich besonders schön am Nordhang des Eulenspiegels und führen dort reichlich Hohlräume von *Glyphioceras crenistria* PHILL. Eine kleine Culmscholle inmitten der Verkieselungszone südöstlich der Lied, beim Punkt 403 des Weges Suttrop—Nuttlar, wurde an den Steinkernen von *Glyphioceras sphaericum* MART. erkannt. Hierhin gehört auch das Vorkommen verkieselter Steinkerne von *Gl. crenistria* PHILL., welches SANDBERGER von Lüttgen-Heide bei Suttrop erwähnt. Die Fläche ist jetzt mit Weide bestanden. Am Waldrand und besonders nahe an der Quelle dicht westlich dieses Platzes findet sich wieder ein Gestein, welches einem Vorkommen aus dem Étroeungt sehr ähnlich wird. Kieselkalke von der Art der Phillipsienbank trifft man auch sonst bisweilen. Hier handelt es sich um einen Bänderschiefer ganz ähnlich dem vom Biesenberg, zugleich das einzige Vorkommen im Culm, dem der Kalkgehalt erhalten blieb. *Posidonia Becheri* BR. ist sehr häufig. Wo die Posidonienschiefer an diesem Profil am reichsten sind, enthalten sie zugleich die letzten kieseligen Bänke.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Die folgende Serie der hangenden Alaunschiefer nach oben abzugrenzen, wird erst im Zusammenhang mit einer Kartierung des Flözleeren möglich sein. Will man, wie im westlichen Sauerland, das Flözleere mit den ersten Grauwackenbänken beginnen lassen, so dürfte ein Teil desjenigen, was die Dechensche Karte östlich der Möhne als Culm bezeichnet, zum Flözleeren zu ziehen sein, während im Westen das Dorf Hirschberg noch auf Culm stände. Im Alaunschiefer eines Versuchsstollens im Romeketal, nördlich des Orthagen, fand ich in zahlreichen flachgedrückten Exemplaren *Homoceras diadema* Beyr., die Leitform des tiefsten Obercarbon. Deshalb muß die Grenze zwischen Culm und Obercarbon innerhalb dieser Alaunschieferserie liegen.

Tektonischer Teil.

Allgemeines Bild.

Am Südrand des Warsteiner Devongebiets bringt eine Überschiebung[1]) Gesteine des Flözleeren in Kontakt mit Mitteldevon. Nach Osten klingt diese Überschiebung aus. Nach Norden zu zeigt die Karte im allgemeinen eine normale Schichtenfolge zum Jüngeren, aber nur ausnahmsweise fallen die Schichten nach Norden ein, wie es zu erwarten wäre. Fallen nach Süden herrscht vielmehr stark vor, und zwar mit einem Winkel von meist gegen 30°. Überkippte Serien fehlen fast ganz, und so bleibt zur Erklärung dieses widersinnigen Einfallens, welches v. Dechen als besondere Schwierigkeit für die Deutung des Warsteiner Gebiets bezeichnete, nur die Annahme eines Schuppenbaus übrig.

Am Südhang des Biesenbergs läßt sich dieser am besten zeigen; dort hat die Terrassierung des Abhangs zu Kulturzwecken zu zahlreichen, nur leider recht geringen Entblößungen des Gesteins an den Rainen geführt. Diese kleinen Aufschlüsse lassen erkennen, daß die auf den Äckern des ganzen Hanges ver-

[1]) Ich spreche von Überschiebungen auch dann, wenn bei einer mehr tangentialen als vertikalen Dislokation Jüngeres über Älteres gelangt, weil ich sonst mechanisch gleiche Erscheinungen terminologisch auseinanderreißen müßte.

breiteten Kieselschiefer nicht etwa nur dem Gipfel des Berges entstammen, sondern tatsächlich wiederholt zwischen den devonischen Schichten anstehen. Einen Schnitt durch den Biesenberg enthält das Profil C—D, Taf. 12. Nicht weit von hier, zwischen Mädlers Ländern und dem Kalvarienberg, ist ebenfalls ein vielfacher Wechsel zwischen Culm und Oberdevon durch schuppenförmigen Bau hervorgerufen, aber dieser hat hier eine weit geringmächtigere Serie betroffen.

Nach der Übersichtskarte könnte der Eindruck entstehen, daß an anderen Stellen, z. B. am Stillenberg, solche Störungen fehlen und normale Serien vorliegen. Der Unterschied ist aber in Wirklichkeit nur der, daß die Fältelungen und Gleitungen hier im wesentlichen in einem Horizont, dem der Tentaculitenschiefer, konzentriert sind. Die starke Zusammenpressung in den Tentaculitenschiefern zeigt sich in dem Aufschluß am Warsteiner Verladebahnhof, wo man von Süden beginnend zuerst flachere, dann steilere Falten findet (dabei ein auffallendes W), und zuletzt eine ausgedehnte Folge enger Isoklinalfalten; zahlreiche kleinere Störungen durchsetzen das Profil.

Die beiden Massenkalkzüge, welche die Warsteiner Landschaft beherrschen — der eine erstreckt sich vom Warsteiner Stadtberg über den Suttroper Stein bis zur Lürmecke, der andere vom Schorenbachtal über Hillenberg und Hohe Lied bis nach Kallenhardt, nach Süden sich teilweise flächenhaft ausdehnend — sind durch oberdevonische Schichten getrennt und bilden nicht etwa die Flügel eines einfachen Sattels. Auch die tonigen Schichten, welche inmitten beider Massenkalkzüge auftreten, mußten als oberdevonisch bestimmt werden (s. oben, S. 256), also kann es sich auch nicht um zwei Spezialsättel handeln, wie v. Dechen[1]) annahm. Das gleichmäßige flache Einfallen nach Süden kommt hinzu, und so ergibt sich für den Bereich des Massenkalkes ebenfalls ein schuppenförmiger Bau. Nur ganz im Südwesten des Gebietes bildet der Kalkfelsen des Bilsteins, in welchem die Höhlen liegen, den Kern eines Sattels und läßt,

[1]) v. Dechen 1884, S. 169.

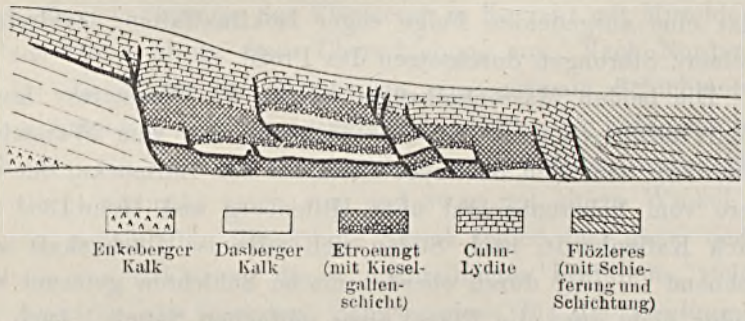
vom Tal aus gesehen, auch deutlich das Umbiegen seiner Schichten erkennen.

Das Belecker Gebiet besitzt nur kleine örtliche Überschiebungen; es zeigt im übrigen einen normalen Sattelbau mit einigen steil fallenden Verwerfungen.

Durch eine größere Anzahl jüngerer Querverwerfungen wird das tektonische Bild des Warsteiner Gebiets noch weiterhin beeinflußt. Sie setzen durch die Massenkalkzonen im allgemeinen nicht durch.

Einzelbeobachtungen.

Die folgenden Einzelbeobachtungen sind noch bemerkenswert: Am Bahnhof Rüthen ist eine sehr flache schichtparallele Überschiebung gut aufgeschlossen, welche Kieselgesteine des Culm über Flözleeres gebracht hat. Eine komplizierte Erscheinung im kleinen, welche auf die gleiche Schubrichtung zurückgeführt werden kann, gibt Fig. 2. Die zunächst ins Auge sprin-



Figur 2. Störungszone im Steinbruchseingang am Eulenspiegel. Ansicht gegen Osten. Maßstab 1 : 300. Alle dicken Striche bezeichnen Störungen!

genden Verwerfungen sind jünger; aber innerhalb der Étroeungt-Schichten muß eine Spezialschuppung eingetreten sein, so daß ihre Basis mit einer vom Untergrund abgescheerten Lage Dasberger Kalkes dreimal übereinander liegt. — Als eine sehr stark zusammengepreßte Mulde fasse ich den Komplex von Dasberger Kalk auf, der im östlichen Steinbruch bei Drewer einen Teil der Nordwand bis zur untersten Abbausohle hinab bedeckt (Textfig. 1,

S. 293). Der Gesteinscharakter ist hier völlig verändert, zwischen flaserigem Tonschiefer liegen nur noch vereinzelte Kalkknollen mit Clymenien. — Durch den Vergleich hiermit läßt sich vielleicht auch ein eigentümliches Vorkommen von der »Klippe« bei Kallenhardt erklären; hier scheint toniges Material des Dasberger Horizonts in Klüfte des Enkeberger Kalkes eingepreßt worden zu sein; nur da, wo die Kluft etwas breiter wird, finden sich noch Kalkknollen in der Füllmasse, welche hier an Fossilien, besonders Trilobiten, sehr reich sind. Der Fall erinnert an das »eruptive« Röt Zimmermanns[1]) und andere Fälle injektiver Gebirgsfaltung. — Zwei Fälle seien noch hervorgehoben, in denen über Tage Mulden seitlich in Überschiebungslinien auslaufen. Der eine Fall betrifft den Schorenberg nordwestlich von Warstein, der andere den Henschede westlich von Schloß Körtlinghausen. Eine genaue Spezialkartierung wird vielleicht erlauben, die Sättel- und Muldenlinien besser zu verfolgen als bis jetzt möglich war. Vorläufig ist nur allgemein festzustellen, daß die Überschiebungslinien im Streichen nicht lange anhalten. Daraus geht aber schon hervor, daß es sich überhaupt nur um Überschiebungen kleinen Ausmaßes handelt. Die größte ist die am Südrand des Devongebiets; sie ist auf 10 km Länge verfolgbar. Nördlich dieser Überschiebungslinie, auf einem Streifen, welcher als Warsteiner Trümmerzug bezeichnet werden kann, erreichte offenbar die Zertrümmerung der Schichten das größte Maß, und damit wurde eine Vorbedingung für die hier zu beobachtende stärkste Verkieselung gegeben. Am Ostende dieses Streifens ist ein unverkieseltes Gestein erhalten, dessen Struktur auf eine intensive Zertrümmerung von Schichten zurückgeführt werden muß, die Schlagwasserbreccie. Nußgroße bis hausgroße Brocken oberdevonischer Gesteine sind hier zu einer Kalkbreccie mit dichter Grundmasse verbacken. Einige Hohlräume unter großen Blöcken sind durch Kalktuff ganz oder teilweise ausgefüllt. An der Westseite des Schlagwasser-Baches

[1]) Zimmermann 1889, S. LIV; vergl. auch Stille, Injektivfaltung usw. Geol. Rundsch., Bd. VIII, S. 90 ff.

liegen zunächst am Culm Massen ganz überwiegend aus zertrümmerten Flinzgesteinen. Ein Steinbruch am Straßenkreuz östlich unter Kallenhardt enthält überwiegend *Cheiloceras*-Kalke, aber hier ließen sich auch Handstücke mit Bestandteilen aus drei oder vier verschiedenen Schichten sammeln. Im Straßeneinschnitt 700 m südlich Kallenhardt überwiegen zuerst wieder Flinzgesteine; nach Süden zu folgt ein brecciöser Kalk, der von den untersten Culmschichten im allgemeinen regelrecht überlagert wird; aber auch hier kommen Brocken oberdevonischer und culmischer Schichten in einem Handstück zusammen vor.

Erzlagerstätten.

Die Abscheidung oder metasomatische Anreicherung von Erzen erfolgte stets an den Stellen, welche durch tektonische Störungen dazu vorgebildet waren. Vornehmlich auf Eisenerze ging in der Warsteiner Gegend früher ein ziemlich ausgedehnter Bergbau um. Abgesehen von den im Anhang an die Verkieselungserscheinungen unten besonders zu behandelnden Eisensteinen der Grube David handelte es sich meistens nur um kleine Vorkommen, welche heute abgebaut sind [1]). Räumliche Verbindung mit dem Massenkalk zeigt nur ein kleiner Teil derselben, die anderen liegen am Enkeberger Kalk, welcher in frischem Zustand schon einen Gehalt an Eisencarbonaten besitzt. Naturgemäß sind bis in die Gegenwart auch zahlreiche Schürfe angelegt worden, die zu keinem praktischen Erfolg führten. Die Grube Hubert südöstlich von Kallenhardt, welche früher vornehmlich auf Silber baute, befindet sich nicht, wie es den Anschein hat, inmitten des Flözleeren, sondern dieses Vorkommen ist durch Störungen bedingt, welche mit dem Auftauchen des Scharfenberger Devonsattels zusammenhängen; auf den Halden fand ich vornehmlich Alaunschiefer mit *Posidonia Becheri* Br. usw.

[1]) Einecke-Köhler 1910, S. 154.

Geologische Geschichte.

Um das heutige geologische Bild einigermaßen verstehen zu können, versuchen wir, die Geschicke zu ergründen, welche die Gesteine des Warstein-Belecker Devon- und Culmgebiets von ihrer Ablagerung an bis zur Jetztzeit erfahren haben. Zu diesem Zwecke ist zunächst ein erdgeschichtliches Bild des Sedimentationsraumes zu gewinnen, das heißt, die zuvor untersuchten Schichten des Oberdevons und Untercarbons sind in Hinsicht auf ihre Facies zu erklären und mit ihren Äquivalenten benachbarter Räume in Beziehung zu bringen. Eine besondere Würdigung erfordert die Diskordanz im Liegenden des untersten Carbons. Sodann ist die Diagenese zu erklären oder allgemeiner gesagt, die Umwandlung des Sediments zum Gestein, wobei uns vornehmlich die Entstehung der Kramenzelstrukturen beschäftigt. Um den Ausgang der Carbonzeit oder zu Beginn des Perm wird durch Auffaltung der Schichten unser Gebiet den älteren Teilen des varistischen Bogens angegliedert; die hiermit zusammenhängenden Verhältnisse sind darzustellen. Aus der mesozoischen Zeit ist nur ein Vorgang bekannt, welcher einen Beitrag zur geologischen Geschichte des Gebiets liefern kann, nämlich das Untertauchen des eingeebneten Gebirgsrumpfes unter den Spiegel des Cenomanmeeres. Eine Erscheinung schließlich, welche das Warsteiner Gebiet besonders auszeichnet, die außerordentlich weitgehende Verkieselung von Gesteinen, ist jünger als das Cenoman und darum zuletzt zu behandeln.

Faciesbeziehungen.

Als Ausgangspunkt dient wieder die Zeit des oberen Mitteldevons, welche uns mit ihren in allen benachbarten Vorkommen gleichartig entwickelten Korallenbildungen einen unbestrittenen Beweis für Flachwasserbildungen an die Hand gibt[1]). Erst am

[1]) Wedekind (1919, S. 436) erklärt die Massenkalke der Linie Barmen-Iserlohn-Balve-Warstein-Brilon als Saumriff des nordatlantischen Kontinents, während diejenigen von Attendorn zu den Saumriffen seines »Siegerländer Blocks« gezählt werden.

Ostrande des sauerländischen Devongebietes, jenseits von Bredelar, ist im Hangenden der Wissenbacher Schiefer die Stringocephalenstufe nicht mehr ausgesprochen korallogen. Im Warsteiner Gebiet beginnt, während anderwärts die Korallenbildungen fortdauern, mit den Tentaculitenschiefern eine tonig-mergelige Schichtenfolge. Nur am südöstlichen Rande, in der Schlagwasserbreccie, sind oberdevonische Korallenbildungen noch durch einige Phillipsastraeen nachgewiesen. Weiterhin findet sich *Phillipsastraea ananas* Gldf. in dem eingangs erwähnten Devonsattel vom Hessenkamp im Scharfenberger Walde. Von Brilon sind Korallenbildungen des tiefsten Oberdevons, also Iberger Kalke, nicht bekannt. Einen kleinen Aufschluß mit Iberger Fauna fand ich westlich des Dorfes Rösenbeck, und noch weiter östlich, an der Burg bei Rösenbeck, erhält sich die kalkige Facies bis ins höchste Oberdevon.

Kein anderer Punkt, der näher gelegen wäre, bleibt im Hauptteil der *Manticoceras*-Zeit von der Zufuhr tonigen Materials verschont. Erst am Ende derselben stellen sich wieder kalkige Sedimente ein. Einer überwiegend kalkigen Schicht von nur 2 m bei der Warsteiner Gasanstalt, welche ich dem Östricher Kalk Denckmanns zurechnete, wurde bei Belecke der zunächst noch plattige und mit Schieferlagen gemischte Beginn der Haupt-Kalkfolge gleichgestellt. Daß auch weiter nordwestlich die kalkige Facies in diesem Horizont vorkommt, zeigt ein Handstück eines schwarzen Kalkes mit *Buchiola angulifera* Roem. aus der Bohrung Schwefe bei Soest, welches in der Göttinger Sammlung aufbewahrt wird. (Einige weitere Stücke besitzt die Geol. Landesanstalt in Berlin; das Bohrprofil ist nicht überliefert.)

In der unteren *Cheiloceras*-Stufe differenziert sich die Facies: im Norden und Osten (Belecke-Kruhberg-Schlagwasserbreccie) Cephalopoden-Kalke oder doch überwiegend kalkiges Sediment, nach dem Südwesten (Hauptteil des Warsteiner Gebiets) Cypridinenschiefer mit zunehmendem Tongehalt, anscheinend auch mit zunehmender Mächtigkeit, gegen welchen zuletzt

bei der Bilsteinhöhle der Kalk fast verschwindet. Zwischen Schorenbachtal und Belecke haben wir also zur gleichen Zeit die gleiche Facies-Differenzierung wie zwischen Enkeberg und Nehden, jenen altberühmten Fundstätten, für welche das Vorhandensein gleicher Zonen in verschiedener Facies wohl nicht mehr angezweifelt wird. Im oberen Teil der *Cheiloceras*-Stufe stellen sich auch im ganzen Warsteiner Gebiet Cephalopodenkalke ein, welche Facies bis zum jüngsten Glied der Schichtfolge, dem Dasberger Kalk, bestehen bleibt.

Bei Meschede, und ferner zwischen Brilon und Rixen beobachtete ich Cypridinenschiefer, die denjenigen von Warstein sehr ähnlich sind. Von den Cephalopodenkalken ist dagegen in diesem Gebiet keine Spur vorhanden. Sie erscheinen erst weiter im Osten, im Messinghäuser Sattel (Burg und Enkeberg), aber südlich davon (Padberg) fehlen sie wieder. Im Südwesten kommen Cephalopodenkalke und dazwischen mehrfach andere Sedimente des höheren Oberdevons auf Blatt Balve vor; geht man von hier südwärts, so findet man in der Attendorn-Elsper Doppelmulde wieder sowohl Cephalopodenkalke wie klastische Sedimente, welche HENKE[1]) als z. T. gleichaltrig deutet.

Über den Umfang der faciellen Differenzierungen im Oberdevon bestehen offenbar noch Meinungsverschiedenheiten. So werden die Angaben HENKEs neuerdings von WEDEKIND[2]) in Zweifel gezogen. Immerhin bleibt aber in einigen Horizonten eine so enge räumliche Begrenzung der Cephalopodenkalke übrig, daß mit der landläufigen Vorstellung, welche Cephalopodenkalke als pelagisch, gröber klastische Bildungen als landnah betrachtet, nicht durchzukommen ist. Wollte man solche Vorstellungen zu paläogeographischen Schlüssen verwenden, wie es etwa BORN[3]) versucht, so käme man beispielsweise für das Ende der *Cheiloceras*-Stufe dazu, die Linie Brilon—Meschede für landnäher zu betrachten als das Warsteiner Gebiet, was m. E. wenig Wahrscheinlichkeit besitzt.

[1]) HENKE 1912, S. 12.
[2]) WEDEKIND 1919, S. 442.
[3]) BORN 1912, S. 566.

Zwischen Brilon und Meschede sind auch die bei Warstein fehlenden Wocklumer Schichten vorhanden; ich sah sie bei Wülfte, Scharfenberg und Rixen in einer Reihe schöner Aufschlüsse. Petrographisch scheint namentlich bei Rixen ein allmählicher Übergang zu den Lyditen des Culm stattzufinden. Die Frage, ob hier auch irgendwelche Äquivalente der bei Warstein—Belecke als Étroeungt bestimmten Schichten vorhanden sind, mögen spätere Untersuchungen lösen.

Culmdiskordanz.

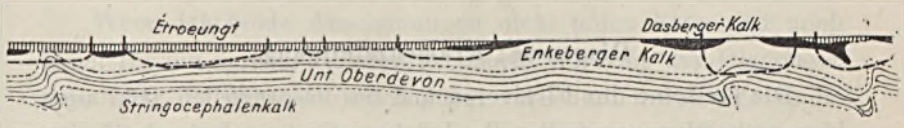
Im Warsteiner Gebiet fällt in die Zeit zwischen dem Dasberger Kalk und den Schichten unter dem Culm, welche als Étroeungt bestimmt wurden, eine Zeit der Faltung, die somit hier mit einer seltenen Präzision festgelegt werden kann. Die stärkste Winkeldiskordanz ist etwa in der Mitte der Nordwand des alten Steinbruchs westlich vom Gasthof Ulrich bei Belecke zu beobachten (Fig. 3); geringe Diskordanzen ließen sich an der gleichen Steinbruchswand erkennen, recht schön auch im westlichen der Provinzialsteinbrüche von Drewer. Fig. 4 zeigt einen Längsschnitt, aus den zum Glück recht ausgiebigen Aufschlüssen zusammengestellt. Diskordanz zwischen Étroeungt und Dasberger Kalk liegt auch in dem fossilreichen Aufschluß im Bilsteintal vor; leider war es nicht möglich, die Schichtenlage der stark zerrütteten und verkieselten Dasberger Kalke in befriedigender Weise zu entziffern, wenn auch die meist aufrechte Stellung der Clymenien in der Schichtfolge unter dem flachliegenden Étroeungt einen gewissen Anhalt gibt.

Für die Gegend südlich und südöstlich von Kallenhardt ziehe ich die Möglichkeit einer Transgression des Culm über mitteldevonischem Massenkalk in Erwägung, wenn auch der Mangel an Aufschlüssen die Art dieser Auflagerung nicht erkennen ließ. Im Orte Kallenhardt selbst sind tektonische Störungen zwischen dem Culm und seiner devonischen Unterlage vorhanden, und der Culm steht steil, während sein Liegendes, der Massenkalk, flach gelagert ist. Einen Anhalt für vorcarbonische

Denudation, die durch örtliche Heraushebungen eingeleitet sein muß, gibt uns schließlich noch das nur sporadische Auftreten des Dasberger Kalkes unter dem Culm, wie es die Übersichtskarte erkennen läßt.



Figur 3. Diskordanz zwischen Unterem Oberdevon und Etroeungt bei Belecke. Bei ᘐ Manticoceraten, über der Phillipsienbank ᘐ ᘐ die Culm-Lydite.



Figur 4. Vorculmischer Längsschnitt durch den Belecker Sattel. Längenmaßstab 1 : 20000, Längen : Höhen = 1 : 15. ⋮⋮⋮ = Aufschlüsse.

Die hiermit erwiesene vorcarbonische Faltung wird für den Messinghäuser Sattel von WEDEKIND[1]) durch den Vergleich von

[1]) WEDEKIND 1914, a, S. 45.

Profilen erschlossen, doch waren die Bewegungen hier sehr geringfügig. Gegen den Rhein zu scheint sie zu verklingen, wenigstens ist dort bisher noch nichts von irgend welchen Diskordanzen bekannt geworden. Im Dillenburgischen konnte E. Kayser[1]) nach seinen Kartierungsergebnissen eine Transgression der gleichen Schichten feststellen; sie haben dort die Erdbach-Breitscheider Fauna geliefert. Im Harz sprechen einige Tatsachen für das Vorhandensein dieser Bewegungsphase[2]), in den Sudeten ist sie weithin nachgewiesen, ebenso in der Bretagne und den Alleghanies.

Die erneute Absenkung des Bodens unter den Meeresspiegel ging ganz allmählich vor sich, die Fauna des Étroeungt kennen wir nur aus einigen buchtartigen Ablagerungen, worauf ich aus der seitlichen Verschwächung der Bänke, z. B. der Phillipsienbank, im Profil von Drewer schließe. Im jüngeren Culm und im Flözleeren haben wir die für das ostrheinische Gebiet ganz normalen Verhältnisse, indem die Profile z. B. mit denen von Elberfeld-Barmen gut übereinstimmen.

Für die zweite Faltungsphase vor Ablagerung des Obercarbons (Waldenburger Stufe), die in anderen Gebieten als Hauptphase der varistischen Faltung erkannt worden ist, haben sich keinerlei Anhaltspunkte ergeben; wir befinden uns eben in der Randregion des ehemaligen varistischen Bogens, die abgesehen von den meist geringfügigen vorcarbonischen Bewegungen erst in nachcarbonischer Zeit der intracarbonisch gefalteten Innenzone des Gebirges angegliedert worden ist.

Diagenese: Kramenzelbildung.

Die Gesteine des Flözleeren und des ursprünglich wohl auch hier vorhanden gewesenen Produktiven Carbons lassen auf eine Zeit stärkster Sedimentation schließen, deren Absatz sicher mehrere tausend Meter betrug. Daraus ist zu erkennen, daß die darunterliegenden Schichten des Oberdevons in eine erhebliche

[1]) Kayser 1907, S. 33.
[2]) Beushausen 1900, S. 192.

Tiefenstufe rücken mußten. Sie kamen somit in einen Bezirk, in welchem zwar keine eigentliche Regionalmetamorphose, wohl aber bereits Stoffwanderungen in erheblicherem Maße stattfinden konnten, als wir sie sonst bei Konkretionsbildungen usw. kennen (vgl. auch die geothermischen Metamorphosen der deutschen Kalisalzlagerstätten, RINNE 1920). In den Mergeln des Oberdevons fand eine Zusammenballung der Kalksubstanz um gewisse Zentren statt: die Bildung der Kramenzelstruktur. Der gegenseitige Abstand der Konzentrationszentren bleibt stets innerhalb einer gewissen Größenordnung, welche im Enkeberger Kalk geringer ist als im Dasberger Kalk. Die sonst im höheren Oberdevon des Sauerlandes verbreiteten roten und grünen Kalkknotenschiefer, in welchen diese Sonderung nahezu vollständig ist, fehlen im Warsteiner Gebiet. Hier findet man vielmehr häufig Gesteine, in welchen die Kalkknollen nur undeutlich von der Zwischenmasse geschieden sind.

Über die Entstehung der Kramenzelstruktur stehen sich in der geologischen Literatur zwei Anschauungen gegenüber: Nach BORN (1912) ist sie posthum, d. h. nach der Aufrichtung des Gebirges, dadurch entstanden, daß von Klüftchen und Spältchen aus, welche das ganze Gestein durchsetzten, Auflösung und Fortführung von Kalksubstanz stattfand; die Kalkknollen sind die ungelösten Reste. WEDEKIND (1913) dagegen erklärt die Kramenzelstruktur syngenetisch, d. h. als gleichzeitig mit der Sedimentation, gegen die Meinung BORNs vor allem ihre Horizontbeständigkeit anführend.

Wenn ich beide Anschauungen nicht teilen kann und mich lieber für ein drittes, die oben skizzierte Wirkung der Diagenese, entscheide, so stütze ich mich dabei vornehmlich auf eine Reihe von Beobachtungen, zu welchen das Warsteiner Gebiet ausnehmend günstige Gelegenheit gibt. Technische Schwierigkeiten verbieten es leider, diese im Bild wiederzugeben, und so muß auch deshalb ihre Auswertung einer besonderen Untersuchung über diesen Gegenstand vorbehalten bleiben, welche erst dann zuverlässige Resultate verspricht, wenn außer dem klassischen

Gebiet der Kramenzelgesteine, dem Oberdevon des Sauerlandes, auch die anderen Vorkommen gleicher oder ähnlicher Strukturen berücksichtigt werden.

Im Warsteiner Oberdevon beobachtet man einerseits Gesteine, in denen rundliche Knollen reineren Kalkes von tonigerem Kalk umgeben werden. Dabei ist manchmal die tonige Zwischenmasse nur als Häutchen, im Querbruch auch typische Suturen bildend, zwischen den deformierten Kalkkernen vorhanden; dann ist das Gestein als Flaserkalk zu bezeichnen. Andrerseits kann auch die kalkige Komponente stark abnehmen, sodaß Schiefer mit einzelnen Kalkknollen, Kramenzelschiefer, übrig bleiben. Die eigentlichen Kramenzelgesteine sind aber weder Kalke noch Schiefer, sondern Mergel, welche den ursprünglichen, oft recht gleichmäßigen Wechsel zwischen kalkreicheren und tonreicheren Lagen deutlich erkennen lassen. Einzelne Kalkbänkchen, welche sich nicht in Knollenlagen aufgelöst haben, bestanden wohl ursprünglich aus reinerem Kalk. Sonst können auch dicke Kalkbänke knollige Oberflächenformen annehmen. Fältelungen oder besser gesagt Wellungen der Schichtflächen infolge von Gebirgsdruck haben oft das Bild dieser Struktur verwischt.

Goniatitenquerschnitte konnten in Menge beobachtet werden, aber niemals zeigten sie sich, wie Born aus dem Aecketal beschreibt, von Tonflasern durchquert. Die Clymenien des Dasberger Kalks liegen häufiger am oberen oder unteren Rand der Kalkknollen wie inmitten derselben.

Dünnschliffe lassen zwischen den kalkreicheren Knollen und der kalkärmeren Zwischenmasse keinen Unterschied hinsichtlich der übrigen Gemengteile erkennen. Das Gestein enthält viel Serizitschüppchen und viel kleine Quarzsplitter, teilweise auch Quarzpartikelchen mit zackigen Fortwachsungsformen. Der feinkörnigen Hauptmasse des Kalkspats stehen einzelne Sphärolithe und andere gröber krystallinische, offenbar nachträgliche Hohlraumausfüllungen gegenüber. Die feinere Schichtung, welche im Östricher Kalk oder in manchen knollenfreien Zwischenlagen auftritt, ist verwischt.

Wenn die Entstehung der Kramenzelstruktur mit der Ablagerung zusammenfiele, müßten m. E. ähnliche Bildungen an jungen und rezenten Sedimenten vorkommen. Daß sie andrerseits älter ist als die varistische Hauptfaltung, möchte ich u. a. aus der Beobachtung schließen, daß an dem bereits erwähnten Felsen[1]) von Cypridinenschiefern bei der Höhlenrestauration schichtweise geordnete Lagen von Kalkknollen im Sattelkopf ihr normales Aussehen zeigen, dagegen in einem gepreßten Sattelschenkel zu scharfkantigen, sogar etwas geschleppten Linsen ausgewalzt sind.

Die Diagenese[2]), zu welcher ich die Entstehung der Kramenzelstruktur im sauerländischen Oberdevon rechnen möchte, äußerte ihre Hauptwirkung in der Verfestigung des Sediments zum Gestein. Die Mergel erfuhren ihre Verfestigung nicht durch Zufuhr eines fremden Materials, sondern hauptsächlich durch Zusammenpressung. Temperaturerhöhung und Übergänge aus kolloidalem in krystallinen Zustand dürften mitgewirkt haben. Die Heraushebung der Schichten infolge der Gebirgsbildung brachte eine Verminderung der Temperatur und beeinträchtigte dadurch die Bedingungen für das Zustandekommen der geschilderten rein endogenen diagenetischen Vorgänge. Es entspricht also auch solchen Erwägungen, anzunehmen, daß die Diagenese einschließlich der Kramenzelbildung mit der Faltung ihr Ende erreichte.

Hauptfaltung.

Die Auffaltung der Schichten im Warsteiner Gebiet läßt sich in diesem selbst nicht näher zeitlich bestimmen, als daß sie in die weite Zeitspanne zwischen Ablagerung des Flözleeren und der Kreide zu verlegen ist. Sonst läßt sich die Hauptfaltungsphase für die nördlichen Randgebiete der rheinischen Masse auf die Zeit zwischen Saarbrücker Stufe und Oberrotliegendem[3])

[1]) Dieser Felsen wurde übrigens nur durch die Bemühungen des Warsteiner Vogelschutzvereins vor der Abtragung geschützt.

[2]) Andree 1911.

[3]) Hierbei wird mit Krusch (Erl. zu Bl. Menden 1911, S. 63) angenommen, daß das Mendener Konglomerat oberrotliegenden Alters ist.

festlegen. Die Schichten des Warsteiner Gebiets wurden zu größeren oder kleineren Spezialsätteln und -mulden gefaltet, und diese wurden von einer größeren Zahl mehr oder weniger flach nach Süden einfallender Dislokationen betroffen. Die sich daraus ergebende Schuppenstruktur wurde im tektonischen Teil geschildert. Für das Auftreten eigentlicher Deckenschübe hat sich dabei kein Anhalt ergeben. Vielmehr handelt es sich um zahlreiche, meist nur kleine Faltenüberschiebungen, wie wir sie noch ausgeprägter von der Ense bei Wildungen kennen.

Kreidebedeckung.

Aus der Geschichte unseres Gebietes in der jüngeren Dyas und im älteren Mesozoicum ist uns nichts überliefert. Es ist möglich, daß Ablagerungen des Zechsteins und des Buntsandsteins auch das Warsteiner Gebiet überdeckt haben. Für den Jura, und zwar insbesondere für Dogger und Malm, sowie für die untere Kreide möchte ich das nach der faciellen Entwicklung und Verbreitung dieser Schichten am Teutoburger Walde nicht annehmen. Damals war unser Gebiet wohl sicher ein Teil der im Mesozoicum sich aufwölbenden Rheinischen Masse. Erst im Cenoman ergriff das Meer auch vom Warsteiner Gebiet wieder Besitz, wie seit langem bekannt ist[1]). Von seinen Ablagerungen blieb eine Anzahl geringer Reste erhalten, welche sämtlich dem Horizont des Essener Grünsandes (Tourtia) zuzurechnen sind. Ihre Hauptmasse besteht aus glaukonitischem Sandstein. Im einzelnen kann man noch an mehreren Stellen Reste eines Basalkonglomerats unterscheiden. Ferner tritt an einer Stelle bei Kallenhardt ein sehr glaukonitreicher Ton auf; südlich der Warte findet man in Gestalt von Abdrücken die Reste einer Treibholzanschwemmung; weitere örtliche Bildungen sind Tigersandsteine, die aus der Konzentration der ursprünglich in Glaukonitkörnchen vorhandenen Eisensalze erklärt werden können. Eine kleine Fauna von Ostreen, Pectiniden und Seeigelstacheln kommt südlich von Suttrop vor.

[1]) v. Dechen 1855, S. 169.

Die Sandsteine wurden früher vielfach abgebaut, so namentlich bei Kallenhardt. Die Aufschlüsse sind aber jetzt durchweg so schlecht, daß über die Art der Auflagerung des Cenomans auf seiner Unterlage keine Beobachtungen gemacht werden konnten. In ihrer Verbreitung sind die Cenomanreste auf die Massenkalkgebiete oder deren nächste Nachbarschaft beschränkt, welche auch heute die größte geographische Höhenlage einnehmen; im Bereich des Oberdevons sind sie überall denudiert. Soweit es sich nicht um lose Blöcke handelt, sind diese Reste als Ausfüllungen von Hohlräumen, also wahrscheinlich durch nachträgliche Versenkung in Auslaugungsräume, erhalten geblieben[1]). Teilweise mag auch bereits ihre Ablagerung in Dolinen stattgefunden haben, wenigstens fand ich ein loses Stück verkieselten Kreidesandsteins mit den Abdrücken von Kalkspatskalenoedern, welches ich mir damit erkläre, daß der Sand sich an einer mit Krystallen bewachsenen Fläche des Kalkes abgelagert hat. Speziellere Untersuchungen müssen die Frage nach der Art des Untergrundes der Cenomantransgression klären. Im allgemeinen glaube ich bisher sagen zu können, daß sich die Kalkhochflächen namentlich zwischen der Warte und Kallenhardt sowie zwischen Warstein und dem alten Felde bei Suttrop nicht sehr tief unter dieser Fläche befinden.

Verschiedene Anzeichen lassen darauf schließen, daß die Sedimente des Cenomans nur stellenweise, und zwar durch Zuführung kieseligen Bindemittels, verfestigt wurden. Mitunter entstanden damit äußerst feste, nahezu dichte Quarzite, welche gegen die Verwitterung außerordentlich beständig sind und sich in der Verwitterungsdecke der liegenden Gesteine sehr lange erhalten können. Die Cenomanreste, welche innerhalb der Verkieselungszone in sehr verschiedener geographischer Höhenlage anzutreffen sind, gehören zu dieser zweiten Art des Vorkommens. Im Enkebruch bei Warstein ist noch ein Teil der Blocklandschaft erhalten, in welcher große Quarzitblöcke aus verkieseltem Material des Cenoman sowohl wie des devonischen Untergrundes

[1]) »Dem Massenkalk eingelagert«, Schulz 1890, S. 175.

zutage lagen. Um die Blockfelder urbar zu machen, hat man sonst die Quarzitblöcke gesprengt und abgeräumt, und damit wurde auch die Verbreitung der Cenomanreste verringert. In der gleichen Weise findet man auch im östlichen Teil des Briloner Kalkplateaus die Cenomanreste als verstreute Blöcke, welche nur infolge von Verkieselung in der Verwitterungsdecke erhalten sind; die Dechensche Karte (und dementsprechend Lepsius) zeigt hier das Vorkommen des Grünsandes in ganz ungereimt aussehenden Kränzen.

Jüngere Veränderungen: Verkieselung.

Es ist wahrscheinlich, daß die Verkieselungen im Grundgebirge auch nicht älter sind als diejenigen im Cenoman. Daß es sich dabei um eine nachträgliche Veränderung anderer Gesteine handelt, erkannte v. Dechen anfangs ganz richtig. 1855 (S. 133) schreibt er von »größeren Partien von Hornstein[1]) innerhalb des Stringocephalenkalks südlich von Warstein«, während er die »Hornsteine« der Belecker Steine und der dortigen Steinbrüche sowie vom Kahlenbergs-Kopf dem Kramenzel, d. h. dem oberen Oberdevon, zurechnet (1855, S. 141). Später, in den Erläuterungen zur Geologischen Karte usw. 1884 (S. 201), hält er die Warsteiner Quarzite für ein »Lager von wechselnder Mächtigkeit« und stellt sie den Sandsteinen gleich, welche er anderwärts im Hangenden des Oberdevons getroffen hat. Auf seiner Karte haben sie die Signatur des Culm. Durch die letzteren Angaben veranlaßt, hat Denckmann diese Vorkommen erneuten Beobachtungen unterzogen und sich darüber in zwei Veröffentlichungen des Jahres 1894 in dem Sinne geäußert, daß hier verschiedene Gesteine des Mittel- und Oberdevons durch jüngere Vorgänge in Quarzit umgewandelt worden sind. Dem stimme ich vollkommen bei; nur bezüglich der Altersbestimmung des bei Belecke-Drewer im Steinbruchsbetrieb gewonnenen Quarzits konnte ich feststellen, daß hier kein Mitteldevon beteiligt ist, auf Grund von Goniatitenfunden konnte ich vielmehr allen

[1]) Ortsübliche Bezeichnung für die Quarzite.

im Belecker Sattel aufgeschlossenen Quarziten einen Platz im Oberdevon anweisen.

Der Verkieselung unterlagen anscheinend die kalkigen Gesteine am leichtesten, und zwar die weniger kompakten Enkeberger Kalke wieder stärker als der Massenkalk. Man findet aber auch, besonders im Belecker Sattel, Tonschiefer, die völlig in Quarzit umgewandelt sind. So ragt auch südlich von Kallenhardt ein Fels von Culmschiefern aus dem Felde, welche durch Verkieselung in einen einheitlichen Quarzitblock verwandelt sind.

Durch DENCKMANNs Angaben veranlaßt, hat BEHR 1915 die Verkieselungen einer Analyse zu unterziehen versucht, aber er hat diese Erscheinungen nur am Massenkalk beobachtet und läßt die Zeitfrage ganz außer acht, während doch schon DENCKMANN das Jugendliche dieser Erscheinung erkannt und die Vermutung ausgesprochen hatte, daß die letzten Nachklänge bis nahe an die Gegenwart wirksam gewesen seien, da manche Quellen in der Warsteiner Gegend Kieselsäure führen sollen. Ich konnte rezente Quellenabsätze nicht auffinden. Vielleicht hat DENCKMANN eine Quelle im Enkebruch gemeint, welche heute durch Drainage beseitigt ist. In Belecke lief bis vor einigen Jahren eine im Mittelalter viel besuchte Heilquelle, welche dem Ort (=Badelike) auch den Namen gegeben hat. Sie befand sich beim Gasthof Ulrich (früher Badehaus) und lag tektonisch der Achse des Devonsattels nahe. In der gleichen Sattelachse weiter östlich wurden durch den Steinbruchsbetrieb bei Drewer an zwei Stellen des westlichen Bruches Quellen geöffnet, die ein an Eisensalzen reiches Wasser liefern. Die tiefere liegt jetzt unter dem Spiegel eines Teiches, bei der oberen konnte ich eine Temperatur von 12,5° feststellen.

Über die Ursachen der Verkieselung ist zu sagen, daß irgendwelche Wirkungen aus einer Zeit, in der die Gesteine versenkt lagen, nicht wohl als wesentlich in Betracht kommen können, denn das Cenoman dürfte niemals erheblich tiefer gelegen haben als heute. Es liegt vielmehr die bereits vorweggenommene Herleitung aus Quellwasserlösungen nahe, vor allem auch des-

halb, weil die Verkieselungen vornehmlich in der Nähe von Verwerfungen sowie in den Konglomeraten und Sanden der Cenomanbasis vorkommen, in denen ein früherer Quellhorizont angenommen werden darf. Dafür, daß diese Lösungen durch Sickerwässer von oben zugeführt wären, habe ich zwar keinen Anhalt gefunden; dennoch glaube ich die Beobachtungen Ahlburgs[1]) zur Erklärung heranziehen zu können, welcher die Bildung von Quarziten aus den Wirkungen einer alttertiären kieselsäurelösenden Verwitterung erklärt.

Einige Schwierigkeit bietet dabei die erhebliche Tiefe, bis zu welcher die gelöste Kieselsäure hinabgeführt sein müßte. Im östlichen Steinbruch bei Drewer zeigt sich deutlich, wie die Verkieselungszone senkrecht in die Tiefe setzt, und der Steinbruchsbetrieb wurde eingestellt, weil man an den Wänden allenthalben auf den unveränderten Kalk stieß; auf der Sohle des Steinbruchs, 45 m unter der Erdoberfläche, hört jedoch die Verkieselung keineswegs auf. Eine mit Nebenspalten zusammenhängende kleinere Verkieselungszone ist auf Fig. 1, S. 293, zu erkennen. Im Warsteiner Oberdevon sind besonders bei Suttrop einige Reihen von Quarzit entlang den jungen Querverwerfungen festzustellen; hier erweist sich wieder mit Bestimmtheit die Verkieselung als jünger gegenüber der Spaltenbildung.

Im Zusammenhang mit den Verkieselungen entstanden, wie Behr[2]) nachweist, die bekannten allseitig wohlausgebildeten Quarzkrystalle von Suttrop. Solche, wenn auch minder regelmäßig, finden sich noch in manchen verstreuten Vorkommen, zu Blöcken primären Quarzites verwachsen. Derartige primäre Quarzitbildungen sind auch die ebenfalls in den mineralogischen Sammlungen verbreiteten Eisenkiesel von Warstein. Sie sollen nach Brauns[3]) wegen ihrer häufig sehr ausgesprochenen Schichtung und der gelegentlich oolithischen Struktur auf direkte Absätze von Quellen schließen lassen, für welche auf Grund

[1]) Ahlburg 1915, S. 320 ff.
[2]) Behr 1915, S. 42 ff.
[3]) Brauns 1906, S. 464.

verschiedener Resorptionserscheinungen und wegen der Gegenwart von Chalcedon in solchen Eisenkieseln eine zeitweilig erhöhte Temperatur angenommen wird.

Es ist also festzustellen, daß die Lösungen, welche zu Verkieselungen führten, durch Quellwässer transportiert wurden, vielleicht aus der Verwitterungsdecke; daß alle Gesteine verkieselt wurden, welche diesen Lösungen erreichbar waren, nicht nur, wie bisher angegeben, im Grundgebirge, sondern auch in den Cenomanschichten; daß primäre Quarzite daneben vorkommen, und daß die Zeit dieser Verkieselungsvorgänge wenigstens teilweise in die Zeit nach Ablagerung des Cenomans zu verlegen ist. Ein Zweifel ist nicht möglich, da nachträglich zugeführte Kieselsäure in Schliffen von zweifellos cenomanen fossilführenden Blöcken nachgewiesen ist.

Eine andere Erscheinung ist räumlich so eng mit den Verkieselungszonen im Warsteiner Trümmerzug verbunden, daß ihre Deutung teilweise in Verbindung mit den Verkieselungen gesucht werden kann. Von der Restauration der Bilsteinhöhle bis zum Sattel südlich der Höhe 387 erstrecken sich die Eisenerze der Grube David. Der Tagebau gibt das Bild einer Dislokationsbreccie größten Maßstabs. Größere und kleinere Brocken toniger Gesteine sind ziemlich stark ineinander verquetscht. Kalk, der nach der Zusammensetzung des Nachbargesteins ursprünglich dominiert haben muß, ist nicht mehr vorhanden; aus ihm ist metasomatisch der Eisenstein entstanden, der jetzt in Form verschiedenster, zum Teil phosphoritischer Erze das Bindemittel der Breccie liefert, so daß ein Fördergut von etwa 30 % Fe gewonnen werden kann. Schwebend gebildete Quarze vom Suttroper Typus geben einen Vergleich mit den primären Quarziten, welche beispielsweise am Westhang der Platte auch freien Eisenglanz enthalten.

Paläontologischer Anhang.

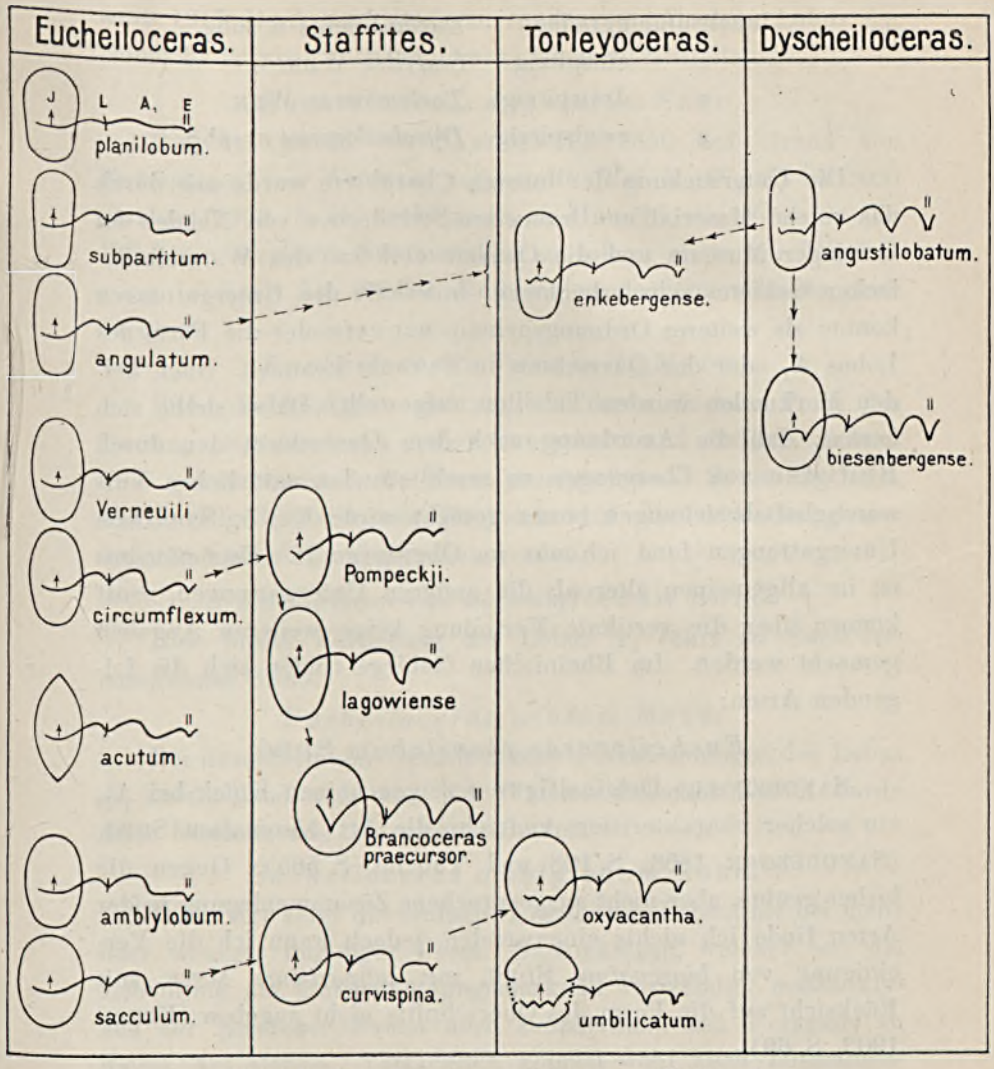
Bemerkungen zu den Gattungen *Cheiloceras*, *Sporadoceras* und *Gonioclymenia*.

Cheiloceras.

Die erste systematische Bearbeitung dieser Gruppe erfolgte an der Hand der Nehdener Fauna von den Brüdern Sandberger 1850—1856; die Mehrzahl ihrer Varietäten des *Goniatites retrorsus* gehört hierher. Als Ordnungsmerkmal diente die Form des als Laterallobus angesprochenen Adventivlobus A_1. Es wurden drei Gruppen unterschieden: mit spitzem oder winkligem, mit abgerundet-stumpfwinkligem und mit völlig rundbogigem A_1. Frech, welcher die Gattung *Cheiloceras* aufstellt, unterscheidet zwei Gruppen: mit gerundetem oder winkligem und mit spitzem A_1, als weiteres Merkmal für die erste Gruppe die geradlinige Innensutur, für die zweite den Besitz eines Innenlobus anführend (*Centroceras* Wedekind 1908).

Daß auch diese Einteilung nicht zu befriedigenden Resultaten führte, ist schon daraus zu ersehen, daß Wedekind 1917 wieder eine neue Einteilung vornimmt. Die Form des Lobus A_1 gilt nicht mehr als übergeordnete Eigenschaft, offenbar, weil die Wahrnehmung gemacht wurde, daß es sich eigentlich nicht um verschiedene Septalflächen, sondern nur um randliche Schleppungen der Kammerwände handelt, welche die runde oder winklige Form dieses Lobus bedingen. In der Übersicht über die Arten von *Cheiloceras* benutzt Wedekind die Form des Querschnitts als Einteilungsprinzip, aber in den Bemerkungen über die Gattung wird es bereits ausgesprochen, daß sich nach dem wesentlicheren Merkmal der inneren Lobenlinie drei Untergattungen unterscheiden lassen, nämlich *Cheiloceras* s. str. mit breitem flachen Innenlobus, *Staffites* mit diesem und einem kleinen spitzen Medianlobus und *Torleyoceras* mit einem Innenlobus und je einem inneren Seitenlobus.

Aus praktischen Gründen scheint es mir vorteilhafter, das gerade Mittelstück der Innensutur von *Cheiloceras* s. str. nicht



Figur 5. Untergattungen und Arten von *Cheiloceras*.
Lobenlinien und Querschnitte, ohne Maßstab.

als Lobus anzusehen, und diese Untergattung als *Eucheiloceras* besonders zu benennen. Formen mit dem ungewöhnlichen Merkmal eines zweiteiligen Innenlobus nenne ich *Dyscheiloceras*. Wir erhalten das Schema:

Innensutur	gerade:	*Eucheiloceras* n. subg.
»	einspitzig:	*Staffites* Wdk.
»	dreispitzig:	*Torleyoceras* Wdk.
»	zweispitzig:	*Dyscheiloceras* n. subg.

Die Untersuchung der inneren Charaktere wurde mir durch das reiche Material an Brauneisen-Steinkernen von Nehden im Göttinger Museum und die Quarzitsteinkerne des Warstein-Belecker Gebietes sehr erleichtert. Innerhalb der Untergattungen konnte als weiteres Ordnungsprinzip nur entweder die Form des Lobus A_1 oder der Querschnitt in Betracht kommen. Nach beiden Merkmalen wurden Tabellen aufgestellt. Dabei stellte sich heraus, daß die Anordnung nach dem Querschnitt den durch Häufigkeit von Übergängen zu erschließenden natürlichen Verwandschaftsbeziehungen besser gerecht wird: Fig. 5. Sämtliche Untergattungen fand ich nur im Oberdevon II. *Eucheiloceras* ist im allgemeinen älter als die anderen Untergattungen, sonst können über die vertikale Verteilung keine weiteren Angaben gemacht werden. Im Rheinischen Gebirge finden sich die folgenden Arten:

Eucheiloceras planilobum Sdbg.

Sandbergers Originalfiguren zeigen keinen Knick bei A_1, ein solcher charakterisiert vielmehr die Art *biarcuatum* Sdbg. (Sandberger 1856, S. 108 und Tabelle, S. 565). Gegen die bisher geübte, aber nicht ausgesprochene Zusammenlegung beider Arten finde ich nichts einzuwenden, jedoch kann ich die Vereinigung von *biarcuatum* Sdbg. mit *subpartitum* Mstr. mit Rücksicht auf die Form des Querschnitts nicht zugeben (Frech 1902, S. 69).

Eucheiloceras subpartitum Mstr.

Über die Auffassung von Münsters *subpartitum* herrschen Unstimmigkeiten, seit Gümbel (1863, S. 317) die Form mit Sandbergers *angulatum* vereinigte, was Münsters Beschreibung (1839, S. 18) »Kammerwände gerade wie bei *Goniatites Verneuili*« zuwiderläuft. Demzufolge beschreibt auch Wede-

KIND 1917 die Art mit breitem, rundem und flachem Lobus A_1. Nunmehr ist aber auch *angulatum* wiederherzustellen.

Eucheiloceras angulatum SDBG.

Die Art wurde von SANDBERGER 1856 auf Grund von Exemplaren von Warstein aufgestellt (Taf. X, Fig. 4). FRECH glaubte (1902, S. 71) wohl nicht zu Unrecht, die Form in die Nähe von *sacculum* SDBG. stellen zu sollen, allein zur Vereinigung in einer Art ist der Unterschied der Querschnitte doch zu groß.

Eucheiloceras Verneuili MSTR.

Wohl die häufigste und zugleich die einfachste Form der Gattung. Sie ist durch ovalen Querschnitt und einfache Lobenlinie gekennzeichnet. — *Euch. praelagowiense* SOBOLEW 1914, Taf. I, Fig. 3, kann mit Rücksicht auf die Abflachung der äußeren Lobenlinie abgetrennt werden.

Eucheiloceras circumflexum SDBG.

Eine breite Vertiefung des Lobus A_1 führt zu *Euch. circumflexum* SDBG.

Eucheiloceras acutum MSTR.

Bei linsenförmiger Gestalt kommen Ausdehnungen des Lobus A_1 anscheinend nicht vor. Im Warstein-Belecker Gebiet wurde diese bezeichnende Art nicht gefunden.

Eucheiloceras amblylobum SDBG.

Diese Art zeigt die einfache *Cheiloceras*-Lobenlinie bei mehr oder weniger kugeliger Form. SANDBERGER, welcher nur die Lobenlinie als Unterscheidungsmerkmal verwandte, mußte also aus der Nehdener Fauna auch *subpartitum* und *Verneuili* zu dieser Art stellen. Tatsächlich können wohl auch Zusammenhänge möglich sein. Bildlich kann man sich die Unterscheidung der äußeren Formen dadurch vorstellen, daß bei *subpartitum* gegenüber *amblylobum* eine Abplattung nach zwei parallelen Flächen eintritt; im Querschnitt von *Verneuili* konvergieren die Abplattungen nach außen, und bei *acutum* treffen sie sich bereits in der Außenkante.

Eucheiloceras sacculum Sdbg.

Eine schmale beutelförmige Vertiefung des Lobus A_1 führt zu *sacculum*. Bei Nehdener Stücken ist dieser Charakter ziemlich konstant, aber bei den Formen aus IIβ der Warsteiner Gegend kann das »Beutelchen« so eng werden, daß es fast dem Spitzchen von *angulatum* gleicht. Weder an Warsteiner noch an Nehdener Material konnte ich den von Frech (1902, S. 72) erwähnten Innenlobus entdecken.

Staffites curvispina Sdbg.

Curvispina schließt sich deutlich an *sacculum* an: der Lobus A_1 wird zu einer gekrümmten Spitze verlängert und im Innern stellt sich zunächst als kleines Spitzchen der Innenlobus ein.

Staffites Pompeckji Wdk.

Der Innenlobus wird tiefer, bleibt dabei aber noch auf den Rand der Septalfläche beschränkt. Der äußere Teil der Septalfläche biegt sich vor. Im übrigen schließt sich die Art an *circumflexum* an.

Staffites lagowiense Gür.

In dieser Art erreicht der ungeteilte Innenlobus sein Maximum; auch A_1 wird noch tiefer und breiter als bei *curvispina*. — *Brancoceras praecursor* Frech (1902, S. 76, Taf. III, Fig. 16) steht dieser Art nahe; er kann aber bei der Gattung *Brancoceras* belassen werden, solange keine Beobachtungen dagegen sprechen, daß er wirklich der Vorläufer der späteren *Brancoceras*-Arten ist.

Torleyoceras oxyacantha Sdbg.

Kleine Exemplare dieser Art von Drewer zeigen eine auffallende Ähnlichkeit mit *curvispina*. Schon auf sehr jungem Stadium zeigt die innere Lobenlinie eine typisch triaenide Einsenkung. — *Cheiloceras globosum* Mstr. bei Wedekind 1917, S. 146, gehört vielleicht zu dieser Art, *Ch. globosum* Mstr. bei Frech 1902, S. 73, Taf. III, Fig. 4, aus dem Clymenienkalk von Gattendorf hat einen tieferen Außenlobus, deshalb muß die systematische Stellung dieser Art vorerst noch zweifelhaft bleiben.

Torleyoceras umbilicatum MSTR.

Diese durch die weite Öffnung des Nabels unzweideutig gekennzeichnete Art schließt sich in der Lobenlinie gut an die vorige an. An Jugendwindungen von 1 mm Durchmesser konnte ich noch eine einspitzige Innensutur beobachten. Das Diagramm der Tabelle gilt auch für *Torl. Nehdense* KAYS., welche Art sich von *umbilicatum* durch den Besitz von Nabelknoten unterscheidet.

Torleyoceras enkebergense WDK.

Wahrscheinlich ein anderer Zweig, der von *angulatum* abgeleitet werden könnte. Die inneren Seitenloben sind tiefer als der Innenlobus.

Untergattung *Dyscheiloceras* n. subg.

Das besondere Kennzeichen dieser Gruppe ist die zweispitzige Innensutur, ein bei Goniatiten m. W. noch nicht beobachteter Fall. Zu erklären ist derselbe sicher nicht aus der Spaltung eines Innenlobus, sondern eher dadurch, daß in der flachen Innenbucht von *Eucheiloceras* symmetrische Einsenkungen entstanden. Die hierhin gestellten beiden Arten müßten im Sinne FRECHS, welcher die Gattung *Cheiloceras* aufstellte, eigentlich von dieser getrennt und zu *Brancoceras* gestellt werden, weil sie einen tiefen Außenlobus besitzen. So wenigstens schließt FRECH für seinen *Brancoceras praecursor* von Nehden, für welchen ich ein Diagramm unter *Staffites* beifügte. WEDEKIND dagegen sah sich durch die augenscheinlich nahe Verwandtschaft seiner Arten *enkebergense* und *angustilobatum* veranlaßt, die letztere Art auch als *Cheiloceras* zu bezeichnen, obwohl er den tiefen Außenlobus kannte und 1908, Taf. XXXIX, Fig. 19, abgebildet hat; später allerdings scheint ihm dieser Charakter zweifelhaft geworden zu sein, denn auf dem Lobenbild von 1917, Textfig. 46d wird der Außenlobus weggelassen.

Dyscheiloceras angustilobatum WDK. sp.

Die inneren Seitenloben sind ziemlich flach, der primäre Laterallobus breit. Die äußere Form ist seitlich abgeplattet (WEDEKIND 1908, S. 588).

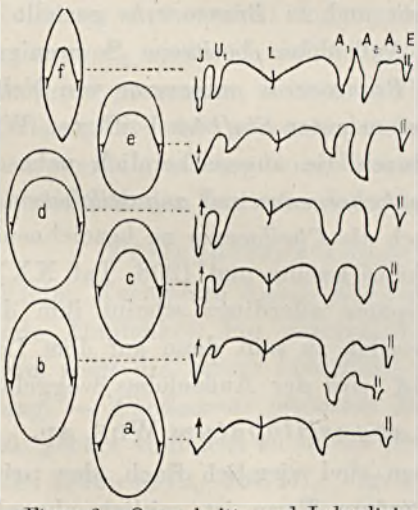
Dyscheiloceras biesenbergense n. sp.

Die Innensutur mit zwei tiefen und spitzen Seitenloben ist an zweien der Quarzitkerne vom Biesenberg deutlich zu sehen. Der Querschnitt ist mehr elliptisch-gerundet als bei der vorigen Art. Die vorliegenden Exemplare zeigen auf den Umgang drei auf die Außenseite beschränkte Einschnürungen.

Cheiloceras altisellatum Wdk. konnte ich nicht untersuchen.

Sporadoceras.

In der Oberdevonzone IIβ des Warsteiner Gebiets dominiert neben *Cheiloceras sacculum* Sdbg. *Sporadoceras Pompeckji* Wdk. In IIIα dominiert *Sp. biferum* Phill.[1]), in IIIβ *Sp. Münsteri* v. B. und in Vα *Sp. bilanceolatum* Sdbg. Die zeitliche Folge dieser Arten bedeutet zugleich eine Fortentwicklung in der Lobenlinie. Fig. 6a—d zeigt diese Reihe. A_2 ist hier zuerst sehr flach, wird etwas tiefer und dann in den beiden letzten Arten so tief wie A_1. U_1 erreicht anfangs noch nicht den vierten Teil des Innenlobus, dann wächst er auf etwa $^1/_3$, auf $^1/_2$ und schließlich erreicht er fast die gleiche Größe. Der Innenlobus selbst wird immer schmaler und tiefer.



Figur 6. Querschnitte und Lobenlinien von *Sporadoceras*-Arten.

[1]) Nicht als *subbilobatum* Mstr. zu bezeichnen! s. Wedekind 1908, S. 594.

Gleichaltrig mit *bilanceolatum* (d) sind *contiguum* var. *postuma* WDK. (e) und *cucullatum* v. B. (f), welche beide im Vergleich zu der behandelten Reihe weitere Differenzierung zeigen, aber nicht als glatte Fortsetzung gelten können. Bei *contiguum* MSTR. und der Varietät wird A_2 größer als A_1, und der Sattel A_2/E breit; bei *cucullatum* senkt sich in diesen Sattel ein dritter Adventivlobus ein. Der breite Innenlobus bei e fällt etwas aus der Reihe heraus.

Mit Berücksichtigung anderer Merkmale lassen sich von der Hauptreihe noch eine Anzahl anderer Arten abzweigen. In Fig. 6b′ ist ein solcher Seitenzweig, *Sp. biferum* var. *descendens* n. var., abgebildet. Diese Seitenzweige spielen im Warsteiner Gebiet nur eine ganz geringe Rolle, die meisten beschreibt WEDEKIND vom Enkeberg. Hinsichtlich der Größe von A_2 schließen sich die Arten *rotundum* WDK., *Clarkei* WDK., *varicatum* WDK. und *acutolaterale* SDBG. (= *Sedgwicki* WDK.) an c und d, *contiguum* MSTR. und *angustisellatum* WDK. an e an.

WEDEKIND gibt 1916 (S. 24, Textfig. 13) ein Beispiel für eine gleichsinnige Entwicklungsreihe, in welcher auch *Sp. Pompeckji* WDK. auftritt. Von diesem wird als jüngere Form *Sp. discoidale* WDK. abgeleitet, welche in der äußeren Lobenlinie dem *Sp. Münsteri* gleicht, rücksichtlich der besonderen äußeren Form aber hier lieber als Nebenform betrachtet wird. Eine unmittelbare Ableitung von *Sp. Pompeckji* aus *Cheiloceras* (*Torleyoceras*) *enkebergense* WDK. möchte ich nicht annehmen.

Alle genannten Arten führt WEDEKIND aus dem Rheinischen Gebirge auf. Nur *bilanceolatum* SDBG. ist seit der Beschreibung durch SANDBERGER von keinem Autor genannt worden. Dabei ist dies die einzige Art, von welcher die innere Lobenlinie genau beschrieben ist.

Sporadoceras bilanceolatum SDBG.

SANDBERGER 1856, S. 71, Taf. 8, Fig. 11; 5, Fig. 2; 9, Fig. 7. Von *Sporadoceras Münsteri* unterscheidet sich die vorliegende Form durch den dickeren gerundeten Querschnitt und

dadurch, daß U_1 fast gleich J wird. Weil dies innere Merkmal nicht beobachtet wurde, hat Gürich (Leitfossilien, Taf. 40, Fig. 6) sie als *Sp. Münsteri* v. B. bezeichnet und Frech (1902, S. 80, Taf. 3, Fig. 13) als var. *orbicularis* Mstr. derselben Art. Bei *Sp. orbiculare* Mstr. sind aber, wie Graf Münster (1832, S. 26, Taf. 5, Fig. 4) hervorhebt, die Loben A_1 und A_2 am Grunde gerundet und mehr kelchförmig als zungenförmig. Eine weitere dicke Form mit gleichgroßem Adventivlobus ist *Sp. Clarkei* Wdk., welche aber eine seitliche Abplattung und Einschnürungen besitzt (Wedekind 1917, S. 149, Textfig. 47i). Dagegen paßt unsere Form gut zu Sandbergers Figuren, mit der einzigen Ausnahme, daß dort der Innenlobus etwas breiter ist, ein Merkmal, welches mir zur Abtrennung einer Art nicht ausreichend erschien. Nach den Fundortsangaben scheinen die von Sandberger beschriebenen Stücke etwas älter zu sein. Ich fand die Art nur im Dasberger Kalk.

Sporadoceras biferum Phill. var. *descendens* n. var.

Der äußere Teil der Lobenlinie dieser sonst mit *Sp. biferum* Phill. übereinstimmenden Form ist in Fig. 9b′ abgebildet. Diese stufenförmige Absenkung der Lobenlinie nach außen kommt dadurch zustande, daß sich die Septalfläche zurückbiegt. 5 Stücke aus Stufe III von Drewer.

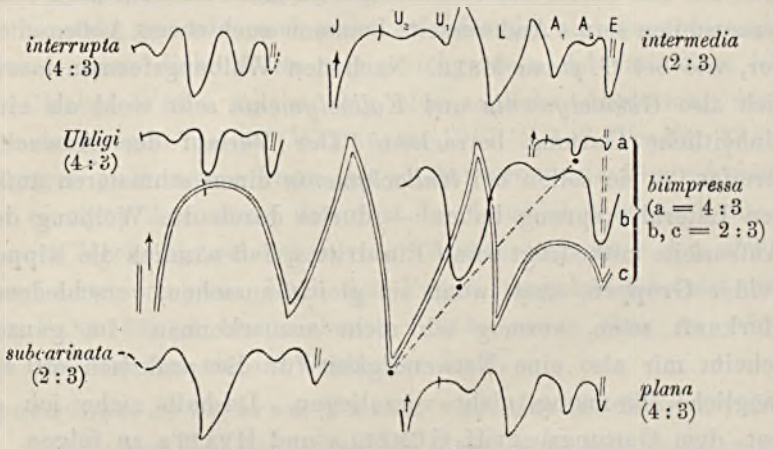
Gonioclymenia.

Die Gattung wurde von Gümbel 1863 aufgestellt. Als ihren Typus bezeichnet Hyatt 1883 mit Recht den »*Goniatites*« *speciosus* Mstr. und zwar in der Form desjenigen Münsterschen Originals, welches Gümbel 1863, Taf. 20, Fig. 3, erneut abbildet. Der Windungsquerschnitt (l. c. Taf. 19, Fig. 6) zeigt, wie Gümbel hervorhebt, auf den inneren Windungen eine Externfurche, auf dem letzten Umgang aber eine »Abrundung oder Abplattung der Externfläche«. 1914 unterscheidet Wedekind zwei Gattungen, *Gonioclymenia* s. str. mit Externfurche und *Kalloclymenia* mit gerundeter Externseite. Da von diesen im allgemeinen seltenen Formen zumeist nur Bruchstücke gefunden

werden, muß die Durchführung dieser Unterscheidung praktisch dazu führen, daß große Bruchstücke zu *Kalloclymenia,* kleine zu *Gonioclymenia* gestellt werden. Die Umkehrung der Außenwölbung kommt nicht bei *speciosa* allein vor; sie zeigt sich an einem großen Exemplar von *G. Tornquisti* WDK. im Göttinger Museum und dürfte bei vollständigerem Material wohl noch öfter festzustellen sein. Andererseits kommen auch ebene Außenseiten vor, wie bei *G. plana* MSTR. Nach den Wölbungsformen lassen sich also *Gonioclymenia* und *Kalloclymenia* sehr wohl als eine einheitliche Gattung betrachten. Der Verlauf der Anwachsstreifen — sie sollen bei *Kalloclymenia* einen schmaleren äußeren Lateralvorsprung haben — dürfte durch die Wölbung der Außenseite mitbedingt sein. Ein drittes, daß nämlich die Rippen beider Gruppen, auch wenn sie gleich aussehen, verschiedener Herkunft seien, vermag ich nicht anzuerkennen. Im ganzen scheint mir also eine Notwendigkeit für die praktisch oft unmögliche Trennung nicht vorzuliegen. Deshalb ziehe ich es vor, dem Gattungsbegriff GÜMBELs und HYATTs zu folgen.

Damit wird auf die Lobenlinie größerer Wert gelegt. Sie zeigt zwar auch im individuellen Alter Veränderungen, indem sie von flachgerundetem zu spitzwinkligem Verlauf übergeht (vergl. Fig. 7a, b, c bei *biimpressa*), aber die Zahl und das Größenverhältnis der Elemente bleibt bestehen. Ein Fortschreiten in der Organisationshöhe kann vielleicht in der Linie *subcarinata—plana—interrupta* darin gefunden werden, daß der Lobus A_1 tiefer wird. Ähnlich wie bei *Sporadoceras* in *cucullatum,* ist auch hier ein Endglied vorhanden, bei welchem sich ein weiterer Adventivlobus einstellt, nämlich *G. intermedia* MSTR. —*Balvites Buchi* WDK., der keinen Adventivlobus besitzt, kann vielleicht als Vorstufe gelten. Sonst fehlen im Rheinischen Gebirge nähere Verwandte der Gattung. Die flache Außenbucht, welche bei *Sellaclymenia* vorkommt, ist von einem echten Externlobus noch sehr verschieden; darum dürfte auch, wie HYATT meint, diese Gattung mit *Cymaclymenia* näher verwandt sein als mit *Gonioclymenia.*

Zusammenstellungen der Lobenlinien gibt Frech 1902 in den Textfig. 5 und 6; sie können hier etwas vervollständigt werden (Fig. 7). Im Warsteiner Gebiet fand ich 6 Arten. Sie kommen sämtlich nur im Dasberger Kalk vor, auch anderwäts dürfte die Gattung nirgends tiefer hinabreichen.



Figur 7. Lobenlinien von *Gonioclymenia*.

Gonioclymenia subcarinata Mstr.

Gümbel 1863, S. 152, Taf. 20, Fig. 1. Eine Verwechslung mit *speciosa* Mstr. ist nicht wohl möglich, wenn man die Unterschiede im Querschnitt und in der Form des Adventivlobus berücksichtigt, die aus Gümbels Figuren hervorgehen. Die beiden vorliegenden Exemplare zeigen bei 8 cm Durchmesser noch sanfte Rippen, die etwas dichter stehen als an Münsters Original.

Gonioclymenia subcarinata var. *Cottai* Mstr.

Gümbel 1863, S. 152, Taf. 29, Fig. 8. Diese Form, von Gümbel ebenfalls zu *speciosa* gerechnet, möchte ich als Varietät der obigen Art betrachten. Die Seiten sind noch etwas stärker abgeplattet, die Externfurche ist tief. Bei einem Durchmesser von $2^1/_2$ cm hat die letzte Windung 36, also recht dichtstehende, sichelförmig gekrümmte Rippen.

Gonioclymenia subcarinata var. *praematura* WDK.

WEDEKIND 1914, S. 63, Taf. 6, Fig. 6. Ein nur einseitig erhaltenes Stück von etwa $5^1/_2$ cm Durchm. Die gewölbten Seiten lassen die von WEDEKIND von Hoevel beschriebene Form gut erkennen.

Gonioclymenia plana MSTR.

MÜNSTER 1832, S. 30, Taf. 6, Fig. 3. Auch diese Art ist einigen Schwankungen unterworfen, welche sich aber durchweg auf MÜNSTERs Beschreibung und Abbildung beziehen lassen; nur ist die Mehrzahl der Stücke weniger involut und zeigt eine deutliche Abplattung der Außenseite. Die inneren Windungen sind glatt und höchstens auf den äußeren treten gebündelte, nach vorn schwach konvexe Anwachslinien auf ganz schwachen rippenartigen Erhebungen hervor. Die Seitenflächen sind parallel gestellt. Der Lobus A_1 ist ebenso tief wie E; U_1, anfänglich gerundet, wird im Alter ebenfalls tief und spitz. FRECHs Abbildung (1902, Taf. 1, Fig. 4) dürfte zu *subcarinata* MSTR. gehören, wie die Externfurche, die konvergierenden Seiten und die Rippen zeigen. Hierauf macht WEDEKIND 1914, S. 62, aufmerksam. Den Unterschied gegen *Gon. pessoides* v. B. möchte ich aber lieber darin sehen, daß bei letzterer A_1 flach und E tief ist. Man könnte auch hier Varietäten abtrennen, zwei Exemplare fallen in Bezug auf die Stärke der Einrollung etwas heraus; vorerst genügt es vielleicht, diese als individuelle Plus- und Minus-Abweicher zu betrachten. Bei einem dieser Stücke (von Drewer +8) mißt die Höhe der letzten Windung gegenüber dem nicht verdeckten Teil der vorletzten 16 mm : 5 mm, bei dem anderen Stück (von Drewer +5) 8 : 4 = 16 : 8 mm, während die Stücke vom Bilsteintal etwa 16 : 6 mm messen.

Gonioclymenia interrupta MSTR.

MÜNSTER 1841, Taf. 12, Fig. 3, DENCKMANN 1902a, S. 53. Ein Abdruck mit anhaftenden Kammerwänden. Die bezeichnenden Einkerbungen der Nabelwand sind nur bis zu einem Durchmesser von 1,6 cm vorhanden, eine folgende Windung ist glatt.

Der Lobus A_1 ist bei dem Exemplar von Drewer wesentlich tiefer als bei einem anderen von Wildungen. Gleichartige Schwankungen kommen auch bei *G. plana* vor, der die Art überhaupt nahe steht.

Gonioclymenia biimpressa v. B.

v. Buch 1838, S. 153, Fig. 2; Wedekind 1914, S. 66. Außer der etwas mangelhaften Originalfigur v. Buchs liegt leider keinerlei Abbildung vor. Nach der dort gegebenen Rückenansicht (Fig. 2_2) will es scheinen, als ob die Rippen über die Externseite sich fortsetzen; dies ist aber nicht der Fall, wie ein Abguß des Originalexemplars zeigte. Bei ihm sind die inneren Windungen undeutlich. Nach meinem Material — vollkommene Stücke fehlen noch immer — tragen sie zuerst Randknoten und Nabelknoten; weiterhin stellen sich verbindende Rippen ein, deren äußerer Teil bis zu einem Durchmesser von mehr als 10 cm bestehen bleibt. Zuletzt — das Stück, von welchem die Lobenlinie c in Fig. 10 genommen wurde, dürfte einer Windung von 30 cm Durchmesser angehören — wird die Schale glatt. Der Querschnitt zeigt schon bei 0,7 cm eine deutliche Abrundung der Externseite, wodurch die Art leicht von *subcarinata* zu unterscheiden ist. *Subarmata* Mstr. andererseits hat einen wesentlich niedrigeren Querschnitt, während *speciosa*, mit welcher unsere Art wohl am häufigsten verwechselt wurde, eine andere Lobenlinie besitzt. ($A_1 > E$, hier $A_1 < E$.)

Gonioclymenia Uhligi Fr.

Frech 1902, S. 41, Taf. 1, Fig. 1. Frech beschreibt zwei Arten, welche zur Bestimmung der vorliegenden Form in Betracht kommen: *G. pessoides* (Frech, non v. Buch) und *Uhligi* Fr.: beide stark evolut und mit kleinem Adventivlobus, erstere mit kurzem und breitem, letztere mit sehr tiefem Außenlobus. Dieser Unterschied erscheint mir wichtiger als der von Wedekind angegebene, daß nämlich die Externknoten bei *pessoides* Fr. nur auf den mittleren Umgängen, bei *Uhligi* Fr. nur im Alter aufträten; schon die Abbildungen bei Frech passen wenig

zu dieser Einteilung. Das einzige vorliegende Stück zeigt Knoten in größeren Abständen (nur 9 auf dem Umgang) von 1 cm Durchmesser an bis zum Ende bei 5 cm. Die Lobenlinie stimmt vollständig mit *Uhligi* Fr. überein.

Gonioclymenia intermedia Mstr.

Gümbel 1863, S. 157, Taf. 21, Fig. 3, 4. Ein Steinkernbruchstück von etwa 12 cm Durchm., das den Verlauf der ganzen Lobenlinie erkennen läßt. Nach allem, was bisher bekannt wurde, dürften bei größerem Querschnitt die Seiten immer stärker nach außen konvergieren, die Loben spitzer und die sekundären Elemente, dabei auch A_2, tiefer werden. Das sind bei Gonioclymenien allgemein geltende Alterserscheinungen und Gümbel hatte darum recht, Münsters Arten *intermedia* und *maxima* zu vereinigen. Frech schließt 1902, S. 40, kleine Exemplare als var. *intermedia* an *G. plana* an, m. E. zu Unrecht, denn die abgebildete Lobenlinie zeigt eine deutliche Anlage von A_2. Demnach möchte ich *G. maxima* Mstr. bei Frech 1902, S. 42, zugunsten der Gümbelschen Bestimmung streichen. Durch die neuauftretenden Loben A_2 und U_2 erhält *Gon. intermedia* eine so bedeutende Selbständigkeit gegen alle anderen Arten der Gattung, daß sogar eine genetische Abtrennung nicht unberechtigt wäre.

Verzeichnis der zitierten Literatur.[1])

Andree, K. 1911. Die Diagenese der Sedimente, ihre Beziehung zur Sedimentbildung und Sedimentpetrographie. Geol. Rdsch., Bd. 2.

Ahlburg, J. 1915. Über das Tertiär und das Diluvium im Flußgebiet der Lahn. Dies. Jahrb., Bd. 36, Heft I.

Behr, Fr. 1915. Über Dolomitisierung und Verquarzung in Kalken des Mitteldevons und Carbons am Nordrande des Rheinischen Schiefergebirges. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 67.

Beushausen, L. 1895. Die Lamellibranchiaten des Rheinischen Devon. Abh. Pr. Geol. Landesanst., N. F., Heft 17.

— 1900. Das Devon des nördlichen Oberharzes. Ebenda, Heft 30.

[1]) Ausführliche Literaturverzeichnisse geben für das Oberdevon Paeckelmann 1913, für den Culm Weigelt 1916 und für Westfalen Wegner 1913.

Bolm, A. 1912. Die geologischen Verhältnisse des Oberdevons im Äcketal (Oberharz). N. Jahrb. f. Min., Beil.-Bd. 34.

Brauns, R. 1906. Über Eisenkiesel von Warstein i. W. Ebenda, Bd. 21.

Carthaus. 1889. Die Bilsteinhöhlen bei Warstein i. W. 2. Aufl. Warstein 1905.

Buch, L. v. 1830. Über Goniatiten. Abh. Kgl. Ak. Wiss., Berlin 1832.

— 1838. Über Goniatiten und Clymenien in Schlesien. Ebenda 1839.

Clarke, J. M. 1885. Die Fauna des Iberger Kalkes. N. Jahrb. f. Min., Beil.-Bd. 3.

Crick u. Foord. 1897. Catalogue of the fossil Cephalopoda in the British Museum. Part III, London.

Dechen, H v. 1850. Über die Schichten im Liegenden des Steinkohlengebirges an der Ruhr. Verh. Naturwiss. Ver. f. Rheinl. Westf, Bd. 7.

— 1855. Geognost. Übersicht des Regbz. Arnsberg. Ebenda, Bd. 12.

— 1858. Geologische Karte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen. Berlin.

— 1884. Erläuterungen zur geologischen Karte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen. Bd II: Die geologischen und paläontologischen Verhältnisse. Bonn.

Denckmann, A. 1894. Zur Stratigraphie des Oberdevons im Kellerwalde und einigen benachbarten Devongebieten. Dies. Jahrb., Bd. 15.

— 1900. Über das Oberdevon auf Blatt Balve. Ebenda, Bd. 23.

— 1902. Devon und Carbon des Sauerlandes, Blatt Balve. Ebenda, Bd. 23.

— 1902, a. Über einige weniger bekannte Clymenien aus dem Dasberger Kalk. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 54, Verh. S. 53.

Frech, F. 1885. Die Korallenfauna des Oberdevons in Deutschland. N. Jahrb. f. Min., Bd. 37.

— 1891. Die devonischen Aviculiden Deutschlands. Abh. Preuß. Geol. Landesanstalt, Bd. 9, Heft 3.

— 1902. Über devonische Ammoneen. Beitr. Paläont. Geol. Österreich-Ungarns, Bd. 14.

Gümbel, W. 1862. Revision der Goniatiten des Fichtelgebirges. N. Jahrb. f. Min.

— 1863. Über Clymenien in den Übergangsgebilden des Fichtelgebirges. Palaeontographica, Bd. 11.

— 1879. Geognostische Beschreibung des Fichtelgebirges (in Geologie von Bayern, Bd. 3).

Gürich, G. 1900. Nachträge zum Palaeozoicum des polnischen Mittelgebirges. N. Jahrb. f. Min., Bd. 13.

— 1909. Leitfossilien des Devon. Berlin.

Hall, J. 1879. Palaeontology of New York. Vol. 5, part 2.

Henke, W. 1912 Exkursionsführer durch die Attendorn-Elsper Doppelmulde. Verh. Naturhist. Ver. Rheinl.-Westf., Bd. 69, Sitz.-Ber.

Holzapfel, E. 1889. Cephalopoden-führende Kalke des Unteren Carbons von Erdbach-Breitscheid bei Herborn. Palaeont. Abh., Bd. 5.

— 1903. Einige Beobachtungen über »Flinz« und »Büdesheimer Schiefer«. Verh. Nat. Ver. Rheinl.-Westf., Bd. 60.

Hyatt, A. 1883. Genera of fossil Cephalopods. Proceed. Boston Soc. Nat. Hist., Vol. 22.

Kayser, E. 1873. Über die Fauna des Nierenkalks vom Enkeberge und der Schiefer von Nehden, und über die Gliederung des Oberdevons im Rheinischen Schiefergebirge. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges, Bd. 25.

— 1881. Beiträge zur Kenntnis von Oberdevon und Culm am Nordrande des Rheinischen Schiefergebirges. Dies. Jahrb., Bd. 2.

— 1907. Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen, Lieferung 101, Blatt Herborn. Berlin.

Keyserling, A. Graf. 1846. Wissenschaftliche Boobachtungen auf einer Reise in das Petschoraland i. J. 1843. Petersburg.

Klähn, H. 1912. Die Brachiopoden der Frasnestufe bei Aachen. Dies. Jahrb., Bd. 23, Teil I.

Köhler u. Einecke. 1910. Die Eisenerzvorräte des deutschen Reiches. Arch. f. Lagerstättenforschung, Heft 1.

de Koninck, L. G. 1842/44. Description des animaux fossiles, qui se trouvent dans le terrain carbonifère de Belgique. Brüssel.

— 1878/87. Faune du calcaire carbonifère de la Belgique. Ann. Mus. R. Hist. nat. Belgique. Brüssel.

Leyh, Fr. 1897. Die Culmfauna aus dem Geigenbruch bei Hof. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 49.

Münster, Graf. 1832. Über Goniatiten und Planuliten (auch enthalten in den Ann. Sci. nat., 2. Série, Paris 1834).

— 1839/42. Beiträge zur Petrefaktenkunde I (1839), II (1839), III (1840), V (1842). Bayreuth.

Paeckelmann, W. 1913. Das Oberdevon des Bergischen Landes. Abh. Pr. Geol. Landesanst., N. F., Heft 70.

Phillips, J. 1836. Illustriations of the geology of Yorkshire, Vol. 2. London.

— 1841. Palaeozoic fossils of Cornwall, Devon and West-Somerset, London.

Renz, C. 1913. Neue Arten aus dem Clymenienkalk von Ebersdorf i. Schles. Dies. Jahrb., Bd. 34, Teil I.

Richter, Rud. 1913. Beiträge zur Kenntnis devonischer Trilobiten: II. Oberdevonische Proetiden. Abh. Senckenb. Naturforsch. Ges., Bd. 31. Frankfurt.

Richter, R. u. E. 1919. Proetiden aus neueren Aufsammlungen im vogtländischen und sudetischen Oberdevon. Senckenbergiana, Bd. I, Nr. 4. Frankfurt.

Roemer, F. 1843. Die Versteinerungen des Harzgebirges. Hannover.

— 1850/60. Beiträge zur geologischen Kenntnis des nordwestlichen Harzgebirges. Palaeontographica, Bd. 3 (1850), Bd. 5 (1855).

Sandberger, G. 1853. Einige Beobachtungen über Clymenien. Verh. Naturhist. Ver. Rheinl.-Westf., Bd. 10. Bonn.

Sandberger, G. u. F. 1850/56. Versteinerungen des Rheinischen Schichtensystems in Nassau. Wiesbaden.

Schmidt, H. 1909. Beiträge zur Kenntnis des Elberfelder Devons. Jahresber. Naturw. Ver. Elberfeld, H. 12.

Schulz, E. 1890. Geognostische Beschreibung der Bergreviere Arnsberg, Brilon und Olpe. Bonn

Sobolew, D. 1914. Skizzen zur Phylogenie der Goniatiten. Warschau

Stein, R. 1860. Geognostische Beschreibung der Umgegend von Brilon. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 12.

Tietze, E. 1870. Über die devonischen Schichten von Ebersdorf. Palaeontographica, Bd. 19.

Tschernischeff, Th. 1885. Die Fauna des Mittleren und Oberen Devons am Westabhang des Urals. Mém. Comité géol., Bd. 3. Petersburg.

Weber, M. 1911. Über Bildung von Flaserkalken. Geognost. Jahresh., Jg. 24. München 1912.

Wedekind, R. 1908. Die Cephalopodenfauna des höheren Oberdevons am Enkeberge. N. Jahrb. f. Min., Beil.-Bd. 26.

— 1913. Die Goniatitenkalke vom Martenberg bei Adorf. Sitz.-Ber. Ges. Naturforsch. Freunde, Berlin.

— 1913, a. Weitere Beiträge zur Gliederung des Oberdevons. Nachr. Kgl. Ges. Wiss., Göttingen.

— 1914. Monographie der Clymenien des Rheinischen Gebirges. Abh. Kgl. Ges. Wiss. Göttingen.

— 1914, a. Über Transgressionen im Oberdevon. Jahresber. Niedersächs. Geol. Ver. Hannover.

— 1916. Über die Grundlagen und Methoden der Biostratigraphie. Berlin.

— 1917. Die Genera der Palaeoammonoidea (Goniatiten). Palaeontographica, Bd. 62.

— 1919. Über die Ausbildung des Oberdevons in der Umrandung des Siegerländer Blocks. Nachr. Kgl. Ges. Wiss. Göttingen.

Wegner, Th. 1913. Geologie Westfalens. Paderborn.

Weigelt, J. 1916. Die Gliederung und Faunenverteilung im Unteren Culm des Oberharzes. Dies. Jahrb. Geol. Landesanst., Bd. 37, Teil II.

Whidborne, G. F. 1895. A monograph of the Devonian Fauna of the South of England. Vol. 2, Part IV.

Inhalt.

Seite

Einleitung 254
Stratigraphischer Teil 256
Das Mitteldevon (Stringocephalenkalk) 256
Das untere Oberdevon (Manticocerasstufe) 257
Cypridinenschiefer und älterer Enkeberger Kalk (Cheilocerasstufe) . 269
Der jüngere Enkeberger Kalk (Prolobitesstufe) 277
Der Dasberger Kalk (Laevigitesstufe) 282
Das Étroeungt 292
Der Culm (Glyphiocerasstufe) 299
Tektonischer Teil 302
Allgemeines Bild, Einzelbeobachtungen und Erzlagerstätten . . . 302
Geologische Geschichte 307
Faciesbeziehungen 307
Culmdiskordanz 310
Diagenese: Kramenzelbildung 312
Hauptfaltung 315
Kreidebedeckung 316
Jüngere Veränderungen: Verkieselung 318
Paläontologischer Anhang. Bemerkungen zu den Gattungen: *Cheiloceras*, *Sporadoceras* und *Gonioclymenia* 322
Verzeichnis der zitierten Literatur 335

Zum Druck eingereicht am 30. März 1920.
Druck verfügt am 20. Juli 1920.

Über hessische fossile Pflanzenreste.

Von Herrn **P. Menzel** in Dresden.

Hierzu Tafel 14—18.

Im Laufe der letzten Jahre erhielt ich durch Herrn M. Blanckenhorn zu wiederholten Malen fossile Pflanzenreste, die er bei geologischen Aufnahmearbeiten in den Gebieten der Kartenblätter Ziegenhain, Schwarzenborn, Gudensberg und Homberg in Hessen gesammelt hatte. Dieses Material erfuhr eine Erweiterung durch mehrere Sendungen aus den Beständen der Preußischen Geologischen Landesanstalt in Berlin, des Geologischen Institutes der Universität Marburg und aus den Sammlungen der Herren Studienrat Prof. Dr. Schultz in Kassel und Seminarlehrer Willig in Homberg.

Es handelt sich nur um eine kleine Anzahl von Pflanzenresten, die sich auf 9 Fundstellen verteilen; da aber mehrere dieser Fundorte längst kein Fossilienmaterial mehr liefern, und da andererseits mehrere bisher unbekannte und interessante Pflanzenreste vorliegen, soll in nachstehendem eine kurze Beschreibung derselben gegeben werden.

Über die geologischen Verhältnisse der einzelnen Fundpunkte geben die Erläuterungen zu den genannten geologischen Kartenblättern die nötigen Aufschlüsse.

A. Blatt Ziegenhain.

I. Pflanzenreste vom Kesselwalde.

In Blätterschiefern eines ehemaligen, vor ca. 70 Jahren betriebenen Braunkohlenwerkes im Kesselwalde zwischen Obergrenzebach und Steina sind seinerzeit vom Lehrer Schwalm in Obergrenzebach Pflanzenreste gefunden worden, die in der Sammlung des Geologischen Institutes in Marburg aufbewahrt werden.

Myrica Silvani Unger.

Taf. 14, Fig. 8b.

Unger, Sylloge plant. foss. III, S. 67, t. XX, fig. 12, 13.

M. foliis firmis, obovato-lanceolatis vel spathulatis, in petiolum attenuatis, integerrimis; nervo primario distincto; nervis secundariis tenuibus, angulis ca. 55° egredientibus, arcuatim conjunctis; nervis tertiariis flexuosis ramosisque, rete laqueis minutulis includentibus.

Das fast vollständig erhaltene Blatt (Taf. 14, Fig. 8b) erinnert an verschiedene beschriebene fossile Sapotaceen-Formen, von denen häufig nur Umriß und Hauptnerven erhalten sind; es stimmt gut zu den als *Myrica Silvani* von Unger bekannt gegebenen Blättern; es teilt mit diesen die länglich verkehrt-eiförmige Gestalt und die Anordnung der größeren Nerven; von feinerer Nervatur geben Unger's Abbildungen nichts wieder. Unser Abdruck läßt zwischen den zarten Sekundärnerven zahlreiche gebogene und verästelte Tertiärnerven erkennen, die ein Netzwerk feiner polygonaler Maschen einschließen. Ähnliche Formen weist auch *Myrica Studeri* Heer (Flora tert. Helvetiae II, S. 36, Taf. LXX, Fig. 21—24) auf, deren Blätter aber als häutig beschrieben werden, während unser Abdruck eine derbere Textur verrät.

Ettingshausen vereinigte (Beiträge zur fossilen Flora von Radoboj, S. 7) *M. Silvani* mit *M. salicina* Ung., doch werden dieser Art von den Autoren dichter stehende und unter stumpferen Winkeln abgehende Sekundärnerven zugeteilt.

Unter den lebenden *Myrica*-Arten entsprechen unserem Reste auch in dem feinsten Maschennetze (vergl. die Naturselbstdrucke von

Myrica-Blättern in Ettingshausen's Blattskeletten der Apetalen Taf. V u. VI) ganzrandige Blätter von *M. cerifera* L. (Nordamerika), weniger solche von *M. rubra* Sieb. et Zucc. (Japan).

M. Silvani ist bisher bekannt aus dem Untermiocän von Radoboj.

Carya bilinica Ung.

Unger, Sylloge plant. foss. I, S. 39, T. XVII, Fig. 1—10[1]).

Ettingshausen, Fossile Flora der älteren Braunkohlenformation der Wetterau. Sitzb. d. math.-nat. Klasse der K. Akad. d. Wiss., Bd. LVII, 1, S. 883.

Schindehütte, Tertiärflora des Basalttuffes vom Eichelskopf bei Homberg. Abh. d. K. Preuß. Geol. Landesanst., N. F., Heft 54, S. 23, Taf. II, Fig. 4, Taf. III, Fig. 1.

= *Juglans bilinica* Engelhardt, Tertiärpflanzen vom Himmelsberge bei Fulda. Abh. Senckenb. Natforsch. Ges., Bd. XX, S. 291, Taf. V, Fig. 11, 15, 19.

» » Engelhardt, Tertiäre Pflanzenreste von Flörsheim am Main, Abh. Senckenb. Natforsch. Ges.-Bd. XXIX, S. 388, Taf. XLIII, Fig. 1—3.

» » Engelhardt, Tertiäre Pflanzenreste von Wieseck bei Gießen. Abh. Senckenb. Natforsch. Ges., Bd. XXIX, S. 420, Taf. XLIV, Fig. 34.

» » Engelhardt und Schottler, Die tertiäre Kieselgur von Altenschlirf im Vogelsberge. Abh. d. großherz. hessischen Geol. Landesanst., Bd. V, Heft 4, S. 307, Taf. XIII, Fig. 4, Taf. XIV, Fig. 5, 6, Taf. XVI, Fig. 8.

C. foliis impari-pinnatis, multijugis; foliolis breviter petiolatis, ovato-ellipticis vel ovato-lanceolatis, acuminatis, irregulariter serrulatis; 6—17 cm longis, 2—6 cm latis; nervatione camptodroma; nervis secundariis numerosis, furcatis, laqueos formantibus; nervis tertiariis e latere externo angulis acutis, e latere interno angulis obtusis orientibus.

Nur ein unvollständiges Blättchen dieser vom Oligocän bis zum Pliocän in weiter räumlicher Verbreitung auftretenden Tertiärpflanze liegt vor; als entsprechende lebende Art ist *Carya tomentosa* Nutt. (Nordamerika) anzusehen.

---

[1]) In den Literaturangaben beschränke ich mich auf die Werke, die für die systematische Beschreibung der betreffenden Arten von Wichtigkeit sind, und die sich auf deren Vorkommen in Hessen beziehen.

cf. Carpinus grandis Unger.

Taf. 14, Fig. 7b.

Unger, Syn. plant. foss. p. 220.
» Iconogr. plant. foss. p. 39, t. XX, fig. 4, 5.
Ludwig, Palaeontogr. VIII, S. 99, Taf. XXX, Fig. 17, 18, Taf. XXXIII, Fig. 1—7, 9—11; S. 173, Taf. LXVIII, Fig. 9, 10.
Ettingshausen, Wetterau S. 832 (= *Carpinus Heerii*).
Engelhardt, Tertiärpflanzen vom Himmelsberge, S. 269, Taf. II, Fig. 27, 37, 38.
» Tertiärpflanzen v. Flörsheim, S. 329, Taf. XXXVIII, Fig. 2.

C. foliis ellipticis, ovato-ellipticis vel ovato-lanceolatis, argute duplicato-serratis; nervis secundariis utrinque 12—20, angulis 35—50° egredientibus, craspedodromis, dentes majores marginis attingentibus, parallelis, ad marginem ramosis, ramulos in dentes minores emittentibus; nervis tertiariis angulis 70—80° orientibus, densis, ramosis furcatisque.

Ein Blattfragment (Taf. 14, Fig. 7b) ist den schmalblättrigen Formen dieser vom Oligocän bis Pliocän weitverbreiteten tertiären Hainbuche zuzuweisen, die mit den recenten *C. Betulus* L. (Europa) und *C. japonica* Sieb. et Zucc. (Japan) zu vergleichen ist.

Zelkowa Ungeri Kóv.

Taf. 14, Fig. 7a.

Kóvats, Jahrb. d. K. K. geol. Reichsanst., Bd. II, S. 178.
» , Fossile Flora von Erdöbénye, S. 27, Taf. V, Fig. 1—12, Taf. VI, Fig. 1—6.
Planera Ungeri Ludwig, Palaeontogr., VIII, S. 106, Taf. XXXVIII, Fig. 9—11, Taf. XXXIX, Fig. 1—10, Taf. LX, Fig. 3, 5.
» » Ettingshausen, Wetterau, S. 841.
» » Engelhardt, Tertiärpflanzen v. Himmelsberge, S. 272, Taf. I, Fig. 48, Taf. II, Fig. 43, Taf. III, Fig. 2.
» » Engelhardt und Kinkelin, Oberpliocäne Flora und Fauna des Untermainthales. Abh. d. Senckenb. Nat. Ges., Bd. 29, Heft 3, S. 244, Taf. XXXI, Fig. 11, 12.
» » Engelhardt und Schottler, Altenschlirf, S. 280, Taf. II, Fig. 4, Tafel IV, Fig. 11, 12.
» » Schindehütte, Eichelskopf, S. 34.

Z. foliis breviter petiolatis, rarius sessilibus, magnitudine maxime variantibus, 2—10 cm longis, 1—5 cm latis, ovato-acuminatis vel ovato-lanceolatis, basi plerumque inaequalibus, aequaliter et simpliciter serratis vel serrato-crenatis, dentibus plerumque magnis; nervatione

craspedodroma; nervo primario recto, excurrente; nervis secundariis 7—14 angulis variis acutis orientibus; nervis tertiariis flexuosis ramosisque.

Zu dieser im Oligocän und Miocän weitverbreiteten und bis ins Pliocän andauernden Tertiärart, die der lebenden *Z. crenata* Spach. [östliches Mittelmeer- und pontisches Gebiet] nahesteht, ist das Bruchstück Fig. 7a der Taf. 14 zu ziehen.

Cinnamomum Scheuchzeri Heer.

Taf. 14, Fig. 6.

s. d. Abh. 5. Gensungen, S. 367.

Ein Blatt, das zu den kleinblättrigen Formen dieser Art gehört, ist Taf. 14, Fig. 6 wiedergegeben.

Acer trilobatum (Sternb.) A. Br.

Taf. 14, Fig. 11.

Phyllites trilobatus Sternberg, Flora der Urwelt, I, S. 42, Taf. L, Fig. 2.
Acer trilobatum A. Braun, Neues Jahrb. f. Min., 1845, S. 172.
» » Ludwig, Palaeontogr., VIII, S 127, Taf. L, Fig. 1—5, Taf. LI, Fig. 4—11, Taf. LII, Fig. 2, 4—7, Taf. LIII, Fig. 6.
» » Ettingshausen, Wetterau, S. 873, Taf. IV, Fig. 1, 2, 4, 6, 7.
» » Engelhardt, Himmelsberg, S. 285, Taf. IV, Fig. 3, 8—11, 17, 25—27.
» » Engelhardt und Kinkelin, Untermaintal, S. 257.
» » Engelhardt und Schottler, Altenschlirf, S. 301, Taf. XIV, Fig 9, 10, Taf. XV, Fig. 4, 6, Taf. XVI, Fig. 1—4, 6, Taf. XVII, Fig. 9.

A. foliis longe petiolatis, 3—20 cm longis, 5—16 cm latis; palmato-trilobis, vel subquinquelobis, lobis plerumque inaequalibus, lobo medio lateralibus longiore et latiore, rarius aequalibus, inciso-dentatis, dentibus inaequalibus, apice longe acuminatis; lobis lateralibus patentibus vel plus minus arrectis; sinubus angulum rectum, subrectum, interdum acutum formantibus; palmatinerviis; nervis primariis 3—5 ex apice petioli radiantibus, in lobos excurrentibus, utroque latere ramosis, ramis angulis acutis egredientibus subarcuatis, in lobulos vel dentes marginis productis; nervis tertiariis angulis subrectis orientibus furcatis, partim craspedodromis in dentes intrantibus, partim camptodromis et ramulos in dentes emittentibus; nerculis inter secundarios angulis acutis vel subrectis exorientibus, arcuatis, ramosis, rete laxum irregulariter-polygonale, ramulis tenuissimis impletum formantibus.

Dieser vom Oligocän bis Pliocän weitverbreitete, dem lebenden *Acer rubrum* L. [atlant. Nordamerika] nahestehende Ahorn liegt nur in dem einen abgebildeten unvollständigen Blattabdrucke Taf. 14, Fig. 11 vor.

cf. Acer crenatifolium Ett.

Taf. 14, Fig. 9.

Ettingshausen, Tertiärflora von Bilin, III, S. 20, Taf. XLV, Fig. 1—4.
Velenovsky, Flora aus den ausgebrannten tertiären Letten von Vršovic bei Laun, S. 38, Taf. VII, Fig. 4.
Menzel, Flora der Senftenberger Braunkohlenablagerungen, S. 99, Taf. V, Fig. 32, 35, Taf. VI, Fig. 7a, 13.

A. foliis longe petiolatis, cordato-subrotundis, trilobis vel subquinquelobis, sinubus angulum acutum formantibus; lobis e basi lata acuminatis, apice productis; margine inaequaliter crenato-dentatis; nervis primariis 3—5, nervis secundariis curvatis, craspedodromis vel camptodromis, partim ramosis; nervis tertiariis ad marginem camptodromis, ramulos in dentes emittentibus, ceterum inter secundarios anastomosantibus, flexuosis, angulis subrectis egredientibus.

Das Taf. 14, Fig. 9 abgebildete Bruchstück eines Ahornblattes läßt sich recht wohl mit den von Ettingshausen aus dem Biliner Becken mitgeteilten Blattresten in Einklang bringen. In Böhmen wie im Senftenberger Gebiete tritt *A. crenatifolium*, mit dem lebenden *A. pseudoplatanus* L. vergleichbar, in miocänen Ablagerungen auf.

Acer sp.

Ein weiteres Blattbruchstück eines Ahornblattes ist zu unvollständig erhalten, um eine Deutung zuzulassen. Die Nervenanordnung erinnert an *Acer vitifolium* A. Br. (Heer: Fl. tert. Helvet. III, S. 55, Taf. CXVII, Fig. 4), doch kommen auch *Vitis teutonica* A. Br. (Unger: Sylloge pl. foss. I, S. 23, Taf. IX, Fig. 1—8) oder auch *Viburnum*-Arten aus der Section *Opulus* Mönch, wie *V. orientale* Pall. als vergleichbar in Betracht.

Malpighiastrum coriaceum Ung.

Taf. 14, Fig. 8a.

Unger, Gen. et sp. pl. foss. p. 455.
» , Sylloge pl. foss. III, S. 48, Taf. XV, Fig. 27—29.

Pilar, Flora fossilis Susedana p. 98, t. XV, fig. 1.
Malpighiastrum teutonicum Ettingshausen, Foss. Flora der ält. Braunkohlenform. d. Wetterau, S. 876, Taf. V, Fig. 3.

M. foliis petiolatis, coriaceis, ellipticis vel ovato-oblongis, basi obtuso-rotundatis, apice plus minus productis, integerrimis; nervis secundariis angulis 45 – 60° orientibus, subflexuosis, arcuatim conjunctis; nervis tertiariis tenuibus, ramosis, laqueos magnos formantibus, rete tenuissimum polygonale includentibus.

Das bis in die feinste Nervatur ausgezeichnet erhaltene Blatt, Taf 14, Fig. 8a, stimmt mit den von Unger, Pilar und Ettingshausen beschriebenen Blättern von *Malpighiastrum coriaceum* bezw. *teutonicum* sehr gut überein; am besten mit Pilar's Blatte, abgesehen von den bei diesem steiler aufsteigenden untersten Sekundärnerven. Ein wesentlicher Unterschied zwischen den den beiden Arten zugeschriebenen Formen läßt sich nicht feststellen; beide dürften wohl zu vereinigen sein.

Von recenten Pflanzen bieten in der Tat verschiedene Malpighiaceen gleichgestaltete und gleichinnervierte Blätter dar; große Übereinstimmung besitzt unser Blatt mit denen der vom tropischen Ostafrika bis zu den Fidschiinseln verbreiteten Meliacee *Xylocarpus granatum* Koen., ferner mit Euphorbiaceenblättern, z. B. *Hymenocardia Chevalieri* Baill. [trop. Westafrika] und *Aleurites cordifolia* Müll. Arg. [Japan, China], welche letztere allerdings steiler ansteigende Sekundärnerven und etwas größere Maschen des feinsten Nervennetzes besitzt.

Ettingshausen hat (Beitr. z. Kenntn. d. foss. Flora v. Radoboj, S. 31 u. 65, Taf. II, Fig. 4) *Malpighiastrum coriaceum* Ung. zu *Cnestis* Juss. gezogen. Unser Blatt bietet keine Beziehungen zu dieser *Connaraceen*-Gattung.

Die Zugehörigkeit des vorliegenden Blattes zu den Malpighiaceen bleibt ungewiß; es mag unter der Sammelgattungsbezeichnung *Malpighiastrum* aufgeführt werden.

M. coriaceum Ung. wie *M. teutonicum* Ett. sind bisher von miocänen Fundorten angegeben worden.

Vaccinium acheronticum Ung.

Taf. 14, Fig. 10a.

Unger, Gen. et spec. pl. foss., p. 420.
» , Fossile Flora von Sotzka, S. 43, Taf. XXIV, Fig. 1—17.
» , Heer, Flor. tert. Helvet. III, S. 10, Taf. CI, Fig. 29.
Engelhardt, Tertpfl. v. Himmelsberge, S. 283, Taf. II, Fig. 30, 31, Taf. III, Fig. 23.
» , Tertpfl. v. Flörsheim, S. 372, Taf. XLI, Fig. 18, 23.
» und Kinkelin, Mainthal, S. 246, Taf. XXXII, Fig. 4.

V. foliis subcoriaceis, petiolatis, ovatis vel ovato-lanceolatis, basi obtusis, apice obtusis vel acuminatis, integerrimis; nervo primario distincto; nervis secundariis angulis acutis orientibus, curvatis, ramosis, anastomosantibus; nervis tertiariis flexuosis, reticulato-ramosis, laqueos sat magnos polygonales includentibus.

Das bis auf den z. T. nicht scharf ausgeprägten Rand wohl erhaltene Blatt, Taf. 14, Fig. 10a, gehört in den Formenkreis von *Vaccinium acheronticum*, wie ihn Heer dargestellt hat. Unger hatte die Blätter als vorn stumpf beschrieben; Heer teilte neben vorn abgerundeten auch zugespitzte Blätter der Art mit, mit letzteren (Fig. 29c bei Heer l. c.) stimmt unser Blatt überein.

Die im Miocän weitverbreitete Art wird mit dem nordamerikanischen *V. stamineum* Michx. verglichen; *V. ovatum* Pursh. weicht nur durch den sehr feingezähnelten Rand ab.

cf. Diospyros anceps Heer.

Taf. 14, Fig. 10b.

Heer, Flor. tert. Helvet. III, S. 12, 191, Taf. CII, Fig. 15—18.
Engelhardt, Flörsheim, S. 371, Taf. XLI, Fig. 14.
» und Schottler, Altenschlirf, S. 296, Taf. XI, Fig. 5.

D. foliis petiolatis, ovato-ellipticis, basi obtusis, membranaceis, integerrimis; nervis secundariis remotiusculis, angulis acutis orientibus, curvatis, ramosis; nervis tertiariis rete polygonale formantibus.

Zwei unvollständige und etwas undeutlich erhaltene Blätter, deren eines Fig. 10b, Taf. 14 wiedergibt, stimmen in Blattgestalt und Anordnung des Adernetzes gut mit den Blättern von *Diospyros anceps* überein, insbesondere mit Fig. 15 bei Heer l. c.

Heer verglich die aus dem Oligocän und Untermiocäns Hessens, dem Untermiocän Böhmens und dem Obermiocän der Schweiz bekannte Art mit *D. virginiana* L.

Myrsinophyllum Caronis (Ung.) M.

Taf. 14, Fig. 2, 3.

Myrsine Caronis Unger, Syll. pl. foss. III, S. 21, Taf. VII, Fig. 8—11.
» *Doryphora* (p. p.) Unger, Syll. pl. foss. III, S. 19, Taf. VI, Fig. 7, 8, 10.
» » Ettingshausen, Foss. Flora v. Bilin II, S. 35, Taf. XXXVII, Fig. 5, 6, 13.
» » » , Wetterau, S. 863, Taf. IV, Fig. 5.
» » Engelhardt, Himmelsberg, S. 282, Taf. V, Fig. 24.
» » » , Flörsheim, S 366, Taf. XLI, Fig. 9.
» » » , Wieseck, S. 417, Taf. XLIV, Fig. 12.

M. foliis coriaceis, lanceolatis, utrinque attenuatis, integerrimis, breviter petiolatis; nervo primario distincto; nervis secundariis tenuibus, angulis acutis orientibus, paulo curvatis, ad marginem arcuatim conjunctis; nervis tertiariis ramosis et flexuosis tenuissimis; spatiis inter secundarios rete laqueorum rotundulorum tenuissimo impletis.

Die beiden bis auf die Spitzen wohlerhaltenen Abdrücke Fig. 2 und 3 der Tafel 14 gehören lederigen, ganzrandigen, langgestreckten, zum kurzen Stiele allmählich verjüngten Blättern an; vom kräftigen Mittelnerven gehen dichtstehende sehr zarte Sekundärnerven unter etwa halbrechten Winkeln ab, die wenig gekrümmt zum Rande laufen und dort verbindende Schlingenbögen bilden; von den äußerst feinen Tertiärnerven, die etwa rechtwinkelig von den Sekundärnerven entspringen und geschlängelt und verästelt verlaufen und mit sehr feinem Netzwerke rundlicher Maschen erfüllte Felder einschließen, ist nur unter der Lupe bei guter Beleuchtung ein Bild zu gewinnen.

Diese Blätter stimmen mit verschiedenen als *Myrsine Doryphora* Ung. (bes. dem Blatte von Salzhausen bei Ettingshausen Wetterau, Taf. IV, Fig. 5) und als *M. Caronis* Ung. beschriebenen Blättern zusammen — von letzteren nur durch die Größe unterschieden; von *M. dubia* Friedrich (Tertiärflora der Provinz Sachsen, S. 62, Taf. VI, Fig. 8), die der Autor nur durch die Größe von *M. Caronis* unterscheidet, weichen sie durch die schmälere Spreitenform ab.

Schon mehrfach ist darauf hingewiesen worden, daß unter der Bezeichnung *M. Doryphora* Verschiedenartiges zusammengefaßt worden ist; ich habe (Beiträge zur Flora der niederrheinischen

Braunkohlenformation, S. 81) den Namen *M. Doryphora* beschränkt auf Blätter von länglich verkehrt-eiförmiger Gestalt mit der größten Breite oberhalb der Mitte, mit allmählicher Verschmälerung zur Basis und rascher Verjüngung zur Spitze.

Blätter wie die unserigen, die Blätter Ettingshausen's von Salzhausen und aus den Biliner Becken und Engelhardt's Blätter vom Himmelsberge, von Flörsheim und Wieseck möchte ich mit den allerdings kleineren Blättern von *Myrsine Caronis* Ung. und den lanzettlichen Formen von *M. Doryphora* Ung., deren größte Breite etwa in der Mitte des Blattes gelegen ist, zusammenfassen; die Unterschiede in der Größe dieser Blätter können nicht als artscheidend aufgefaßt werden.

Wieweit Beziehungen zwischen unseren Blättern und den von Schindehütte (Tertiärflora des Basalttuffes vom Eichelskopf bei Homberg, S. 62, Taf. XII, Fig. 2) als *Clavijopsis Staubi* beschriebenen Resten besteht, vermag ich nach den Abbildungen und der Beschreibung S.'s nicht festzustellen.

Die Zartheit der Sekundärnerven und die Beschaffenheit des feinsten Maschennetzes unserer Blätter steht mit den entsprechenden Verhältnissen recenter Myrsinaceen in Einklang; immerhin ist die Frage der Zugehörigkeit unserer Reste zu den Myrsinaceen durchaus nicht geklärt.

M. Caronis Ung. und *M. Doryphora* Ung. werden aus oligocänen und miocänen Schichten angegeben.

Mrysinophyllum sp.

Taf. 14, Fig. 1.

Neben dem Blatte Fig. 2 von *Myrs. Caronis* liegt der Abdruck eines zweiten Blattes (Taf. 14, Fig. 1), das in der derben Textur und in der ganzen Tracht von ersterem nicht abweicht; es unterscheidet sich durch die breitere Spreitenform und steiler aufsteigende sehr zarte Sekundärnerven, die nur schwierig und nicht in ihrem ganzen Verlaufe zu erkennen sind; der Rest erinnert in der keilförmig verschmälerten Form und in der Sekundärnervenanordnung an *Ardisia Harpyarum* Ett. (Flora von Bilin II, S. 40, Taf.

XXXVIII, Fig. 1, 2), der aber nichtlederige Blätter zugeschrieben werden; auch *Myrsine Martyi* Laurent (Flore pliocène des cinérites du Pas-de-la Mougudo, Ann. du Mus. d'hist. nat. de Marseille. géol. tome IX, p. 222, pl. XVIII, f. 3) bietet ähnliche Form und Nervation; von lebenden Myrsinaceen besitzen *Rapanea neriifolia* (S. et Z.) Mez. [Ostasien, Indien] und schmalblättrige Formen von *Ardisia escallonioides* Cham. et Schlecht. [N. u. C. Amerika] ähnliche Verhältnisse; der ungenügende Erhaltungszustand unseres Restes erlaubt eine genauere Entscheidung der Zugehörigkeit nicht.

Myrsinophyllum Centaurorum (Ung.) M.

Taf. 14, Fig. 4.

Myrsine Centaurorum Unger, Sylloge plant foss. III, S. 23, Taf. VII, Fig. 15—17
» » » , Fossile Flora von Radoboj, S. 19, Taf. II, Fig. 4, 5.
Banisteria Centaurorum Unger, Syll. pl. foss. I, S. 29, Taf. XII, Fig. 1—3.

M. foliis coriaceis, lanceolatis, integerrimis; nervo primario valido, apicem versus valde diminuato; nervis secundariis angulis variis egredientibus, tenuibus, arcuatis, ad marginem curvato-anastomosantibus, nervis incompletis interpositis, nervis tertiariis tenuissimis, flexuosis et ramosis, rete tenerrimum includentibus.

Fig. 4, Tafel 14 gibt ein der Basis entbehrendes lanzettliches Blatt mit ungeteiltem, leicht welligem Rand von derber Beschaffenheit wieder; der am Grunde kräftige Mittelnerv verschmächtigt sich stark nach der Spitze zu und entsendet unter etwas ungleichen Winkeln von 40—70° zarte Sekundärnerven, die leicht gekrümmt verlaufen, sich verästeln und am Rande Schlingen bilden; zwischen den bogenläufigen Sekundärnerven befinden sich noch feinere und kürzere Seitennerven, die sich in dem Zwischengeäder verlieren, das von sehr zarten geschlängelten und verzweigten, spitzwinkelig abgehenden Tertiärnerven gebildet wird; die Felder zwischen ihnen werden von sehr kleinen rundlichen Maschen erfüllt.

Die Deutung dieses Blattrestes ist durch seine Unvollständigkeit erschwert; Form, Textur und Nervation weisen auf eine Myrsinacee; insbesondere die Zartheit der Sekundärnerven, deren genäherte Stellung und Art der Randverbindungen, das Auftreten unvollständiger Secundärnerven und das aus fast gleichstarken

Nervenverzweigungen gebildete feinere Maschennetzwerk bieten Verhältnisse, die wir bei recenten Myrsinaceen, z. B. *Ardisia compressa* H. B. K. [Mexico], *Parathesis serrulata* (Sw.) Mez [Mexico], *Rapanea capitellata* (Wall.) Mez. [Ostindien] antreffen.

Unter den fossilen Pflanzen bieten einige der als *Myrsine Centaurorum* Ung. (z. B. Sylloge III, Taf. VII, Fig. 16) beschriebenen Reste sehr ähnliche Blattbildung. Unger hat die von ihm unter diesem Namen beschriebenen Blätter ursprünglich zu den Malpighiaceen gestellt, später verglich er sie mit *Myrsine*-Arten. Ettingshausen (Pflanzenfossilien in der Radoboj-Sammlung der Universität Lüttich, Sitzber. d. K. Akad. d. Wiss., math.-nat. Cl., Bd. CV, S. 491) erblickte wieder Malpighiaceen-Blätter in diesen Resten.

Nach den Abbildungen der Sylloge und der fossilen Flora von Radoboj sind sicher verschiedene Pflanzenreste unter einem Namen zusammengebracht worden, die nichts miteinander gemein haben (vergl. z. B. Sylloge III, Taf. VII, Fig. 15 und Flora von Radoboj, Taf. II, Fig. 4). Nur zum Teil können sie als Myrsinaceen-Reste angesprochen werden.

Ferner besitzen die von Pilar (Flora foss. Susedana, S. 65, Taf. X, Fig. 1, 12) als *Persea Tiberghieni* beschriebenen Blätter Ähnlichkeit mit unserem; Pilar's Blätter weichen durch die breitelliptische Form und die stumpferen Abgangswinkel der Sekundärnerven ab; die Anordnung des Blattadernetzes im Übrigen stimmt gut mit unserem Blatte überein; die Zugehörigkeit der Pilar'schen Blätter zu *Persea* ist mir zweifelhaft; ich kenne keine Lauracee mit derartiger Nervation.

Apocynophyllum Amsonia Ung.

Taf. 14, Fig. 5.

Unger, Sylloge plant foss. III, S. 14, Taf. IV, Fig. 4–8.
Engelhardt, Flörsheim, S. 362, Taf. XL, Fig. 41.
» und Schottler, Altenschlirf, S. 206, Taf. XI, Fig 4.
Schindehütte, Tert. Flora v. Eichelskopf, S. 62, Taf. XII, Fig. 3.

A. foliis ovato-lanceolatis, acuminatis, petiolatis, firmis, integerrimis; nervo primario firmo; nervis secundariis tenuibus, crebris, angulis acutis exorientibus, paulo curvatis, plus minus obsoletis; nervis tertiariis tenuissimis, flexuosis.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Das Blatt, Taf. 14, Fig. 5, stimmt in seiner lanzettlichen Gestalt mit vorgezogener Spitze mit den als *Apocynophyllum Amsonia* von Radoboj und anderen miocänen Fundorten beschriebenen Blättern überein; es teilt mit diesen die derbe Beschaffenheit der Spreite, die von der Nervatur außer Mittel- und Sekundärnerven nichts Deutliches erkennen läßt. Von lebenden Pflanzen kommen *Amsonia latifolia* Mchx. [Nord-Amerika] und *Rhazyga stricta* Dcne [Arabien bis Indien] als vergleichbar in Betracht.

Die bituminösen Schiefer vom Kesselwalde zwischen Obergrenzebach und Steina haben bestimmbare Reste geliefert von:

Myrica Silvani Ung.	anderweit bekannt	aus	Untermiocän
Carya bilinica Ung.	»	»	Oligocän bis Pliocän
cf. *Carpinus grandis* Ung.	»	»	Oligocän bis Pliocän
Zelkowa Ungeri Kóv.	»	»	Oligocän bis Pliocän
Cinnamomum Scheuchzeri Heer	»	»	Eocän bis Miocän
Acer trilobatum (Stbg.) A. Br.	»	»	Oligocän bis Pliocän
Acer crenatifolium Ett.	»	»	Miocän
Malpighiastrum coriaceum Ung.	»	»	Miocän
Vaccinium acheronticum Ung.	»	»	Miocän
cf. *Diospyros anceps* Heer	»	»	Oligocän u. Miocän
Myrsinophyllum Caronis (Ung.) M.	»	»	Miocän
Myrsinophyllum Centaurorum (Ung.) M.	»	»	Miocän
Apocynophyllum Amsonia Ung.		»	Miocän.

Es sind also neben Formen mit ausgedehnter zeitlicher Erstreckung über einen großen Teil der Tertiärzeit miocäne Pflanzenformen, die die Schichten des Kesselwaldes aufbewahrt haben.

2. Braunkohlenwerk Frielendorf.

Von der Basis des Oberen Flötzes im Tagebau des Frielendorfer Werkes stammen einige im Jahre 1893 gesammelte Kohlestücke der Marburger Universitätssammlung, die die Reste wohlerhaltener Früchte einschließen. Nach brieflicher Mitteilung Prof. Blanckenhorn's bestand in dem Tagebau früher ein ausgezeichneter Aufschluß, in dem schön erhaltene Pflanzenreste ge-

sammelt werden konnten, besonders Blätter, die sich leicht von der Kohle abhoben. Mir lagen einige von Prof. Blanckenhorn gesammelte Kohleplatten vor, die in der Sammlung der Geologischen Landesanstalt in Berlin aufbewahrt werden. Die von Blattresten in dichtem Haufwerke bedeckten Stücke sind leider durch Eintrocknen vielfach gerissen und äußerst zerbrechlich, die Pflanzenreste sind zum großen Teil abgeblättert und beschädigt, so daß nur Weniges in brauchbarem Zustande erhalten ist. Die Fundstelle ist aber gegenwärtig teils verschüttet, teils unzugänglich; die wenigen Reste mögen daher trotz ihres fragmentarischen Zustandes der Vergessenheit entzogen werden.

Castanopsis Schmidtiana (Gein.) Kräusel.

Taf. 15, Fig. 1—9.

Kräusel, Nachträge zur Tertiärflora Oberschlesiens I. Jahrb. Pr. Geol. Landesanst. f. 1918, Bd. XXXIX, I, 3, S. 368, Taf. 22, Fig. 9—19.

Palmacites legitimus Goeppert, Schles. Zeitung vom 30. Juli 1878.

Cycadeospermum Schmidtianum Geinitz: Über zwei neue Kreidepflanzen. Neues Jahrb. f. Min., Geol. 1879, S. 114, Taf. IV, Fig. 2.

Cycadeospermum Schmidtianum Gein. (*Fagus?*) Williger, Die Löwenberger Kreidemulde. Jahrb. Kg. Pr. Geol. Landesanst. f. 1881, S. 114.

Corylus Schmidtianus Priemel, Braunkohlenformation des Hügellandes der preußischen Oberlausitz. Zeitschr. f. Berg-, Hütten- u. Salinenwesen, Bd. 55, 1907, S. 49.

C. fructibus obovatis vel subglobosis, 16—22 mm longis, 8—20 mm latis, basi subtruncatis, apice plus minusve acuminatis, irregulariter trigono-complanatis, nitidis, tenuiter striatis et transversim tenuissime rugulosis; insertione basali paulo circumvallata, opaca; pericarpio lignoso, ca. 1 mm crasso; seminibus ovatis, leniter sulcatis.

Aus dem Frielendorfer Tagebau liegen zwei Kohlestücke mit je mehreren Früchten und 16 isolierte Früchte vor; alle sind mehr oder weniger zusammengepreßt und deformiert; aus dem Vergleiche der verschiedenen Exemplare ergibt sich die ursprüngliche Form: es sind längliche bis rundliche Früchte, die von der breiten rundlichen Basis allmählich sich zur Spitze verjüngen und eine mehr oder weniger dreikantige Gestalt gewinnen; am Grunde befindet sich eine rundliche Ansatzfläche mit schwach vortretendem Rande von matter, leicht rauher Oberfläche, von der sich die

glänzende Fläche der übrigen Fruchtschale abhebt, welche dichtstehende, sehr feine Längslinien und eine äußerst zarte Querfurchung aufweist. Die äußerste Spitze ist an allen Früchten abgebrochen; Spuren von Griffelresten sind nicht erhalten. Die Dicke der holzigen Fruchtschalen beträgt etwa 1 mm. Mehrere längsgebrochene Exemplare (Fig. 8, 9) lassen die Samen erkennen, ebenso die Figur 7 abgebildete Frucht, bei der die Schale teilweise abgebrochen ist, und die auch Reste eines dünnen Endocarpes wahrnehmen läßt; die Samenkerne sind von leichtgebogenen, flachen Längsfurchen bedeckt.

Die Höhe der Früchte schwankt zwischen 16 und 22 mm, die Breite zwischen 8 und 20 mm.

Die vorliegenden Früchte stimmen in allen Verhältnissen mit den von Kräusel l. c. beschriebenen Früchten von *Castanopsis Schmidtiana* überein. Diese schon länger von mehreren schlesischen, zuerst irriger Weise als .senon angesehenen Fundstellen stammenden Früchte wurden anfangs von Goeppert als *Palmacites legitimus* angeführt, dann von Geinitz als *Cycadeospermum Schmidtianum* beschrieben; Williger sprach sie als Früchte von Cupuliferen an, Priemel bezeichnete sie als *Corylus Schmidtianus;* Kräusel hat endlich eingehend ihre Beziehungen zu *Castanopsis* erörtert.

Die Fielendorfer Früchte sind nicht verschieden von den s. Z. zu *Corylus* gestellten Früchten der Senftenberger Schichten (Flora der Senftenberger Braunkohlenablagerungen; Abh. Kgl. Pr. Geol. Landesanst., N. F., H. 46, S. 136, Taf. VII, Fig. 21—33), von deren Zusammengehörigkeit mit Kräusel's *Castanopsis* mich eine erneute Untersuchung der Senftenberger Reste überzeugt hat.

Mit dem Nachweise dieser Art in der hessischen Braunkohle findet die von Kräusel ausgesprochene Vermutung einer weiten Verbreitung derselben im Miocän eine Bestätigung.

Von dem Blanckenhorn'schen Aufschlusse habe ich gesehen:

Sequoia Langsdorfii (Brgt.) Heer.

Taf. 15, Fig. 19a, b.

Tarites Langsdorfii Brongniart, Prodrome p. 108, 208.
Sequoia Langsdorfii Heer, Flor. t rt. Helv. I., S. 51, Taf. XX, Fig. 2, Taf. XXI, Fig. 4.
» » Ludwig, Palaeontogr. VIII, S. 72, Taf. XV, Fig. 1.
» » Ettingshausen, Wetterau, S. 826.
» » Engelhardt, Himmelsberg, S. 261, Taf. I, Fig. 27—38.
» » » Flörsheim, S. 321, Taf. XXXVII, Fig. 17, 18, 38, 40.
» » Engelhardt und Kinkelin, Untermainthal, S. 199, Taf. XXIV Fig. 1—4.

S. foliis rigidis, coriaceis, linearibus, planis, apice obtusiusculis vel breviter acuminatis, basi angustatis, adnato-decurrentibus, patentibus, distichis, confertis; nervo medio valido.

Einige wenige kleine Zweigbruchstücke mit kurzen, kräftigen, am Grunde herablaufenden Blättern gehören der im Miocän weitverbreiteten *Sequoia Langsdorfii* an.

cf. Pinus Saturni Ung.

Taf. 15, Fig. 15.

Unger, Chloris protogaea, S. 16, Taf. IV, Taf. V.
Menzel, Gymnospermen der Nordböhmischen Braunkohlenformation. Abh. Isis-Dresden 1900, S. 63, Taf. III, Fig. 17—21.

P. foliis ternis, carinatis, 12—18 cm longis, 0,7—1,5 mm latis; vagina 12—20 mm longa.

Das Bruchstück eines dreinadeligen Kurztriebes (Fig. 15, Taf. 15) mit reichlich 1 mm breiten, kantigen Nadeln, die nicht in voller Länge erhalten sind, schließt sich am besten an *P. Saturni* Ung. an, von der *P. taedaeformis* Ung. (Iconogr., S. 25, Taf. XIII, Fig. 4) nicht zu unterscheiden ist.

Quercus Apocynophyllum Ett.

Taf. 15, Fig. 16—18.

Ettingshausen, Beiträge zur Kenntnis der Tertiärflora Steiermarks, S. 31, Taf. II, Fig. 15.
» Fossile Flora von Sagor I, S. 22, Taf. IV, Fig. 19.
» Fossile Flora von Leoben I, S. 27, Taf. II, Fig. 16, 17, Taf III, Fig. 11, 12.

Qu. foliis petiolatis, coriaceis, oblongo-lanceolatis, basi attenuatis, integerrimis; nervatione camptodroma; nervo primario prominente,

stricto; nervis secundariis numerosis, approximatis, tenuibus, paulo flexuosis, angulis 40—50° orientibus, ad marginem ascendentibus; segmentis secundariis arcuatis, acuminatis; nervis tertiariis tenuissimis, angulis subrectis exeuntibus, flexuosis et ramosis, rete laqueorum quadrangularium includentibus.

Fast jedes der vorliegenden Kohlestücke trägt, zum Teil in dichtem Haufwerke, Bruchstücke langer lanzettlicher Blätter, deren keines leider vollständig erhalten ist, die aber, gegenseitig sich ergänzend, die volle Blattform erkennen lassen; es sind schmale, lanzettförmige Blätter, deren Breite von 15—25 mm schwankt, und deren Länge bis 15 cm betragen haben mag; sie sind von derber Beschaffenheit, ganzrandig, zum Grunde und zur Spitze allmählich verschmälert.

Von dem kräftigen Mittelnerven gehen zahlreiche zarte Sekundärnerven unter Winkeln von 40—50° ab, die wenig gekrümmt zum Rande verlaufen, sich dort aufsteigend nach vorn wenden und in flachen Bogen miteinander verbunden sind; sie schließen somit bogenförmig begrenzte, nach außen und vorn spitz zulaufende Felder ein; von ihnen entspringen unter annähernd rechten Winkeln dichtstehende, feine Tertiärnerven, die gebogen laufend und verästelt ein Netzwerk bilden, das von kleinen viereckigen Maschen ausgefüllt ist (vergr. Abbildung Fig. 17a).

Diese Blätter lassen sich mit verschiedenen der zahlreichen in der Literatur beschriebenen fossilen lanzettblättrigen Eichenformen vergleichen, z. B. mit *Quercus elaena* Ung., *Qu. palaeophellos* Sap., *Qu. provectifolia* Sap., *Qu. Aizoon* Heer u. a. Völlig stimmen sie mit den von Ettingshausen aus den Schichten von Sagor und Leoben bekannt gegebenen Blättern von *Qu. Apocynophyllum* überein; die breiteren nähern sich den als *Qu. Daphnophyllum* Ett. (Fossile Flora von Leoben I, S. 27, Taf. II, Fig. 18, 19) angeführten Formen.

Ettingshausen verglich *Qu. Apocynophyllum* mit der nordamerikanischen *Qu. Phellos* L. Diese besitzt in der Tat ähnliche Blattform, aber die Blätter sind von dünnerer Textur, die Sekundärnerven gehen unter stumpferen Winkeln ab, sind verästelt und

bilden weniger regelmäßige Bogen am Rande. In ähnlicher Weise unterscheiden sich die Blätter von *Qu. sericea* W. von unseren Resten.

Mehr Übereinstimmung bieten verschiedene ostasiatische Eichenformen; von dem gestaltähnlichen hat:

Pasania Rana Miq. kürzere und breitere Blätter und ein gröberes Maschennetz;

bei *Pasania neriifolia* v. Seem. verlaufen die Tertiärnerven weniger regelmäßig;

Pasania elaeagnifolia v. Seem. hat Blätter mit dichter stehenden Sekundärnerven; im Tertiärnervenverlauf und im feineren Maschennetze stimmen sie mit unseren Blättern gut überein;

Castanopsis concinna Champ. und *C. tribuloides* DC. besitzen ähnliche, aber breitere Blätter;

Cyclobalanopsis sericea Scheff. bietet bei übereinstimmender Nervatur breitere und zur Basis weniger verschmälerte Blätter;

Cyclobalanopsis neglecta Schky. aus China stimmt in Blattform und Nervenanordnung völlig mit unseren Blättern überein.

Verschiedene Bruchstücke gelappter Blätter mit schwachgekerbten Lappen, von denen nur eines (Taf. 15, Fig. 20) wiedergegeben ist, können Araliaceen-Blätter sein; ein weiteres Fragment eines gelappten Blattes mit gezähntem Rande kann einer anderen Araliacee oder *Liquidambar* L. angehören; diese unvollständigen Reste sind weit entfernt, den Versuch einer genaueren Deutung zu rechtfertigen.

Die wenigen einer Bestimmung zugängigen Reste aus den Frielendorfer Braunkohlen sind somit:

Sequoia Langsdorfii (Brgt.) Heer.
cf. *Pinus Saturni* Ung.
Castanopsis Schmidtiana (Gein.) Kräus.
Quercus apocynophyllum Ett.,

sämtlich Pflanzen, die anderwärts aus miocänen Ablagerungen bekannt sind.

B. Blatt Schwarzenborn.

3. Aus Miocänem Basalttuff vom Grofsen Schemberge

liegen mir verschiedene Bruchstücke dikotyler Blätter vor, die zu einer Bestimmung ungenügend sind; nur das Bruchstück Tafel 16, Fig. 1 läßt den Versuch einer Deutung zu: es erinnert sehr an die Blattbildung von *Persea Braunii* Heer (Flora tert. Helv. II, S. 80, Taf. LXXXIX, Fig. 9, 10; Engelhardt, Flörsheim, S. 349, Taf. XXXIX, Fig. 37, 38).

4. Ringsberg bei Frielendorf.

Die miocänen Letten der Ockergrube Marie der Vereinigten Farbwerke am Ringsberge SSO von Frielendorf enthalten in großer Anzahl die Reste kleiner Früchte.

Carpolithes circumcinctus nov. spec.

Taf. 15, Fig. 10.

C. fructibus ellipticis, 1,5—3,5 mm longis, 1—2,5 mm latis, basi rotundatis, apice paulo productis, planis, superficie punctulata, margine calloso glabro cinctis.

Auf den vorliegenden Lettenplatten liegen zahlreiche kleine Früchtchen, teils einzeln, teils dicht gehäuft. Es sind flach zusammengedrückte Körperchen von elliptischer Gestalt, an einem Ende abgerundet, am andern kurz zugespitzt; die Größen schwanken zwischen 1,5—3,5 mm Länge bei 1—2,5 mm Breite; die Oberfläche ist fein punktiert; der Rand hebt sich bei den meisten Exemplaren als leicht verdickte glatte Saumbildung ab, die von der Mittelfläche durch eine seichte Furche getrennt ist.

Das gehäufte Auftreten dieser Fruchtreste weist auf Pflanzen mit vielfrüchtigen Fruchtständen oder auf vielsamige Früchte hin. Die Gestaltung ließ zunächst an Gramineen und Cyperaceen denken; ähnlich geformte fossile Fruchtreste sind von Heer und anderen Autoren zu *Carex*, *Cyperus*, *Panicum* gebracht worden; die Untersuchung unserer Reste schließt eine Zuweisung zu diesen Familien aber aus.

Andere fossile Fruchtreste, die an die unsrigen erinnern, sind:

Carpolithes myriophyllinus Heer (Flor. tert. Helv. III, S. 142, Taf. CXLI, Fig. 51), kurz-ovale Früchte mit abgesetztem Rand, die Heer mit *Myriophyllum* vergleicht; ich habe mich von einer Ähnlichkeit mit Früchten von *Myriophyllum* L. nicht überzeugen können.

Als *Carpolithes Seifhennersdorfensis* Engelhardt (Flora der Braunkohlenformation im Königreiche Sachsen, S. 28, Taf. VIII, Fig. 4–6) sind sehr ähnliche aber größere Fruchtreste von mehr kreisrundem Umrisse bekanntgegeben worden, über deren systematische Zugehörigkeit keine Angaben gemacht sind.

Bei der Durchsicht von Früchten lebender Arten finden sich mancherlei vergleichbare Formen.

Flache, ellipsoidische, geflügelte Früchte von gleicher Form und Größe besitzt *Corispermum* L. (Chenopodiacee), doch ist deren Flügelumrandung membranös, nicht verdickt wie bei unseren Früchten.

Große Übereinstimmung bieten die einsamigen Schließfrüchte von *Ranunculus* L., die bei den verschiedenen Arten in Form und Größe variieren; die Griffel sind z. T. verlängert, bilden bei anderen Arten nur ein kurzes Spitzchen; meist sind die Früchte flach zusammengedrückt, vielfach von einer glatten Randleiste umgeben, während die Flächen in der Mitte stachelig, runzelig, feinpunktiert oder glatt sind. Unsere Früchtchen, bei denen die kurzvortretende Spitze als Griffel angesprochen werden kann (vergl. Fig. 10a, b, c vergr.), kommen in Größe, Form und Oberflächenbildung denen von *Ranunculus aconitifolius* L., *R. polyanthemos* L., *R. philonotis* Ehrh. recht nahe. Der von Heer beschriebene *R. emendatus* von Öningen (Flor. tert. Helv. III, S. 29, Taf. CVIII, Fig. 5) ist länglicher gestaltet und besitzt einen stärker ausgezogenen Griffel.

Ferner und noch mehr sind unsere Reste mit Cruciferensamen vergleichbar; z. B. sind die Samen von *Alyssum dentatum* Nutt, nur von den größten unserer Exemplare etwas an Größe übertroffen, sonst ganz übereinstimmend; das kleine vorstehende Spitzchen würde bei solcher Auffassung der Reste der Anheftungsstelle des Samens entsprechen; die Umrandung des Samens ist

bei der rezenten *Alyssum*-Art durch eine flache Furche von der Mitte getrennt. Auch die etwas länglicheren Samen von *Iberis taurica* DC. haben einen ähnlichen Rand.

Die beschriebenen Fruchtreste bieten nach dem Angeführten Vergleichspunkte mit Früchten und Samen von Pflanzen verschiedener Verwandtschaft; ihre genaue Zugehörigkeit ist vorläufig nicht festzustellen.

Folliculites Kaltennordheimensis Zenker f. minima.

Taf. 15, Fig. 11—13.

Zenker, Neues Jahrb. f. Mineralogie, Geologie u. Paläontologie, Jahrb. 1833, S. 177, Taf. IV A.

Literatur s. b. Potonié, Über *Folliculites Kaltennordheimensis* Zenk. u. *Folliculites carinatus* (Nehring) Pot., Neues Jahrb., Jahrg. 1893, S. 88, Taf. V, VI.

Ferner Keilhack, Über die Zugehörigkeit der Gattung *Folliculites* zu der lebenden Hydrocharitee *Stratiotes*. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., 48. Bd., 1896, S. 987.

F. putamine oblongo vel oblongo-obovato, plusminus compresso, supra basim discoideam incrassato, incurvato et paulo constricto, apice paulo curvato et acuminato; longitudinaliter rugoso-striato, rima longitudinaliter dehiscente; semine unico oblongo.

Unter dem Haufwerke der Exemplare von *Carpolithes circumcinctus* fanden sich vereinzelt kleine Früchtchen, deren einige Tafel 15, Fig. 11—13 vergrößert wiedergegeben sind.

Es sind kleine, 3—4,5 mm lange, 1,5—2 mm breite, elliptische bis zylindrisch-eiförmige Körperchen, die schwach zusammengedrückt sind; sie weisen eine geringe schlanke Längskrümmung auf; das Ansatzende ist etwas seitlich abgebogen, knopfartig verdickt und durch eine schwache kragenartige Abschnürung vom Körper der Frucht abgesetzt; das vordere Ende weist mehr oder weniger deutlich eine stumpf zugespitzte Abbiegung nach der entgegengesetzten Seite auf. Die Oberfläche der Frucht ist von Längsrunzeln bedeckt. Mehrere Exemplare sind an der konvexen, dem Ansatze gegenüberliegenden Längskante aufgesprungen (Fig. 13a); eine völlig geöffnete Frucht zeigt das Innere (Fig. 11b), einen schwach gebogenen, elliptischen Hohlraum, dessen Wandung auf einer Seite, und zwar der dem Fruchtansatze gegenüberliegen-

den, etwas dicker ist als auf der anderen. Von innerer Auskleidung der Fruchthöhle und vom Samen ist nichts erhalten geblieben.

Diese Früchtchen stimmen in Gestaltung und Oberflächenbildung mit den Steinkernen von *Folliculites Kaltennordheimensis* überein, besitzen nur eine viel geringere Größe; die geringe Zuspitzung der schwach abgebogenen Spitze und die dadurch bedingte geschweifte Begrenzung des Innenraumes haben sie mit den von Ludwig als *Hippophae striata* beschriebenen Früchten gemein, die von Ettingshausen (Foss. Flora der Wetterau, S. 891) und Potonié mit *Foll. Kaltennordheimensis* vereinigt worden sind.

Von einem Leitbündelkanale in der Wand des Steinkernes kann bei dem einen geöffneten Exemplare nichts festgestellt werden; daher ist auch nicht anzugeben, ob unsere Früchte wie *Foll. Kaltennordheimensis* einen vom Stielansatze bis zum distalen Pole in der Putamenwand längs verlaufenden Leitbündelkanal besitzen, oder ob dieser Kanal in kurzem Verlaufe quer die Wand durchbricht, wie es Potonié l. c. S. 111, 112 nach Cl. Reid für *Carpolithes* (*thalictroides* var.) *Websteri* Brgt. und Zinndorf (Mitteilungen über die Baugrube des Offenbacher Hafens, 42. Jahresber. d. Offenbacher Vereins für Naturkunde, 1901, S. 131, Taf. V, Fig. 1—6) für *Stratiotites Websteri* (Brgt.) Zinnd. angaben. Da *Foll. Kaltennordheimensis* an verschiedenen Orten des hessischen Tertiärgebietes nicht selten angetroffen wurde, liegt es nahe, in den vorliegenden Fruchtresten eine kleine Form derselben zu erblicken.

Potonié hat a. a. Orte 1893 *Foll. Kaltennordheimensis* mit den von Nehring (Flora des diluvialen Torflagers von Klinge, Naturw. Wochenschr., 1892, S. 456) als *Paradoxocarpus carinatus* beschriebenen Resten zusammen einer eingehenden Untersuchung unterzogen, die ihn dazu führte, beide zu einer Gattung zu vereinigen und in Beziehung zu den Anacardiaceen zu bringen, nachdem früher die systematische Stellung des *Foll. Kalt.* und des mit diesem von Heer als identisch angesehenen *Carpolithes Websteri* (A. Brgt.) Heer die verschiedensten Deutungen erfahren hatte.

1896 erkannte Keilhack in *Foll.* (*Paradoxocarpus*) *carinatus*

die Samen von *Stratiotes aloides* L. (Naturw. Wochenschr., 1896, S. 504; Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., 48. Bd., 1896, S. 987); diese in Klinge bei Kottbus und später im diluvialen Torflager von Lütjen Bornholt in Holstein gefundenen, außerdem länger schon aus dem Cromer forestbed in Norfolk und in pleistocänen Ablagerungen von St. Cross in Suffolk (Cl. a. El. Reid, The pre-glacial flora of Britain, Journ. Linn. Soc. Bot. XXXVIII, p. 210, pl. XV, fig. 148, 149) bekannten Samen von *Stratiotes aloides* sind seitdem allgemein als solche anerkannt.

Potonié nahm in seinem Lehrbuche der Pflanzenpaläontologie, 1. Aufl. 1899, S. 326, Fig. 328 die Gattungsbezeichnung sowohl für die diluvialen wie für die tertiären Reste an, die hier als *Stratiotes aloides* bezw. als *Stratiotes Websteri* aufgeführt werden, und dieselbe Gattungsbenennung finden wir bei Cl. und El. Reid, welche neben *Str. aloides* noch *Str. elegans* aus den Tonen von Tegelen beschrieben und mit *Str. Websteri* verglichen (The fossil flora of Tegelen-sur-Meuse, near Venloo, in the province of Limburg, Verhandl. d. Kon. Akad. van Wetensch. te Amsterdam, II sect., XIII, Nov. 6, 1907, p. 21, pl. III, fig. 86—89), ferner bei N. Hartz (Bidrag til Danmarks tertiaere og diluviale Flora, 1909, S. 125, 126, 170, T. IV, fig. 1—9, T. IX, fig. 1—7), der *Str. Kaltennordheimensis* (= *Folliculites Websteri* aut.), *Str. aloides* (= *Folliculites carinatus* (Nehr.) Pot.) und eine durch höckerige Oberfläche ausgezeichnete Form *Str. aloides intermedia* anführt.

Zinndorf (Mitteilungen über die Baugrube des Offenbacher Hafens, 42. Jahresb. d. Offenbacher Ver. f. Naturk., 1901, S. 131, Taf. V, Fig. 1—6) stellt für den tertiären *Carpolithes Websteri* (Brgt.) Heer von Bovey Tracey und der Insel Wight, die er in den mitteloligocänen Cyrenenmergeln von Offenbach gefunden hat, wegen des abweichenden Verhaltens des Leitbündelkanals, der hier in kurzem Verlaufe die Wand am distalen Ende quer durchbricht und damit von *Foll. Kaltennordheimensis* wie von *Strat. carinatus* verschieden ist, eine neue Gattung *Stratiotites* auf. Zinndorf nimmt Bezug auf die Festellung dieser Verschiedenheiten durch Cl. Reid (vergl. Potonié, l. c. S. 92, Anm. a. S. 111); der

Kanalverlauf in Zinndorf's Abbildungen (l. c. T. V, fig. 5 u. 6) entspricht aber dem Verhalten desselben in Reid's Skizze von *Str. Websteri* (Fl. of Tegelen, p. 22) durchaus nicht; außerdem beschreibt Zinndorf seine Reste von *Stratiotites Websteri* als Putamina von Steinfrüchten — wenn er Reste von *Stratiotes* vor sich zu sehen glaubte, konnte es sich natürlich nur um Samen handeln.

Die verschiedenen Deutungen, welche die in Frage stehenden tertiären und diluvialen Früchte bezw. Samen gefunden haben, ließ mir eine vergleichende Untersuchung von Resten derselben erwünscht erscheinen. Gelegenheit dazu bot mir die Preußische Geologische Landesanstalt in Berlin, die mir Exemplare von *Folliculites Kaltennordheimensis* von Kaltennordheim und Salzhausen, Ludwig's Originalexemplar von *Hippophae striata* (Palaeontogr. VIII, Taf. XLIII, Fig. 13), ferner Exemplare von *Foll. carinatus* aus dem Torfe von Klinge und lebende Samen von *Stratiotes aloides* zur Verfügung stellte.

Die Samen von *Str. aloides* sind 8—10 mm lang, 1,5—2 mm dick, von walziger, seitlich schwach zusammengedrückter Gestalt, am proximalen Ende schwach verjüngt und mehr weniger gekrümmt, am distalen Ende stumpf gerundet und mitunter nach der entgegengesetzten Seite wenig abgebogen; der der gekrümmten Ansatzstelle gegenüberliegende Längsrand des Samens tritt manchmal, besonders am unteren Teile, als schwache Kante hervor. Die Oberfläche der Samen ist von sehr zarten Längslinien überzogen, die sich zuweilen zu feinen Längsrunzeln erheben. Die Samenschale ist papierdünn, etwa $^1/_{10}$ mm dick, an der der Ansatzkrümmung gegenüberliegenden Seite ein weniger stärker und hier von einem feinen Leitbündelkanale durchzogen, der von der Ansatznarbe bis zum distalen Ende des Samens verläuft. In guten photographischen Abbildungen sind Samen von *Str. aloides* wiedergegeben bei Cl. Reid: Preglac. Fl. of Britain pl. XV, fig. 148, 149; Flora of Tegelen, pl. III, fig. 86; ein Samenlängsschnitt bei Reid: Fl. of Tegelen, p. 22, instruktive Zeichnungen bei Hartz, l. c. t. IV, Fig. 5, 6, t. IX, Fig. 1—7.

Mit den Samen von *Str. aloides* stimmen die Reste von *Folli-*

culites carinatus völlig überein; die mir vorliegenden Exemplare der letzten Art sind 7—9 mm lang, 1,5—2,25 mm dick; sie sind teils walzenförmig, fast ohne Abbiegung am distalen Ende, teils an beiden Enden schwach entgegengesetzt gekrümmt; die der Ansatzstelle gegenüberliegende Längskante tritt mehr weniger ausgesprochen kielartig hervor; entlang dieser Kielleiste sind die Samenschalen mehrfach klaffend aufgesprungen und lassen hier in der Schalenwand den längs durchziehenden Leitbündelkanal erkennen; die Oberfläche der $^1/_{10}$ mm dicken, am Kiele etwas stärkeren Samenschale ist ganz zart gestreift bis feinrunzelig; an der Spitze finden sich mitunter einzelne vorstehende kleine, spitze Unebenheiten; die untersuchten Samenschalen sind stets leer gefunden worden, auch von dem zarten, das Innere ausfüllenden, dünnhäutigen Säckchen, das Nehring und Potonié erwähnen, habe ich keine Spur gefunden.

An der Zusammengehörigkeit von *Folliculites carinatus* mit *Stratiotes aloides* ist m. E. nicht zu zweifeln.

Anders steht es mit *Folliculites Kaltennordheimensis*.

Die von Potonié abgebildeten Exemplare desselben lassen zwar eine äußere Ähnlichkeit mit den Samen von *Stratiotes carinatus* erkennen; die Stücke, die ich untersuchen konnte, stimmen aber vielmehr mit den von Unger, Heer und Ludwig bekanntgegebenen Fruchtresten von *Foll. Kalt.* in der äußeren Form überein; den walzenförmigen Samen von *Stratiotes aloides* gleichen sie ganz und gar nicht; von diesen unterscheiden sie sich durch die viel gedrungenere Form (4—8 mm Länge bei 2,5—3,5 mm Breite), die deutlich knopfartig abgesetzte Ausbildung der Ansatzstelle, die kräftige Runzelung der Oberfläche, die viel beträchtliche, 0,5 mm und mehr betragende Dicke der Wand. Wenn Ludwig's *Hippophae dispersa* und *H. striata*, woran nicht zu zweifeln ist, als *Foll. Kalt.* mit erhaltenem Epicarp aufgefaßt werden, so kann es sich nicht um Samen, sondern nur um Früchte, und zwar um Steinfrüchte mit lederigerem, vor der Fossilisation geschrumpftem Epicarp und einem harten, holzigen Endocarp handeln, das je einen Samen umschloß, von dem an den untersuchten

Exemplaren nur die geschrumpfte, hellfarbige, durchscheinende Samenhaut erhalten ist; die mikroskopische Untersuchung der Testa bestätigte die von Potonié (l. c. S. 93, Taf. VI, Fig. 8, 9) gegebene Darstellung.

Nach dem Ergebnisse meiner Untersuchung kann ich *Folliculites Kaltennordheimensis* nicht als Samen von *Stratiotes* anerkennen; ich sehe in ihm eine Steinfrucht, für deren systematische Stellung mir Potonié's Zuteilung derselben zu den Anacardiaceen die meiste Wahrscheinlichkeit bietet.

C. Blatt Gudensberg.

5. Quarzite von Gensungen.

Am Nordfuße des Rhünderberges und zwischen Rhünda und Gensungen treten Quarzite und Quarzitschiefer auf, die am unteren Koch'schen Wäldchen bei Gensungen in kalkige Schiefer übergehen[1]). Diese kieseligen und kalkigen Gesteine enthalten außer Schneckenreste der Gattungen *Helix*, *Hydrobia*, *Limnaeus* und *Planorbis* zahlreiche Steinkerne und Abdrücke von Steinfrüchten und eine Anzahl Blattabdrücke, unter denen neben vielen unbestimmten Bruchstücken die nachstehenden erkannt werden konnten.

Die von Prof. Blanckenhorn gesammelten Stücke werden in der Sammlung der Preußischen Geologischen Landesanstalt in Berlin aufbewahrt.

cf. Pteris parschlugiana Ung.

Unger, Chloris protogaea, p. 122, t. XXXVI, fig. 6.
Ludwig, Palaeontogr. VIII, S. 66, Taf. XI, Fig. 3, 4.
Friedrich, Tertiärflora d. Prov. Sachsen, S. 74, Taf. VIII, Fig. 7, Taf. IX, Fig. 1.

Pt. foliis pinnatis, pinnulis alternis, sessilibus, lineari-lanceolatis, basi inaequilateri rotundatis, argute serrulatis; nervo primario valido; nervis secundariis angulis acutis egredientibus, semel- vel tri-furcatis.

Ein Wedelstück mit zehn nur unvollständig erhaltenen Fiedern,

[1]) Vergl. M. Blanckenhorn, Die Gliederung der Tertiärbildungen in Niederhessen, besonders auf den Blättern Gudensberg und Ziegenhain. Sitzb. d. Ges. zur Beförd. d. ges. Naturw. zu Marburg. Nr. 2. 9. Febr. 1916. S. 13, 14.

an denen weder die ganze Länge noch die Randbeschaffenheit deutlich erkennbar sind, liegt vor; die gabelteilige Nervatur ist teilweise erhalten. Der Abdruck, auf dessen bildliche Wiedergabe verzichtet wird, erinnert an die Wedel von *Pteris parschlugiana* Ung. und von *Osmunda Strozzii* Gaudin (Mém. sur quelques gisements de feuilles fossiles de la Toscane; mém. VI, p. 9, pl. I, fig. 1—4). Beide unterscheiden sich nur durch den gekerbten Rand der Fiedern bei letzterer Form. Der mangelhafte Erhaltungszustand unseres Abdruckes läßt eine genaue Zuweisung nicht zu.

Pteris parschlugiana Ung. ist vom Unteroligocän bis Untermiocän verbreitet.

Von monocotylen Resten sind verschiedene Abdrücke parallelnerviger Blattstücke erhalten, die mit Blättern von *Typha* L. und *Cyperus* L. verglichen werden können.

cf. **Corylus Mac Quarrii** (Forbes) Heer.

Lit. s. Menzel, Pflanzenreste aus dem Posener Ton; Jahrb. d. Königl. Preuß. Geol. Landesanstalt f. 1910, Bd. XXXI, I. Heft 1, S. 177, Taf. 12, Fig. 7b, 8, 9, 10, Taf. 13, Fig. 1, 3, 5, 6, 7, 11b, Taf. 14, Fig. 1a, 3, 6, 7, 10, Taf. 15, Fig. 5, 8, 9.

C. foliis petiolatis, ovatis vel ovato-oblongis, basi emarginatis, interdum profunde cordato-emarginatis, apice acuminatis, margine duplicato vel triplicato-serratis, saepius sublobato-serratis; nervatione craspedodroma; nervis secundariis distinctis, strictis vel paulo curvatis, angulis acutis, inferioribus angulis obtusioribus emissis, infimis approximatis, ceteris aeque inter se distantibus, praecipue inferioribus ramos externos in dentes secundarios emittentibus; nervis tertiariis angulis subrectis egredientibus, subarcuatis, numerosis.

Es ist nur der Basaltteil eines Blattes erhalten, der mit dem entsprechenden Blatteile von *C. Mac Quarrii* wohl übereinstimmt.

Diese mit der lebenden *Corylus Avellana* L. zu vergleichende Haselart ist vom Oligocän bis Obermiocän Europas, Nordamerikas und der Polarländer bekannt.

Mehrere Blattreste gehören zur Gattung *Cinnamomum* Bl.

Cinnamomum Scheuchzeri Heer.

Taf. 15, Fig. 33, 34.

Heer, Flor. tert. Helv. II, S. 85, Taf. XCI, Fig. 4—24, Taf. XCII, Taf. XCIII, Fig. 1, 5.
Ludwig, Palaeontogr. VIII, S. 109, Taf. XLI, Fig. 1—14.
Ettingshausen, Wetterau, S. 850, Taf. III, Fig. 9.
Engelhardt, Flörsheim, S. 352, Taf. XXXIX, Fig. 39, Taf. XL, Fig. 1.
» und Schottler, Altenschlirf, S. 290, Taf. IX, Fig. 5, 6.

C. foliis coriaceis, ellipticis, ovatis vel oblongis, petiolatis, triplinerviis; nervis secundariis suprabasilaribus margini parallelis vel subparallelis, apicem non attingentibus; nervis secundariis ceteris paucis, arcuatim ascendentibus; nervis tertiariis transversalibus.

Zu dem vom Eocän bis Obermiocän weitverbreiteten Formenkreise von *Cinnamomum Scheuchzeri* sind die Blätter Fig. 33 und 34 der Tafel 15 zu stellen.

cf. Cinnamomum lanceolatum (Unger) Heer.

Taf. 15, Fig. 32.

Heer, Flor. tert. Helv. II, S. 86, Taf. XCIII, Fig. 6—11.
Ludwig, Palaeontogr. VIII, S. 109, Taf. XLIII, Fig. 1—7.
Ettingshausen, Wetterau S. 850, Taf. III, Fig. 4, 5.
Engelhardt, Flörsheim, S. 351, Taf. XL, Fig. 20.
» Wieseck, S. 415, Taf. XLIV, Fig. 23.
» und Schottler, Altenschlirf S. 289, Taf. VIII, Fig. 9, 12.
Schindehütte, Eichelskopf S. 43, Taf. VIII, Fig. 1a—f.

C. foliis coriaceis, petiolatis, lanceolatis, basi apiceque acuminatis, triplinerviis; nervis secundariis suprabasilaribus margini parallelis eique approximatis, acrodromis, apicem non attingentibus; nervis tertiariis transversis.

Das Fig. 32 der Tafel 15 abgebildete Blatt stimmt mit verschiedenen der als *Cinnamomum lanceolatum* beschriebenen Blätter überein; es bietet insbesondere Übereinstimmung mit den Formen, die Staub (Geschichte des Genus *Cinnamomum* S. 65, Taf. XII, Fig. 7—14) als *Cinn. salicifolium* von *Cinn. lanceolatum* abtrennte.

Es ist hier angesichts der wenigen *Cinnamomum*-Reste von Gensungen nicht der Ort, auf die Frage einzugehen, wieweit eine Scheidung dieser Formen zulässig ist, bezw. ob diese schmallanzettlichen Blattformen in den Formenkreis von *Cinn. Scheuchzeri* zu ziehen sind.

Der Vergleich mit rezenten *Cinnamomum*-Blättern ergibt, daß Formen, wie sie unser Blatt darbietet, bei *Cinn. pedunculatum* (Thbg.) Nees, mit dem *Cinn. Scheuchzeri* Heer verglichen wird, vorkommen.

Im übrigen stelle ich unser Blatt nicht ohne einige Bedenken zu *Cinnamomum;* am vorliegenden Abdrucke treten die Tertiärnerven weniger stark hervor, als es bei *Cinnamomum*-Blättern der Fall zu sein pflegt; darin und in der Anordnung der Sekundärnerven oberhalb der Basilarnerven bietet unser Blatt eine merkliche Annäherung an die Blätter mehrerer *Tetradenia*-Arten, insbesondere an die japanische *Tetradenia aciculata* Bl.

Andromeda vaccinifolia Ung.

Taf. 15, Fig. 35.

Unger, Fossile Flora von Sotzka, S. 43, Taf. XXIII, Fig. 10—12.
Heer, Flora tert. Helv. III, S. 7, Taf. CI, Fig. 25.
» Miocäne baltische Flora, S. 83, Taf. XXV, Fig. 20.
Menzel, Tertiärflora aus dem Gebiete des Vierwaldstätter Sees, (Mém. de la soc. pal. suisse Vol. XL) S. 42, 69, Taf. II, Fig. 12, Taf. III, Fig. 6a.
Engelhardt, Tertiärpflanzen vom Himmelsberge, S. 283, Taf. II, Fig. 32, 34.

A. foliis petiolatis, coriaceis, oblongis, apice obtusis, basi subrotundatis, integerrimis; nervis secundariis 9—10, angulis ca. 45° orientibus, arcuatis, camptodromis; nervis tertiariis subtilissime reticulatis.

Ein vollständig erhaltenes Blatt (Taf. 15, Fig. 35) und ein nicht abgebildetes Bruchstück gehören lederigen, gestielten, langelliptischen Blättern mit abgerundeter Basis und stumpfer Spitze an; die von dem kräftigen Mittelnerven unter etwa halbrechten Winkeln ausgehenden Sekundärnerven sind zart und verlaufen bogig nach vorwärts; feinere Nerven sind nicht zu erkennen.

Die Reste entsprechen recht gut den Blättern von *Andromeda vaccinifolia*, die aus dem Oberoligocän Steiermarks und Böhmens, dem Mitteloligocän bis Obermiocän der Schweiz, aus dem baltischen Miocän und dem Grönländer Tertiär beschrieben ist, und die mit der lebenden nordamerikanischen *A. calyculata* L. verglichen wird.

Vaccinium sp.

Taf. 15, Fig. 21.

Das Bruchstück, Fig. 21 der Tafel 15, bietet Nervationsverhältnisse, wie sie bei Blättern verschiedener *Vaccinium*-Arten (z. B. *V. corymbosum* L. Nordamerika) ausgebildet sind; unter den beschriebenen fossilen Arten erinnert es an *V. acheronticum* Ung. (Flora v. Sotzka, S. 43, Taf. XXIV, Fig. 1, 3, 4, 6, 7; Heer, Flora tert. Helv. III, S. 10, Taf. CI, Fig. 29); eine genaue Identifizierung ist bei dem fragmentarischen Erhaltungszustande ausgeschlossen.

cf. Neritinium majus Ung.

Taf. 15, Fig. 31.

Unger, Syll. plant. foss. III, S. 17, Taf. V, Fig. 7—10.
Engelhardt, Tert. Pflanzenreste von Flörsheim S. 364, Taf. XL, Fig. 49.

N. foliis petiolatis, ellipticis vel elliptico-oblongis, integerrimis, membranaceis; nervo primario valido; nervis secundariis angulis 60—80° orientibus, densis, subrectis, ad marginem apicem versus arcuatis, inter se conjunctis; nervis incompletis interpositis; nervis tertiariis tenuissimis, angulis subrectis e secundariis egredientibus, rete laxum formantibus.

Der Abdruck, dessen Abbildung (Taf. 15, Fig. 31) aus Platte und Gegenplatte kombiniert ist, bietet in seiner Form und der Anordnung seiner abwechselnd stärkeren und schwächeren Sekundärnerven große Übereinstimmung mit den Blättern, die Unger aus dem Untermiocän von Radoboj als *Neritinium majus* beschrieben und mit Apocynaceen-Blättern verglichen hat. Ähnliche Blattbildung kommt in der Tat manchen Apocynaceen zu; es ist aber schon wiederholt darauf hingewiesen worden, daß der Leitbündelverlauf dieser Blätter nicht ausschließlich für Gattungen der Apocynaceen charakteristisch ist; gleiche Verhältnisse finden sich auch bei Pflanzen anderer Familien, z. B. Sapotaceen wie *Payena* A. DC. u. a. Der mangelhafte Erhaltungszustand unseres Blattes bietet nicht genügende Unterlagen zu einer sicheren Entscheidung seiner Zugehörigkeit.

Phyllites knemaeformis nov. spec.

Taf. 15, Fig. 30.

Ph. foliis firmis, elongato-lanceolatis, basi rotundatis, integerrimis; nervis secundariis subopppositis, infimis angulis subrectis, ceteris angulis 45⁰ orientibus, arcuatim ascendentibus, extus partim ramosis vel furcatis, ad marginem arcubus conjunctis; nervis secundariis incompletis interdum interpositis; nervis tertiariis angulis acutis egredientibus, subparallelis, ramosis et flexuosis, rete polygonale laqueis sat magnis includentibus.

Der Abdruck Taf. 15, Fig. 30 stammt von einem langen lanzettlichen Blatte von anscheinend derber Konsistenz, dessen Spitze leider nicht erhalten ist; die Basis ist abgerundet, der Rand ungeteilt. Vom kräftigen Mittelnerven entspringen zahlreiche mehr weniger gegenständige Sekundärnerven, am Grund unter fast rechten, im weiteren Verlaufe unter spitzeren bis halbrechten Winkeln, die etwas ungleichgebogen aufwärts laufen, sich teilweise verästeln oder gabeln und durch Schlingenbögen der Außenäste verbunden sind; die Räume zwischen ihnen füllen spitzwinkelig austretende, gebogene und verzweigte Tertiärnerven, die ein lockeres Maschenwerk feiner Nervillen einschließen.

Dieses Blatt erinnert mit seiner etwas ungleichseitig ausgebildeten Basis zunächst an Fiederblätter, z. B. an schmale Blättchen von *Juglans acuminata* A. Br., zumal an die Form *Juglans salicifolia* Goepp. (Flora von Schoßnitz, S. 36, Taf. XXV, Fig. 4, 5), die Heer als fraglich zu *J. acuminata* zieht, oder an Fiederblättchen von *Sapindus*-Arten. Die Nervenanordnung verbietet aber eine Zuweisung zu diesen Gattungen.

Dagegen bietet unser Blatt eine weitgehende Übereinstimmung mit den Blättern von *Knema laurina* (Bl.) Warb. aus dem ostindischen Archipel, denen die gleiche Blattgestalt und zugerundete Basis, dieselbe Anordnung, Verteilung und Verästelungsweise der Sekundärnerven eigen ist.

Die unvollständige Erhaltung des vereinzelten Blattrestes läßt mich Bedenken tragen, diesen mit der lebenden Myristicaceen-Gattung zu vereinigen; die gewählte Bezeichnung mag die angegebene Ähnlichkeit zum Ausdrucke bringen.

Carpolithes burseraceus Menz.

Taf. 15, Fig. 22—29.

Menzel, Beitrag zur Flora der Niederrheinischen Braunkohlenformation. Jahrb. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst., 1913, I, S. 84, Taf. VII, Fig. 10—12.

Fructus drupaceus compressus, rotundatus vel oblongus, glaber, bivalvatus, apice plus minus acuminatus, basi truncatus et residuo axis prominente instructus; putamen durum, cordiforme, biloculare, loculo uno sterili.

In reichlicher Anzahl sind in den Gensunger Quarziten Fruchtreste als Abdrücke und Steinkerne erhalten, die eine völlige Übereinstimmung mit den als *Carpolithes burseraceus* beschriebenen Früchten aus dem untermiocänen Sandsteine von Nirm am Niederrheine aufweisen.

Die äußere Form der Frucht geben flache Hohlabdrücke wieder (Fig. 26—29); sie sind 8—12 mm lang, 5—9 mm breit, rundlich bis eiförmig, seitlich etwas flachgedrückt und besitzen eine glatte Oberfläche; nach vorn sind sie mehr weniger zugespitzt, bisweilen abgerundet, an der Basis breit abgestumpft; in der Mitte der Basis ragt ein kleiner, etwa 1,5—2 mm Durchmesser haltender, knopfartiger, längsgefurchter Vorsprung in das Innere des Hohlraumes des Abdruckes. An einzelnen quergebrochenen Exemplaren verläuft in der breiten Querachse der Frucht ein dünner Gesteinssaum, der in den Hohlraum sich einsenkt und als Ausfüllung eines an der reifen Frucht vorhandenen Spaltes durch eingedrungene Gesteinsmasse anzusprechen ist.

Diese Hohlabdrücke enthalten zum Teil Steinkerne, Fig. 22 in situ, Fig. 23—25 isoliert; diese flach zusammengedrückten Kerne mit scharfen Seitenkanten sind 7—10 mm lang, bei 5—8 mm größter Breite, sie sind von verkehrt herzförmiger Gestalt, vorn abgerundet oder stumpf zugespitzt, am Grunde herzförmig ausgerandet; mit dieser basalen Ausrandung sitzen die Kerne auf den vorerwähnten knopfartigen Erhebungen auf (Fig. 22, 24). Von den beiden flachen Breitseiten der Steinkerne ist die eine (Fig. 23a, 25a) gleichmäßig konvexgewölbt, die gegenüberliegende (Fig. 23b, 25b) besitzt eine tiefe von der Basis ausgehende breit dreieckige Vertiefung.

Ich habe am angef. Orte die Früchte von Nirm als Reste von Burseraceen-Steinfrüchten mit zweiklappig spaltendem Exocarp und harten Steinkernen angesprochen; die Untersuchung des viel reichlicher von Gensungen vorliegenden Materials bestätigt mir diese Deutung.

Die Gattungen *Bursera* L. und *Commiphora* Jacq. tragen eiförmige bis rundliche Steinfrüchte mit lederigem oder fleischigem, zwei- (selten mehr-) klappigem Exocarp und harten Steinkernen, die bei letztgenannter Gattung meist zusammengedrückt sind und meist nur ein fruchtbares und ein verkümmertes Fach besitzen. Die dreieckige Vertiefung unserer fossilen Steinkerne habe ich auf ein vorhanden gewesenes verkümmertes Fach bezogen; in dem knöpfchenartigen Vorsprunge am Grunde unserer Früchte sehe ich die Reste der verlängerten Blütenachse, die bei manchen Burseraceen, besonders bei den genannten Gattungen zwischen die Fruchtblätter sich eindrängt und beim Abfallen des Exocarpes stehen bleibt.

Unseren isolierten Steinkernen ähneln einige der von Ludwig aus der Wetterau mitgeteilten und als *Magnolia Hoffmanni* (Palaeontogr. V, S. 98, Taf. XXI, Fig. 3, Palaeontogr. VIII, S. 122, Taf. XLVIII, Fig. 6—8), als *Magn. attenuata* (Palaeontogr. VIII, S. 122, Taf. XLVIII, Fig. 9—12) und als *Magn. cor* (Palaeontogr. V, S. 97, Taf. XXI, Fig. 1) beschriebenen Fruchtreste, die von Kinkelin und Engelhardt (Oberpliocänflora a. d. Untermaintale S. 250, Taf. XXXIII, Fig. 17) als fraglich zu *Magnolia* gezogen wurden. Diese Ähnlichkeit bezieht sich nur auf isolierte Steinkerne.

Die Fruchtreste von Gensungen können keinesfalls als Samen von *Magnolia* angesprochen werden; über die Zugehörigkeit der Ludwig'schen Reste vermag ich nach den mir nur bekannten Abbildungen und Beschreibungen ein Urteil nicht abzugeben.

Die Quarzite und Kalkschiefer von Gensungen haben somit außer verschiedenen unbestimmbaren Blattstücken monolotyler und dicotyler Pflanzen, von denen Taf. 15, Fig. 36 und 37 zwei Proben geben, Reste von folgenden Pflanzen geliefert, deren bisher bekannte geologische Verbreitung beigefügt ist:

cf. *Pteris parschlugiana* Ung. — Unteroligocän bis Mittelmiocän.
cf. *Typha* sp. und *Cyperus* sp.
cf. *Corylus Mac Quarrii* (Forbes) Heer — Oligocän bis Obermiocän.
Cinnamomum Scheuchzeri Heer — Eocän bis Obermiocän.
cf. *Cinnamomum lanceolatum* (Ung.) Heer — Unteroligocän bis Obermiocän.
Andromeda vaccinifolia Ung. — Mitteloligocän bis Obermiocän.
cf. *Vaccinium* sp.
cf. *Neritinium majus* Ung. — Untermiocän.
Phyllites knemaeformis n. sp.
Carpolithes burseraceus Menz. — Untermiocän.

Über die Frage nach dem Alter der Gensunger Schichten geben diese wenigen Reste keinen bestimmten Aufschluß; sie lassen ein miocänes Alter als nicht unwahrscheinlich annehmen.

D. Blatt Homberg.

6. Melanienton des Grossen Mosenberges.

Im oligocänen Mergel (Melanienton) eines Basaltsteinbruches am SW-Fuße des Großen Mosenberges fand Prof. Blanckenhorn einen kleinen Samen.

Leguminosites vicioides nov. spec.
Taf. 15, Fig. 14.

Semen globosum, arillo lineari semicirculari umbilicum tegente.

Der kleine Same von 3 mm Durchmesser, der von einem schmalen bandartigen Saume im Halbkreise umgeben ist, entspricht den Samen lebender *Vicia*-Arten, z. B. *Vicia pisiformis* L.

7. Aus Basalttuff südlich von Holzhausen

liegen nur unbestimmbare Blattfetzen und ein unbestimmbarer Fruchtrest vor.

8. Sipperhausen.

In pflanzenführenden Basalttuffen vom Versuchsschachte westlich von Sipperhausen am Ostfuße des Goldberges wurden von den Herren Blanckenhorn und Schultz eine Anzahl z. T. wohl-

erhaltener Pflanzenreste gesammelt, die in der Sammlung des letzteren aufbewahrt werden. Leider ist die Fundstelle verschüttet; die wenigen erhaltenen Stücke, die somit Unica bleiben, lassen auf eine interessante Lokalflora schließen, von der bedauerlich bleibt, daß nicht mehr von ihren Resten der Vergessenheit entzogen werden konnte.

Juglans Blancheti Heer.

Taf. 16, Fig. 2.

Heer, Flora tert. Helv. III, S. 92, Taf. CXXVII, Fig. 46—49.
Schimper, Traité pal. vég. Bd. III, p. 249, pl. CII, fig. 8—9.
Engelhardt, Sardinische Tertiärpflanzen. Sitzber. Nat. Ges. Isis, Dresden 1897, S. 59.

J. nucibus subglobosis; seminibus magnis, cotyledonibus laevibus, dorso carinatis, apice integris.

Der wohlerhaltene Nußkern, Taf. 16, Fig. 2, stimmt mit der von Heer l. c. beschriebenen Nuß überein; er bietet, auch in der Größe gleichkommend, dieselbe Beschaffenheit der dicht aneinander liegenden Cotyledonen, ihre glatte, runzellose Oberfläche und die scharf vortretende, in eine Spitze auslaufende Rückenkante.

Heer verglich die Frucht mit der von *Juglans regia* L., in der Beschaffenheit der Cotyledonen besitzt sie Beziehungen zu den Früchten von *Juglans Sieboldiana* Max. [Japan].

Cyclobalanopsis gracilis nov. spec.

Taf. 16, Fig. 3—6.

C. foliis firmis, petiolatis, ovato-lanceolatis, apice obtusis vel obtusato-acuminatis, basi attenuatis, integerrimis; nervo primario valido; nervis secundariis angulis 45° exorientibus, obliquis, ad marginem curvatis, arcubus terminalibus conjunctis; nervis tertiariis crebris, transversis, rete laqueorum trapeziformium includentibus.

Mehrere Blätter von verschiedener Größe gehören zusammen, deren keines ganz vollständig erhalten ist, die sich aber gegenseitig gut ergänzen. Sie sind eiförmig bis lanzettlich, zur Basis mehr weniger verschmälert, vorn stumpf oder kurz stumpf zugespitzt, ganzrandig, von derber Textur.

Vom starken Mittelnerven gehen unter halbrechten Winkeln

kräftige Sekundärnerven ab, deren Zahl 8—10 betragen haben dürfte; diese verlaufen schwach gekrümmt, parallel, biegen sich dem Rande nahe vorwärts und verbinden sich durch Schlingenbögen; aus ihnen entspringen spitzwinklig deutlich vortretende Tertiärnerven, die ziemlich dicht gedrängt stehen und mit ihren Verzweigungen ein Netz trapezförmiger Maschen einschließen (vergl. Fig. 4b vergr.).

Die vorliegenden Blätter gehören bei geringen Abweichungen in Größe und Form auf Grund ihrer ganz übereinstimmenden Nervatur zusammen; die kleineren stimmen mit denen der lebenden *Cyclobalanopsis Mervillii* (Seem.) Schky. von den Philippinen in Form und Größe überein; das größere (Fig. 5) läßt sich auch mit *C. acuta* Thbg. [Japan] vergleichen, die lebende Art besitzt jedoch länger zugespitzte Blätter.

Ferner bieten mehrere Arten von *Pasania* Miq. sehr ähnliche Blattformen, z. B. *P. dealbata* Hook et Thoms. [Ostindien-China] mit schlankeren Blättern, *P. thalassica* Hce. (=*Quercus Sieboldiana* Bl.) [Japan], deren Blätter entfernter stehende Sekundärnerven besitzen, *P. glabra* Thbg. (Japan), bei denen die Sekundärnerven in der Regel am Ende gabelig verästelt sind.

Von fossilen Blattresten ist *Quercus advena* Sap. (Ét. s. la végét. du sud-est de la France à l'époque tertiaire III, p. 67, pl. V, fig. 6) zum Vergleiche mit unserem Blatte Fig. 5 heranzuziehen. Saporta brachte dieses Blatt in Beziehung mit mehreren lebenden Arten von *Pasania* Miq. und *Cyclobalanopsis* Oerst.

Unsere kleineren Blätter können mit dem Blattfragmente verglichen werden, das Schindehütte (Tertiärflora vom Eichelskopfe, S. 52, Taf. IX, Fig. 3) als *Lauriphyllum gracile* mitteilt und mit Gaudin's *Laurus gracilis* (Contrib. à la flore foss. italienne, mém. VI, p. 15, pl. III, fig. 9) zusammenbringt. Die Ähnlichkeit bezieht sich aber nur auf die Form und den Verlauf der größeren Nerven; das feinere Maschennetz unserer Blätter stimmt mit dem keiner lebenden Lauraceen-Art überein.

Ficus sp.

Taf. 16, Fig. 9, 10.

Zwei Bruchstücke festhäutiger Blätter mit lang ausgezogenen Träufelspitzen gehören nach der recht gut erhaltenen Nervatur wahrscheinlich einer *Ficus*-Art an.

Sie erinnern an die Blätter der *Ficus arcinervis* (Rossm.) Heer, die Schindehütte vom Eichelskopf (l. c. S. 38, Taf. VI, Fig. 3) anführt, und die mit der rezenten *Ficus cuspidata* Reinw. von Java verglichen wird; übereinstimmend gebildet ist die Spitze der Blätter von *Ficus acuminata* Hamilt. [Ostindien].

Zu einer näheren Deutung reichen die vorliegenden Reste natürlich nicht aus; sie seien der ausgesprochenen Träufelspitzenbildung wegen angeführt.

Ficus sp.

Taf. 17, Fig. 1.

Ein leider unvollständig erhaltenes derbhäutiges Blatt mit sehr gut erhaltener Nervatur bietet übereinstimmende Verhältnisse mit den Blättern von *Ficus americana* Aubl. (vergl. Ettingshausen, Fossile Flora von Bilin, Taf. XXIII, Fig. 4, 7) und besonders *Ficus piriformis* Hook et Arn. [Ostindien]; da Blattgrund und Spitze fehlen, ist eine nähere Zuweisung nicht möglich.

Blattreste von Lauraceen sind zahlreich vertreten; nur teilweise sind sie soweit erhalten, daß nähere Vergleiche möglich sind.

cf. Laurus Omalii Sap. et Mar.

Taf. 16, Fig. 11, 13.

Saporta et Marion, Essai sur l'état de la végétation à l'époque des marnes heersiennes de Gelinden, p. 49, pl. VI, fig. 1.

» » » Révision de la flore heersienne de Gelinden, p. 71, pl. X, fig. 5–7.

L. foliis petiolatis, firme membranaceis, lanceolatis oblongoque lanceolatis, basi obtuse, apicem versus sensim attenuatis, margine saepius undulato integerrimis, penninerviis; nervo primario valido paulatim imminuente; nervis secundariis sparsis, curvatis, secus marginem arcubus obtusis conjuncto-ramosis; nervis tertiariis angulatis, flexuosis, transversis, simplicibus furcatisque, inter se et cum secundariis varie reticulatis (n. Sap. et Mar.).

Ein der Spitze entbehrendes, in der Nervation ausgezeichnet erhaltenes Blatt (Fig. 11) und ein Bruchstück aus der Mitte eines Blattes (Fig. 13) gehören zusammen.

Das derbe, lanzettliche, am Grunde stumpf zugespitzte Blatt mit leicht welligem, ganzem Rande besitzt einen kräftigen, nach der Spitze verdünnten Mittelnerven, von dem unter halbrechten Winkeln in unregelmäßigen Zwischenräumen Sekundärnerven ausgehen, die gekrümmt verlaufen, am Rande sich in Bogen vorwärts wenden, teilweise sich verästeln und durch Schlingen untereinander verbunden sind. Ein dichtes Netz gebogener und verästelter Tertiärnerven, dessen polygonale Maschen auf den Abdrücken sehr deutlich hervortreten, erfüllt die Felder zwischen den Sekundärnerven.

Die vorliegenden Blattreste gehören dem Typus *Laurus nobilis* L. an; unter den zahlreichen beschriebenen fossilen Lauraceen-Blättern stimmen mit ihnen die von *L. Omalii* Sap. et Mar. überein, die von ihren Autoren zunächst mit *L. canariensis* Webb, später mit *L. nobilis* L. verglichen wurden.

Oreodaphne Heerii Gaud.

Taf. 16, Fig. 14a, b, 17, 18.

Gaudin, Contr. à la flore fossile italienne. Mém. I, p. 35, pl. X, fig. 4—9, pl. XI, fig. 1—7, mém. II, p. 48, pl. VIII, fig. 2, 6.
Pilar, Flora fossilis Susedana, p. 65, Tab. X, fig. 9.
Saporta et Marion, Réch. s. les végét. foss. de Meximieux, p. 242, pl. XXVI, fig. 5—9.
Engelhardt, Tertiärpflanzen von Flörsheim, S. 402.
» u. Schottler, Kieselgur von Altenschlirf, S. 288, Taf. IX, Fig. 2.
Schindehütte, Tertiärflora vom Eichelskopf, S. 46, Taf. VIII, Fig. 2, 2a.

O. foliis firmis, petiolatis, integris, ellipticis vel ovato-oblongis, basi obtuse-angustatis, apice acuminatis; nervis secundariis infimis plerumque distinctis, subopposites, margini subparallelis, productis, ramis externis instructis, ceteris distantibus, angulis semirectis orientibus, alternantibus, arcuatim ad marginem ascendentibus, ramos externos emittentibus, arcubus conjunctis; nervis tertiariis angulis acutis egredientibus. ramosis, rete polygonale nervillorum includentibus.

Mehrere Bruchstücke von Blättern verschiedener Größe stim-

men in Blattbildung und Nervation mit den wiederholt abgebildeten Blättern von *Oreodaphne Heerii* Gaud. überein, die zuerst aus jungtertiären Ablagerungen Südeuropas, später auch anderwärts, so von hessischen Fundorten bekannt geworden ist.

Es sind gestielte ganzrandige Blätter von fester Textur, elliptisch oder eiförmig, mit abgerundeter Basis, zur Spitze verschmälert; das unterste Paar gegenständiger Sekundärnerven ist zumeist kräftiger und länger ausgebildet; es entspringt öfter unter spitzeren Winkeln als die übrigen und trägt Außenäste, die am Rande eine Kette von Schlingenbögen bilden. Die vorderen Sekundärnerven stehen in wechselnden Entfernungen voneinander, entspringen unter etwa halbrechten Winkeln und verlaufen bogenförmig aufsteigend zum Rande, um sich hier unter teilweiser Verästelung bogenartig zu verbinden; die Tertiärnerven treten unter spitzen Winkeln aus, verästeln sich vielfältig und schließen ein vieleckiges Maschennetz ein (Fig. 14a).

Mehrere Blätter weisen in den Achseln der Sekundärnerven Domatien auf (Fig. 14b, 17).

Oreodaphne Heerii Gaud., bekannt aus Oligocän bis Pliocän, wird mit der lebenden canarischen *Ocotea foetens* Baill. verglichen.

Laurophyllum apolloniaceum nov. spec.

Taf. 16, Fig. 12.

L. foliis firmis, lanceolatis, integris, paulo undulatis, subtus nervorum costulis delineatis; penninerviis; nervis secundariis densis, angulis 60—70° orientibus, alternis vel suboppositis, parallelis, primum rectis, deinde leniter curvatis, secus marginem ramoso-anastomosantibus; nervis tertiariis flexuosis, angulatis, simplicibus ramosisve, rete polygonale includentibus.

Neben dem Blatte von *Laurus Omalii* (Taf. 16, Fig. 11) liegt ein bis auf die Basis erhaltener Blattrest (Fig. 12), der sich durch seine Nervation als deutlich von jenem verschieden erweist. Er gehört einem derben, lanzettlichen Blatte an, das allmählich zur Spitze verjüngt ist; der ungeteilte Rand ist schwach wellig. Die Nervation ist außerordentlich deutlich ausgeprägt. Vom starken

Mittelnerven gehen ziemlich dichtstehende, abwechselnde oder mehr weniger gegenständige Sekundärnerven unter stumpfen Winkeln ab, die untereinander parallel, anfangs gerade verlaufen, dann dem Rande nahe sich stark vorwärts biegen und Schlingenbögen bilden, die sich mit den vorderen Sekundärnerven unmittelbar oder mit Ästen derselben verbinden. Zwischen den Sekundärnerven und zwischen diesen und dem Mittelnerven verlaufen geradlinige oder meist vielfach gebrochene Tertiärnerven und bilden große vieleckige Maschen, die von feinem polygonalem Netzwerke feiner Nervillen erfüllt sind.

Der vorliegende Blattrest stimmt mit schmalen Blättern von *Apollonias canariensis* (Willd.) Nees [Makaronesien] vollständig überein.

Von fossilen Formen sind die als *Phoebe (?) tetrantheracea* Schimp. (Traité pal. vég. II, p. 821) von Saporta und Marion beschriebenen Blattreste von Gelinden (Rév. de la flore heers. de Gelinden, p. 63, pl. X, fig. 2, 3) = *Laurus tetrantheroidea* Saporta (Flore fossile de Sézanne, p. 76, pl. VIII, fig. 8) zum Vergleiche heranzuziehen; sie weichen durch den Verlauf der Sekundärnerven ab. Saporta und Marion verglichen diese Blätter mit solchen von *Tetranthera* Jacq. und *Phoebe* Nees, besonders mit *Phoebe lanceolata* Nees und *Ph. barbusana* Webb; das mir zur Verfügung stehende Material an Blättern dieser lebenden Arten besitzt aber durchgängig Blätter, deren Sekundärnerven unter spitzeren Winkeln entspringen und von Anfang an gleichmäßiger gebogen zum Rande und vorwärts verlaufen als bei unseren Blattresten und den Blättern von Gelinden.

Laurophyllum sp.

Taf. 16, Fig. 7.

Das Bruchstück Fig. 7 gehört nach seiner gut ausgebildeten Nervatur sicher einer Lauracee an.

Ähnliche Formen sind als *Nectandra arcinervia* Ett. (Fossile Flora von Bilin, II, S. 8, Taf. XXXIII, Fig. 1—3) und als *Laurus primigenia* Ung. mitgeteilt worden.

Der unvollständige Zustand des vorliegenden Bruchstückes

erlaubt nicht, es mit einer beschriebenen fossilen Form zusammenzubringen; es sei nur hervorgehoben, daß unser Rest in der Nervation mit *Phoebe declinata* Nees [Ostindien] übereinstimmt.

Laurophyllum miocenicum (Ett.) Schindehütte.

Taf. 16, Fig. 8.

Schindehütte, Tertiärflora des Basalttuffes vom Eichelskopf bei Homberg, S. 54, Taf. VII, Fig. 3.

Litsaea miocenica Ettingshausen, Beiträge zur Kenntnis der Tertiärflora Steiermarks, Sitzber. d. K. Akad. d. Wiss., LX. Bd., 1869, I, S. 45, Taf. III, Fig. 5—7.

» » Ettingshausen, Fossile Flora von Leoben, I, S. 48.

» » Ettingshausen, Fossile Flora von Schoenegg bei Wies, I, S. 40, Taf. IV, Fig. 1—4.

Oreodaphne stiriaca Ettingshausen, Tertiärflora Steiermarks, S. 45, Taf. III, Fig. 12, 13.

» » Ettingshausen, Flora von Leoben, I, S. 46, Taf. IV, Fig. 21.

» » Ettingshausen, Flora von Schoenegg, I, S. 39.

L. foliis firmis, lanceolatis, utrinque angustatis, apice acuminatis, integerrimis; nervo primario distincto; nervis secundariis 5—7 tenuibus, superioribus et mediis angulis 40—50°, inferioribus angulis acutioribus egredientibus, ascendentibus, laqueis conjunctis; nervis tertiariis angulis acutis e secundariis orientibus tenuissimis, rete laqueorum quadrangularium includentibus.

Ettingshausen beschrieb aus miocänen Ablagerungen von Leoben und Schoenegg in Steiermark unter den Bezeichnungen *Litsaea miocenica* und *Oreodaphne stiriaca* gemeinsam vorkommende Blattreste, die von Schimper (Traité de pal. vég. II, p. 838) vereinigt wurden. Blätter, die zu diesen beiden Formen stimmen, fanden sich ferner nebeneinander in den untermiocänen Tonen von Preschen in Nordböhmen (Menzel, Über die Flora der plastischen Tone von Preschen und Langaujezd bei Bilin, Abh. nat. Ges. Isis, Dresden 1903, S. 16), und Schindehütte l. c. S. 54) faßt beide Formen als *Lauriphyllum miocenicum* zusammen und beschreibt ihr Vorkommen in den Basalttuffen des Eichelskopfes bei Homberg.

Unser Blattrest stimmt gut zu dem von Ettingshausen in den Beiträgen zur Tertiärflora Steiermarks, Taf. III, Fig. 5, wiedergegebenen Blatte.

Von lebenden Lauraceen werden zum Vergleiche angeführt: *Oreodaphne pulchella* Nees, *Phoebe porosa* Nees, *Litsea* sp., ebenso wohl lassen sich mehrere Arten von *Lindera* Thbg. vergleichen.

Unser unvollständig erhaltenes Blatt bietet nicht genügend Anhaltspunkte, um die Beziehungen zu rezenten Formen genauer festzustellen; seine Zugehörigkeit zu den Lauraceen erscheint aber einwandfrei.

Laurophyllum sp. (cf. **Actinodaphne Germari** (Heer) Friedr.).

Taf. 17, Fig. 2.

Ficus Germari Heer, Über die Braunkohlenpflanzen von Bornstedt. Abh. nat. Ges. zu Halle, Bd. XI, S. 15, Taf. III, Fig. 5, 6.

Actinodaphne Germari Friedrich, Beitr. z. Kenntn. d. Tertiärflora d. Provinz Sachsen, S. 119, Taf. XI, Fig. 7—9, Taf. XII.

L. foliis coriaceis, petiolatis, ovatis vel ovato-ellipticis, integris, apice acuminatis, basi subrotundatis vel attenuatis; nervo primario valido; nervis secundariis duobus suprabasilaribus oppositis, angulis acutis egredientibus, longe productis, ramos externos emittentibus, ceteris secundariis angulis obtusioribus orientibus, ascendentibus, arcuatim conjunctis; nervis tertiariis transversis, angulis subrectis exeuntibus, rectis vel arcuatis, saepius furcatis.

Es liegt nur der untere Teil eines lederigen Blattes vor, dessen Gestaltung und Nervatur an *Actinodaphne Germari* erinnert; allerdings läßt die ausgesprochene Verjüngung des Blattgrundes auch an eine *Cinnamomum*-Art denken; ferner besitzen *Tetradenia foliosa* Nees [Ostindien, Japan] und *Litsea glauca* Thbg. [Japan] übereinstimmende Bildung der Blattbasen.

Friedrich, der darauf hinwies, daß die zuerst als *Ficus Germari* beschriebenen Blätter nicht zu *Ficus* gehören können, verglich sie mit *Actinodaphne obovata* Bl. [Ostindien].

Laurophyllum sp.

Taf. 16, Fig. 15, 16.

Von drei Blättern liegen nur die in ein langes Ende vorgezogenen Spitzen vor, die die Nervationsverhältnisse ausgezeichnet erhalten darbieten; die Ursprungswinkel der Sekundärnerven werden nach vorn allmählich stumpfer; im Spitzenteile gehen diese unter

nahezu rechten Winkeln ab und bilden ausgesprochene Randbögen; zwischen ihnen verlaufen gebrochene und verzweigte Tertiärnerven, die ein feines polygonales Maschennetz einschließen.

Übereinstimmend innervierte Blätter mit langausgezogenen Spitzen besitzen verschiedene Lauraceen, z. B. *Machilus odoratissimus* Nees [Ostindien], *Apollonias Arnotti* Nees [Ceylon], *Lindera citriodora* Bl. [Japan].

Laurophyllum sp.

Taf. 17, Fig. 7, 8, 10b, c.

Eine Anzahl weiterer Blattbruchstücke weisen ebenfalls auf Lauraceen hin, erlauben aber ihrer Unvollständigkeit wegen keine nähere Deutung.

Liquidambar europaeum A. Br.

Von dieser Art liegt nur ein der Abbildung unwertes, aber unverkennbar hierher gehöriges Bruchstück vor.

Rhamnus sp.

Taf. 17, Fig. 3, 4.

Mehrere in grobem Tuffe schlecht erhaltene Abdrücke erinnern an Blätter, die von Heer und Anderen als *Rhamnus*-Blätter beschrieben worden sind.

Einige wie Fig. 3 lassen sich mit *Rhamnus deletus* Heer (Flora tert. Helv. III, S. 79, Taf. CXXIII, Fig. 19—23; Engelhardt, Tertiärpflanzen vom Himmelsberge, S. 289, Taf. V, Fig. 12) vergleichen.

Es sind unvollständig erhaltene, eiförmige Blätter, deren Rand eine Zahnbildung nicht erkennen läßt, mit jederseits etwa acht parallelen, am Rande bogenbildenden Sekundärnerven und dichtstehenden, spitzwinklig abgehenden Tertiärnerven.

Ein besser erhaltenes Blatt (Fig. 4) bietet die Gestalt und Nervatur von *Rhamnus acuminatifolius* Weber (Tertiärflora der Niederrheinischen Braunkohlenformation, Palaeontogr. II, S. 206, Taf. XXII, Fig. 13; Engelhardt und Schottler, Tertiäre Kieselgur von Altenschlirf, S. 305, Taf. XIII, Fig. 7); es ist ein elliptisches, gestieltes Blatt mit jederseits neun ziemlich gebogenen

Sekundärnerven, die am Rande stark aufsteigen und sich bogenartig verbinden; die dichtstehenden, wenig gebogenen Tertiärnerven entspringen unter nahezu rechten Winkeln.

Etliche weitere Bruchstücke erinnern ebenfalls an Blätter von *Rhamnus*, erlauben aber bei ihrem Erhaltungszustande keine näheren Vergleiche.

Die besser erhaltenen unserer Reste bieten, wie gesagt, Vergleichsmöglichkeiten mit den genannten fossilen Formen und mit Blättern lebender *Rhamnus*-Arten, sind aber keinesfalls mit Sicherheit mit ihnen zu identifizieren; es besteht vielmehr die Möglichkeit, sie auch zu Blättern aus verschiedenen anderen Familien in Beziehung zu bringen; insbesondere bietet das Blatt (Fig. 4) deutliche Anklänge an die Blätter von *Castanopsis argentea* DC. (Java), nur ist es leider zu genauerer Vergleichung nicht genügend erhalten. Es ist mir wahrscheinlich, daß unter den zu *Rhamnus* gestellten fossilen Blättern (z. B. solchen aus dem nordböhmischen Oligocän) Blätter von *Castanopsis* enthalten sind, und ich erinnere daran, daß nach einer Angabe Heer's (Flora tert. Helv. III, S. 80) schon Ettingshausen dafür hielt, daß die Blätter von *Rhamnus Rossmässleri* Ung. zu *Quercus* zu ziehen seien.

Styrax Blanckenhornii nov. spec.

Taf. 17, Fig. 6, 11.

St. foliis firmis ellipticis, integerrimis, utrinque paulo attenuatis penninerviis; nervo primario valido; nervis secundariis ca. 10—12, angulis 50° orientibus, ad marginem curvatim ascendentibus, ramis externis inter se conjunctis; nervis tertiariis angulis acutis egredientibus, flexuosis, furcatis vel ramosis, venulis transversis rete polygonale formantibus.

Zwei ganzrandige Blätter von derbhäutiger Beschaffenheit besitzen elliptische Form; der Blattgrund weist eine allmähliche Verjüngung auf, ebenso verschmälern sich die Blätter nach vorn; die Endspitze ist bei beiden nicht erhalten. Von dem kräftigen Mittelnerven gehen jederseits etwa 10—12 annähernd gegenständige Sekundärnerven unter etwa halbrechten Winkeln ab, die erst

geradlinig verlaufen, sich gegen den Rand vorwärts biegen und unter Abgabe von Außenästen sich bogig verbinden; die Felder zwischen ihnen sind von spitzwinkelig austretenden Tertiärnerven erfüllt, die gebogen, sich gabelnd oder verästelt verlaufen und ein grobmaschiges Netz feinerer Nervillen einschließen.

Diese Reste bieten Anklänge an die Blätter recht verschiedener Bäume, z. B. an Arten von *Pasania* Miq., *Licania* Aubl., *Nephelium* L., *Mastixia* Bl., *Styrax* L. u. a.; die größte Übereinstimmung besitzen sie mit den Blättern von *Styrax suberifolia* Hook. et Arn. [Ostindien], die in Textur und Form wie in der Anordnung der Nerven dieselben Verhältnisse darbieten.

Von den beschriebenen fossilen *Styrax*-Formen ähneln die Blätter von *Styrax Ambra* Ung. (Sylloge plant. foss. III, S. 34, Taf. XXIV, Fig. 19, 20) unseren Blättern am meisten, weichen aber durch die breitere Form des Blattgrundes ab. *Styrax Ambra* kommt *St. Benzoin* Dryand. [Java] am nächsten.

cf. **Diospyros brachysepala** A. Br.

Taf. 17, Fig. 9, 10a.

Heer, Flora tert. Helvet. III, S. 11, Taf. CII, Fig. 1—14.
Ettingshausen, Wetterau, S. 865, Taf. III, Fig. 7.
Engelhardt, Tertiärpflanzen vom Himmelsberge, S. 282, Taf. IV, Fig. 1.
» Tert. Pflanzenreste von Flörsheim, S. 371, Taf. XLI, Fig. 7, 8.
» und Schottler, Tert. Kieselgur von Altenschlirf, S. 296, Taf. XI, Fig. 6, 7, 10.

D. foliis petiolatis, membranaceis, ellipticis, utrinque attenuatis; nervis secundariis alternantibus vel oppositis, angulis acutis egredientibus, curvatis, ramosis; nervis tertiariis flexuosis, angulato-ramosis.

Diospyros brachysepala ist von Friedrich (Tertiärflora der Provinz Sachsen, S. 63) als schlechte Art gekennzeichnet worden, zu der sehr verschiedenartige Blätter zusammengebracht sind; die Berechtigung dieser Auffassung macht schon ein Vergleich der Blattreste deutlich, die Heer aus der Schweizer Tertiärflora einerseits (Flora tert. Helv., Taf. CII, Fig. 1—8) und andererseits aus dem Samlande (Mioc. baltische Flora, Taf. XXVII, Fig. 1—6, Taf. XXVIII, Fig. 1) als *D. brachysepala* bezeichnet hat.

Die vorliegenden Blattbruchstücke von Sipperhausen lassen

sich mit den Heer'schen Blättern von Öningen und vom Hohen Rhonen vergleichen; von den Blättern der lebenden *Diospyros Lotus* L., zu der die fossile Art in Beziehung gebracht wird, weichen sie in ihrer Nervatur merklich ab; auch mit anderen rezenten *Diospyros*-Arten bieten sie keine wesentliche Übereinstimmung, sie dürfen daher kaum zu dieser Gattung gebracht werden. Der Erhaltungszustand unserer Reste erlaubt aber nicht, die Frage ihrer anderweitigen Zugehörigkeit zu entscheiden.

Viburnum Schultzii nov. sp.

Taf. 17, Fig. 5.

V. foliis firmis, rugosis, ellipticis, integris, lamina inter nervos bullata; nervis impresso-distinctis; nervo primario valido; nervis secundariis distantibus, oppositis, angulis 50° egredientibus, arcuatim ascendentibus, secus marginem extus ramosis, arcuatim conjunctis; nervis tertiariis transversis, angulis fere rectis e mediano, angulis acutis e secundariis orientibus, paulo flexuosis.

Das abgebildete Bruchstück stammt von einem derben, elliptischen, nach der Basis anscheinend mehr als zur Spitze verjüngtem Blatte; der Rand ist nicht ganz scharf ausgeprägt, läßt aber keine Randzähnung erkennen; die Blattspreite ist zwischen den stark vortretenden, rinnig vertieften Nerven wellig gewölbt; vom Mittelnerven gehen unter Winkeln von etwa 50° entfernt stehende kräftige Sekundärnerven ab, die mehr oder weniger gebogen vorwärts verlaufen und gegen den Rand Außenäste entsenden, durch deren Schlingenbögen sie untereinander verbunden sind; die querlaufenden Tertiärnerven stehen fast rechtwinklig zum Mittelnerven, spitzwinklig zu den Sekundärnerven und stellen sanftgebogene, wenig verästelte Verbindungen her; vom feineren Nervennetze ist nichts wahrzunehmen; die Oberflächenbeschaffenheit des Abdruckes läßt vermuten, daß das Blatt eine rauhe Oberfläche besaß.

Lebende Analoga zu unserem Reste bieten mehrere Sektionen der Gattung *Viburnum* L.:

V. sambucinum Reinw. [Malesia] mit entfernter stehenden Sekundärnerven,

V. rugosum Pers. [Makaronesien] mit relativ breiteren Blättern und stärker verästelten Tertiärnerven;

V. odoratissimum Ker. [Ostindien-Ostasien] mit steiler aufsteigenden unteren Sekundärnerven;

V. hebanthum Wight et Arn. [Ostindien] und noch mehr

V. longifolium Ledd. [Nordamerika] stimmen mit unserem Reste am weitestgehenden überein, nur weisen die Blätter der letzteren Art eine leichte Kerbezahnung des Randes auf.

Unter den zahlreichen beschriebenen fossilen *Viburnum*-Formen kommen in der Blattbildung verschiedene unserem Reste nahe:

V. rugosum Pers. *pliocenicum* Sap. et Mar. (Rech. s. l. végét. foss. de Meximieux, p. 262, pl. XXXI, fig. 1–3) hat Blätter von gedrungenerer Gestalt;

V. oblongum Laurent (Flore des Calcaires de Célas, p. 107, pl. X, fig. 6, 7), mit *V. odoratissimum* Ker. verglichen, besitzt Blätter mit entfernter stehenden, steiler aufsteigenden Sekundärnerven;

V. Canalianum Massalongo (Studii sulla flora fossile del Senigalliese, p. 282, t. XXVI/XXVII, fig. 13) hat Blätter mit nur wenigen, unregelmäßig stehenden Sekundärnerven.

V. dubium Velenovsky (Flora a. d. ausgebrannten tertiären Letten von Vršovic bei Laun, S. 35, Taf. VI, Fig. 19, Taf. VII, Fig. 10, 11, Taf. X, Fig. 18γ), mit *V. Tinus* L. verglichen, weicht durch die am Grunde breitere Blattspreite und die die übrigen an Länge übertreffenden unteren Sekundärnerven ab.

Unser Rest läßt sich mit keiner der bisher bekannten fossilen Arten in Zusammenhang bringen; er ist vergleichbar mit mehreren lebenden tropischen bezw. subtropischen Formen von *Viburnum* L.

Außer den in Vorstehendem beschriebenen Resten lagen mir aus den Tuffen von Sipperhausen noch eine größere Anzahl von Bruchstücken vor, die zu einer Bestimmung ungeeignet sind; daß unter den beschriebenen eine Anzahl unvollständiger Reste aufgeführt wurden, hat seinen Grund darin, daß nach Prof. Blanckenhorn's Mitteilung von der Fundstelle weitere Funde nicht erwartet werden können.

Ferner enthielten die Tuffe eine Anzahl von Holzresten, die Herr

Prof. W. Gothan freundlichst untersucht hat. Ihr Erhaltungszustand erlaubte leider nicht, brauchbare Schliffe von ihnen herzustellen.

Soweit die aufgefundenen Stücke einer Deutung zugängig sind, bieten sie folgende Bestandteile der kleinen Lokalflora von Sipperhausen.

	Geologische Verbreitung	entsprechende lebende Arten
Juglandaceae.		
Juglans Blancheti Heer	Miocän	*Juglans regia* L. (Eur.) und *J. Sieboldiana* Max. [Japan].
Fagaceae.		
Cyclobalanopsis gracilis n. sp.	—	Südostasiat. Arten von *Cyclobalanopsis* Oerst. u. *Pasania* Miq.
Moraceae.		
Ficus sp.	—	an tropische Formen erinnernd.
Lauraceae.		
cf. *Laurus Omalii* Sap. et Mar.	Eocän	*Laurus nobilis* L. [Mediterr.].
Oreodaphne Heerii Gaud.	Miocän-Pliocän	*Ocotea foetens* Baill. [Canaren].
Laurophyllum apolloniaceum n. sp.	—	*Apollonias canariensis* (Willd.) Nees. [Makaronesien].
» *miocenicum* (Ett.) Schindeh.	Miocän	Arten von *Oreodaphne* Nees, *Phoebe* Nees, *Litsea* Lam., *Lindera* Thbg.
» cf. *Actinodaphne Germari* (Heer) Friedr.	Unteroligocän	*Actinodaphne obovata* Bl. [Ostindien].
Laurophyllum sp.	—	*Phoebe declinata* Nees [Ostindien]
» sp.	—	verschiedene Lauraceen.
Hamamelidaceae.		
Liquidambar europaeum A. Br.	Oligocän-Pliocän	*L. orientale* Mill. [Orient] u. *L. styraciflum* L. [N. Am.]
Rhamnaceae.		
cf. *Rhamnus deletus* Heer	Oligocän-Miocän	Arten von *Rhamnus* L.
cf. » *acuminatifolius* Web.	—	*Rhamnus* sp. auch *Castanopsis argentea* DC. [Java].
cf. » sp.	—	
Styraceae.		
Styrax Blanckenhornii n. sp.	—	*Styrax suberifolia* Hook. et Arn. [Ostindien].
Ebeenaceae.		
cf. *Diospyros brachysepala* A. Br.	—	unsichere Art.
Caprifoliaceae.		
Viburnum Schultzii n. sp.	—	tropische und subtropische Arten von *Viburnum* L.

Die wenigen näher bestimmbaren Pflanzenformen des Sipperhausener Tuffes sind somit im wesentlichen mit tropischen und subtropischen lebenden Pflanzen in Beziehung zu bringen und deuten auf ein feuchtwarmes Klima; soweit sie mit bereits beschriebenen fossilen Pflanzen in Übereinstimmung zu bringen sind, treffen wir unter ihnen sowohl alttertiäre Formen des mitteleuropäischen Gebietes wie solche aus dem Mittelmiocän Mittel- und Südeuropas; *Oreodaphne Heerii* und *Liquidambar europaeum* A. Br. auch aus dem Pliocän Südeuropas.

Soweit die geringe Zahl der erhaltenen Reste überhaupt ein Urteil über ihr Alter erlaubt, läßt sich die Florula von Sipperhausen als nicht jünger als höchstens untermiocän ansprechen.

9. Rötel des Cassdorf-Lendorfer Höhenrückens.

Über das Vorkommen von Pflanzenresten in Rötellagen, die zwischen eisenschüssigen Sanden, Sandsteinen und Tonen des Plateaus zwischen Lützelwitz, Cassdorf, Lembach, Lendorf und Mühlhausen eingeschaltet sind, berichtet Prof. Blanckenhorn im Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt f. 1911, Bd. XXXII, II, 3, S. 454 ff.

Von den Fundorten bei Lendorf, Mühlhausen und Berge habe ich eine sehr große Anzahl von Handstücken mit Blattabdrücken in der Hand gehabt, die von den Herren Prof. Blanckenhorn, Prof. Denckmann, Seminarlehrer Willig-Homberg und Lehrer Schwalm-Obergrenzebach gesammelt wurden, und die in den Sammlungen der Berliner Geologischen Landesanstalt, des Geologischen Institutes der Universität Marburg und des Herrn Willig aufbewahrt werden.

Eine Deutung erlaubten folgende Pflanzenreste.

Salix cinerea L.

Taf. 18, Fig 1—21.

Unter den Blattabdrücken der Tonsteine überwiegen an Zahl solche, die sich auf den ersten Blick als Weidenblätter darstellen. Die Mehrzahl derselben läßt sich in den Formenkreis von *Salix cinerea* L. einreihen.

Die Blätter sind kurz gestielt, von lanzettlicher bis verkehrt-eiförmiger bis breit-ovaler Gestalt; der Grund ist meist verschmälert und läuft spitz oder abgerundet aus; die Blattspitze ist spitz oder kurz zugespitzt; der Rand ist unregelmäßig gesägt bis fein gekerbt, zuweilen ganzrandig. Die Größe schwankt zwischen 2 bis 10 cm Länge und 1 bis 2 cm Breite. Das Nervennetz tritt besonders auf der Unterseite stark hervor. Vom kräftigen, zur Spitze allmählich abnehmenden Mittelnerven gehen in spitzen Winkeln von 40 bis 60° jederseits 8 bis 12 Sekundärnerven ab, die gebogen vorwärts laufen, sich vereinzelt gabeln und gegen den Rand Außenäste abgeben, die sich nahe am Rande bogig verbinden und bei gezähnter Randbildung Seitenzweige in die Randzähne entsenden (s. Fig. 17, vergr. 17a); hin und wieder treten kürzere Nerven zwischen den Sekundärnerven auf. Die Tertiärnerven gehen spitzwinklig aus den Sekundärnerven hervor, verlaufen gebogen und verästelt und bilden eine deutlich vortretende quere Felderung der Flächenräume zwischen den Sekundärnerven.

Diese Blätter, von denen Fig. 1—21 der Tafel 18 eine kleine Auswahl darbieten — mir haben weit über 100 Blätter vorgelegen — stimmen, wie gesagt, durchgängig mit Formen der wie viele unserer Weiden vielgestaltigen *Salix cinerea* L. überein. Neben typischen Blättern der Art sind nicht selten Blätter wie Fig. 4 und 5a mit breit-verkehrt-eiförmiger Spreite und fein gekerbtem oder ganzem Rande, die an *S. aurita* L. erinnern; dieselbe Blattform kommt aber auch der *f. aquatica* E. Fries von *S. cinerea* zu. Langgestreckte Blattformen wie Fig. 15 und 16 sind bei *S. cinerea* seltener anzutreffen, kommen aber bei deren Bastarden, z. B. bei *S. Straehleri* v. Seem. vor. Es liegt daher kein zwingender Grund vor, unter den Weidenblättern von Lendorf mehrere verschiedene Arten anzunehmen.

In fossilem Zustande ist *Salix cinerea* bekannt gegeben aus diluvialen Ablagerungen von Bovey Tracey durch Heer (Fossil flora of Bovey Tracey p. 1081, pl. LXXI, fig. 1a, b, 2, 3), aus dem quartären Ton von Freinsheim in der bayrischen Rheinpfalz durch Schuster (Paläobotanische Notizen aus Bayern. Ber. d. Bayr. Botan. Gesellschaft Bd. XII, 1909, S. 9, Fig. 7, 8).

Sehr ähnliche Formen bietet *Salix nympharum* Gaudin (Contr. à la flore fossile italienne; Mém. VI, p. 11, pl. I, fig. 15—18) aus dem Obermiocän von Castelnuovo, die der Autor mit *Salix cinerea* L. vergleicht.

Potentilla fruticosa L.

Taf. 18, Fig. 5b, 24—34.

Nicht selten sind unter den Lendorfer Abdrücken kleine, drei- bis fünfzählige Fiederblätter, am häufigsten fünfzählige, bei denen das untere Paar ungestielter Blättchen gegenständig ist, während die drei oberen Blättchen am Grunde zusammenfließen und an der kurzen Blattspindel herablaufen; einzelne kleinere dreiteilige Blätter sind sitzend oder ganz kurz gestielt; die Blättchen sind elliptisch bis lanzettlich, vorn kurz zugespitzt, ganzrandig; die Anordnung der verästelten und sich gabelnden Nerven zeigen Fig. 34 und vergr. 24a und 26a.

Diese zierlichen Blattabdrücke stimmen ganz und gar überein mit den Blättern von *Potentilla fruticosa* L. (= *P. floribunda* Pursh.) [Europa, Asien, Nordamerika], bei der die obersten Blätter der Zweige dreiteilig und fast sitzend sind, während die übrigen 5- bis 7-zählige Fiederblätter darstellen, bei denen die unteren Fiederchen sich gegenüberstehen, während die drei Endblättchen miteinander verschmelzen und am Stiele herablaufen; auch die Nervenverteilung der lebenden *P. fruticosa* stimmt mit der unserer Blätter überein.

Ganz die gleichen Fiederblätter sind nach einer Mitteilung Prof. W. Gothan's bei Rockeskyll in der Eifel in vulkanischen Tuffen gefunden worden.

Pirola umbellata L.

Taf. 18, Fig. 23.

Der Abdruck (Fig. 23) eines derben länglich-verkehrt eiförmigen Blattes mit keilförmig verschmälerter Basis, stumpflich verjüngter Spitze und grobgezähntem Rande, dessen Stiel nicht erhalten ist, erinnert in der Form durchaus an die Blätter von *Pirola umbellata* L. [Europa, Sibirien], mit denen es auch die Verteilung der spitzwinklig in ungleichen Zwischenräumen entspringenden, bogig aufsteigenden, verästelten Sekundärnerven teilt.

cf. **Mentha silvestris** L.

Taf. 18, Fig. 22.

Der Fig. 22 abgebildete Abdruck stammt von einem anscheinend häutigen Blatte von lanzettlicher Form mit scharfer Sägezahnung des Randes; die stark vorwärtsgebogenen Sekundärnerven verbinden sich am Rande in flachen Bogen und geben Seitenäste zum Rande, insbesondere in die Randzähne ab.

Entsprechende Blattbildung besitzt *Mentha silvestris* L.

cf. **Thymus** sp.

Taf. 18, Fig. 35.

Ein kleines Blatt von elliptischer, zur Spitze und zum Grunde zugespitzter Form mit wenigen spitzwinklig abgehenden, nach vorn gebogen verlaufenden Sekundärnerven, die nur wenige zarte Tertiärnerven austreten lassen (vergr. Fig. 35a), erinnert an Blattformen, die neben anderen bei *Thymus Serpyllum* L. vorkommen.

Unbestimmbare Reste.

Taf. 18, Fig. 36, 37, 31b.

Weiter enthalten die Rötel verschiedene dikotyle Pflanzenblätter und Bruchstücke solcher, die einer Deutung nicht zugängig sind, z. B. Taf. 18, Fig. 36, 37; sehr häufig sind Fetzen schmaler und breiterer, parallelnerviger Blätter mit und ohne Ausprägung von Kielen, die von nicht näher bestimmbaren Blättern von Gramineen und Cyperaceen herrühren; auf einer Platte (Fig. 31b) liegen winzige Fragmente eines Mooses.

Unter dem Lendorfer Materiale sind keine tertiären oder glazialen Pflanzenreste nachzuweisen; was sich feststellen läßt, sind Reste noch heute an Ort und Stelle gedeihender Pflanzen, die auf eine Ufer- und Waldvegetation hinweisen.

Die Lendorfer Rötelschichten können nicht als älter denn diluvial angesehen werden.

Druckfertig eingereicht am 8. Juli 1920.
Druck verfügt am 5. Februar 1921.

Beiträge zur Kenntnis der prätertiären Landoberfläche im Thüringerwald und Frankenwald.

(Untersuchungen über die Entwicklung und Veränderung der Rumpffläche, ausgeführt mit Unterstützung der Emil-Philippi-Stiftung.)

Von Herrn **Artur Ebert** in Berlin.

Hierzu Tafel 19—22 und 17 Textfiguren.

Vorwort.

Vorliegende Arbeit ist das Ergebnis mehrjähriger Beobachtungen, die besonders im Frühjahr und Sommer 1919 einheitlich und zusammenfassend im Thüringerwald und Frankenwald vorgenommen wurden.

Für das Gelingen der Arbeit verdanke ich dem Nestor der Thüringer Geologen, Herrn Geheimrat Prof. Dr. Zimmermann außer mehreren persönlichen Hinweisen auf interessante Punkte zahlreiche Anregungen und Beispiele aus seinen sorgfältigen Erläuterungen zu den geologischen Spezialkarten des Untersuchungsgebietes. Gleichfalls bin ich dem Bergrat Herrn Dr. Hess von Wichdorff sehr dankbar für die vielfältige selbstlose Unterstützung, die er mir sowohl durch seine eingehende Kenntnis des Thüringer Schiefergebirges, als auch der diluvialen Erscheinungen in Form zahlreicher Anregungen und sorgfältiger Einzelangaben angedeihen ließ.

Meinem hochverehrten Universitätslehrer, Herrn Geheimrat Prof. Dr. J. F. Pompeckj, dem ich eine treffliche Einführung in die gesamten Probleme der Geologie verdanke, statte ich auch an dieser Stelle meinen tiefempfundenen Dank ab.

Für die Ausführung und Ausmessung einer stereophotogrammetrischen Aufnahme wurden mir in liebenswürdiger Weise die Instrumente der Firma Carl Zeiss-Jena durch Herrn Dipl.-Ing. Dr. H. Lüscher zur Verfügung gestellt.

Berlin, Juni 1920. Artur Ebert.

1. Abschnitt.

Allgemeine Bemerkungen über die prätertiäre Landoberfläche des Thüringerwaldes und des Frankenwaldes.

In der Literatur hat die präoligocäne Landoberfläche des Frankenwaldes mehrfach Erwähnung gefunden, besonders nachdem E. Philippi in seiner diesbezüglichen Arbeit[1]) ihr Vorhandensein sichergestellt hat. Nach seinen Untersuchungen bildet sie eine alte Abtragungsfläche, die sicher im Alttertiär schon vorhanden war, da sie an zahlreichen Punkten von Oligocänkiesen[2]) überlagert wird. Ihre Bildung muß schon seit der Kreidezeit herrühren, und bis zum Oligocän muß eine ungestörte und ruhige Entwicklung gefordert werden, die im Gebiete des Thüringerwaldes und Frankenwaldes und in den Vorländern eine greisenhafte Landschaftsform mit völlig ausgereiften Tälern und sanften Bodenerhebungen zur Folge hatte. Auf keinen Fall ist dort aber eine »Peneplain« im eigentlichen Sinne des Wortes geschaffen worden, und es soll daher auch besser allgemein von einer Abtragungs- oder Rumpffläche geredet werden. Ob jemals das Endstadium, die ideale Peneplain, selbst bei einem geologisch gleichartig gebauten Gebiet erreicht werden kann, möge dahingestellt bleiben, da hierfür gewaltige Zeiträume tektonischer Ruhe und besonderer Klimate innerhalb einer großen Fläche erforderlich sind, die die geologische Geschichte mit ihrem ewigen Ausgleich zwischen endogenen und exogenen Kräften wohl kaum bisher aufgewiesen hat. Noch ungünstiger liegen die Verhältnisse bei einem tektonisch sehr kompliziert gebauten Gebirge wie der Frankenwald. Neben Gebieten mit von Natur aus wenig widerstandsfähigen Sedimenten und mit Gesteinen aller Art, die durch Faltungen und Dislokationen in ihrer Widerstandsfähigkeit Einbuße erlitten haben, finden sich hier Gesteine, die Härtlingsnatur besitzen und bewahrt haben.

[1]) s. (68) im Literaturverzeichnis.

[2]) Die Ablagerungen, die E. Philippi noch entsprechend der damaligen allgemeinen Ansicht für oligocän ansah, werden jetzt für eocän betrachtet; seine Fastebene muß man also jetzt präeocän oder vielleicht noch besser prätertiär nennen.

Daß die subaerische Abtragung eine ziemlich hohe Entwicklungsstufe erreicht hat, dafür zeugen noch heute zahlreiche Punkte und Flächen des Gebirges. So besonders die Oberfläche des Frankenwaldes, der durch seine bedeutendere Breite gegenüber dem Thüringerwald viel geeigneter war, uns bis heute zusammenhängende Reste der alten Abtragungsfläche zu überliefern. Beide Gebirge, der Thüringerwald und der Frankenwald, bilden einen durch hercynisch verlaufende Randverwerfungen und Flexuren geformten gewaltigen Keil, dessen breite Basis, der Frankenwald, allmählich in das Vogtländische Bergland und Fichtelgebirge übergeht.

E. Philippi sagt hierüber treffend in seiner Arbeit:

»Der östliche Teil des Thüringerwaldes und das Vogtländische Bergland senken sich ganz allmählich zur Leipziger Bucht hinab. Durch keine Dislokationen wird das Gebiet der paläozoischen Schiefer hier von den permischen und triadischen Deckgesteinen getrennt. Aus diesen Verhältnissen läßt es sich leicht erklären, daß gerade hier noch große Teile der präoligocänen Landoberfläche auch in sehr bedeutenden Meereshöhen erhalten geblieben sind.

Der nordwestliche, vorwiegend aus permischen Gesteinen zusammengesetzte Teil des Thüringerwaldes wird jedoch durch gewaltige Flexuren und Verwerfungen von den Triasgebieten zu beiden Seiten getrennt. An den steilen Außenrändern dieses Gebirgsteiles fand die Erosion daher willkommene Angriffsflächen. Daß die Peneplain im nordwestlichen Thüringerwalde so völlig zerstört wurde, erklärt sich aber teilweise auch durch die Schmalheit des Gebirges.«

Eingehende Untersuchungen haben aber gezeigt, daß selbst im schmalen nordwestlichen Teil des Thüringerwaldes noch zahlreiche typische Reste der Landoberfläche erhalten geblieben sind[1]).

Die dieser Arbeit zugrunde liegenden Untersuchungen erstrecken sich über das ganze Thüringer Gebirge von Eisenach bis

[1]) s. Übersichtskarte, Tafel 19 und Verzeichnis S. 460 ff.

etwa zur Linie Pausa, Mühltroff, Gefell und Hirschberg (s. auch Übersichtskarte auf Tafel 19).

Zum Studium der alten Abtragungsfläche eignet sich, wie schon erwähnt, der Frankenwald am besten und in diesem wieder die Gegend von Schleiz. Trotz des tektonisch äußerst verwickelten Baues, dessen Klärung eines der Hauptverdienste E. Zimmermanns ist, hat Verwitterung und Abtragung ein sehr einheitliches Relief geschaffen, so daß heute für viele Stellen der Ausdruck »Hochfläche« völlig gerechtfertigt erscheint.

Mehrere Forscher, wie I. Heim, E. Zimmermann, Joh. Walther und andere betonten scharf den plateauartigen Charakter der Hochfläche und schilderten mit beredten Worten den mehr oder weniger eintönigen Eindruck, den dieses Gebiet von einzelnen höherragenden Kuppen aus auf den Menschen ausübt. Mit Recht erwähnt Joh. Walther als besonders eigenartig die Gebiete von Knau und Pörmitz bei Schleiz, wo Hunderte von großen und kleinen Teichen der Landschaft ein eigenartiges Gepräge verleihen. Wenn auch fast alle Teiche mit geringen Mühen durch künstliche Stauungen entstanden sind, so charakterisiert diese Erscheinung doch das äußerst geringe Gefälle der Senken und somit eine Erosion, die direkt auf den toten Punkt gelangt ist. Eine derartige Häufung der Teiche innerhalb sumpfiger Zwischenflächen wie auf dem ebengenannten Gebiete, findet sich nirgends sonst mehr. Die sumpfige Natur des Bodens, und somit dessen Unfruchtbarkeit für Kulturgewächse veranlaßte den Landmann unter Ausnutzung der Gefällsverhältnisse zur Anlage der zahlreichen Teiche, um wenigstens durch Fischzucht einen bescheidenen Bodengewinn zu erzielen[1]). Da, wo der sumpfige Charakter des Gebietes etwas geringer wird, erstrecken sich ausgedehnte Viehweiden, besonders in den schüsselartig flachen Senken, während auf der Hochfläche selber Ackerbau betrieben wird.

Bereits E. Philippi und Joh. Walther sprachen das erwähnte Gebiet von Schleiz als einen unveränderten Teil der Rumpffläche

[1]) Eine ausführliche Beschreibung dieser Teiche und Mitteilungen über die Gründe ihrer Anlage gibt O. Brönner, (12) S. 94.

an. Diese Rumpffläche ist nun keineswegs eine »Gipfelflur« der in den Rahmen passenden Zeugenberge, sondern sie stellt vielmehr gerade die Fläche dar, auf der diese Berge aufsitzen. Diese Fläche weist natürlich noch genug Höhenunterschiede auf und verschmilzt vor allem ohne jeden Geländeknick mit den auf ihr aufsitzenden Bergen, so daß sich hieraus kein annähernd konstanter Wert für die Höhenlage der »Peneplain« ermitteln läßt. Viel leichter und sicherer muß sich dagegen aus dem einzig wirkenden Element, das einer Einebnung aller Höhenunterschiede in erster Linie zustrebt, aus den vom fließenden Wasser erzeugten Landschaftsformen der gewünschte Wert finden lassen. Das ist der Oberrand der in der Abtragungsfläche eingesenkten uralten Quellmulden, der tatsächlich eine überraschend einheitliche Höhenlage innerhalb weiter Bezirke erkennen läßt. Wenn auch, wie später erörtert wird, die Quellmulden ohne irgend welchen Geländeknick in die Plateaufläche übergehen — das ist für sie gerade wesentlich —, so liegen doch hier die Verhältnisse viel übersichtlicher.

Innerhalb gewisser Grenzen ist es durchaus nicht notwendig, daß die erwähnten Zeugenberge »Härtlinge« aus Eruptivgesteinen sein müssen, sie können auch aus weniger widerstandsfähigen Sedimenten gebildet sein. Gebiete, in denen der Erosion die Hauptrolle der Abtragung zufällt, lassen deutlich einen Unterschied zwischen harten und weichen Gesteinen und Unterschiede früherer Höhe erkennen. Nicht so bei einer Landschaft im ausgereiften Stadium. Zeit und Verwitterung haben hier den Unterschied verwischt.

Je enger das hydrographische Netz ist, desto mehr Material kann weggeführt werden. Maßgebend also für die relative Abtragung ist neben der Widerstandsfähigkeit des Gesteins die Möglichkeit der Sedimentabfuhr, die wiederum durch Form, Inhalt und Vegetationsbedeckung der Bodenerhebung beeinflußt und verändert wird. Aride Klimate verschieben nur den Zeitpunkt des Übergangs vorherrschender Erosionstätigkeit in allmählich erlahmende Erosion, in die Denudationszeit mit ihren jeweils besonders hervortretenden Einebnungsfaktoren. Hieraus erhellt ohne weiteres

auch das landschaftliche Verschwinden geologischer Grenzen, die morphologische Gleichartigkeit von in sich sehr mannigfaltig aufgebauten Gebieten. Diese Erscheinung ist offenbar eins der besten Erkennungsmerkmale einer »greisenhaften« Landschaftsform. Die geologische Kartierung solcher Gebiete ist besonders schwierig; so weist z. B. E. ZIMMERMANN auf Blatt Gefell mit Recht darauf hin. Bei Lobenstein z. B. finden sich Diabase, Pikrite und Granite in ein und demselben Niveau mit gewissen weichen silurischen und devonischen Schiefern. Auf die horizontale Einebnung der geologischen Grenzen ist somit mehr Gewicht zu legen, als auf die absolute Einebnung in vertikalem Sinne.

Ein weiteres wichtiges Kriterium dieses Stadiums ist die besonders mächtige Verwitterung. Wo solche tiefgreifenden Verwitterungsgebilde anstehend zu beobachten sind, nennt man sie auch Eluvium[1]). E. ZIMMERMANN kartierte unter dieser Bezeichnung große Flächen des Frankenwaldes, allerdings mit der diesem Forscher eigenen vorsichtigen Zurückhaltung und Kritik. Reines Eluvium findet sich auch tatsächlich nicht sehr häufig. Nur auf fast völlig horizontalen Flächen kann es sich bilden, wie z. B. in der Umgebung von Schönberg i. Vogtland. Sobald ein Gelände mit auch noch so geringer Neigung vorliegt, beginnt der Verwitterungsschutt unter besonderen Bedingungen zu wandern: er befindet sich heute schon auf sekundärer Lagerstätte[2]). Über den Vorgang des Wanderns der Schuttmassen wird Abschnitt 3 ausführlich berichten.

[1]) Die Bezeichnung Eluvium wurde wohl von TRAUTSCHOLD geprägt.

[2]) Da man in diesem Falle nicht gut von »verlagertem Eluvium« reden kann, sollen diese Umlagerungsbildungen ihrer Entstehung nach als »Fließbodenablagerungen« bezeichnet werden. RAMANN (Bodenkunde) gibt folgende Einteilung der Bodenarten:

Eluvialböden oder Verwitterungsböden an Ort und Stelle
Kolluvialböden oder umgelagerte Böden
1. Glazialböden (Absätze des Gletschers)
2. Sedimentböden (Absätze des Wassers)
3. Äolische Böden (Ablagerungen des Windes);
es käme noch hinzu:
4. Fließböden (unter besonderen Bedingungen durch die Schwerkraft transportiert).

In geologisch gleichartigen Bildungen läßt sich nicht immer mit Sicherheit die Autochthonie des Verwitterungsschutts nachweisen. In wenig gestörten Sedimenten ist meist die ehemalige Schichtung trotz tiefgründiger Verwitterung noch deutlich zu erkennen. Der rein eluviale Charakter kann dann nicht zweifelhaft sein.

Interessante Bilder bieten sich an Hängen, die im Ausstreichen wechselnder Gesteinsschichten liegen, besonders dort, wo Kieselschiefer, Gangquarze und Quarzite mit Diabasen und Pikriten in bunter Mannigfaltigkeit in den Sedimenten enthalten sind. Der durch Rutschung bergab transportierte Verwitterungsschutt bildet dann ein buntes Gemenge von Blöcken und Bruchstücken obiger Gesteine innerhalb eines lehmigen Zwischenmittels. Von einem echten Eluvium kann dann nicht mehr die Rede sein. Da dieser Typus der am weitesten verbreitete ist, soll er in einzelnen Fällen gesondert geschildert werden.

2. Abschnitt.

Die Verwitterungsbildungen und Formenelemente der alten Landoberfläche.

Die Beschaffenheit der geologischen Absätze auf der alten Landoberfläche muß wegen der Verschiedenheit ihrer äußeren Erscheinungsform und ihrer Zusammensetzung hier eingehend erläutert werden.

Weiterhin treten in der alten Landoberfläche eingesenkt die Reste der alten Flußläufe aus prätertiärer Zeit auf mit ihren mannigfaltigen Ablagerungen. Besonders aber sind es die Ursprungsgebiete dieser Bäche und Flüsse der alten Abtragungslandschaft, welche als Quellwannen noch heute erhalten geblieben sind und infolge ihrer auffälligen und charakteristischen Eigenart zu den wichtigsten Erscheinungen der alten Landoberfläche gehören.

Um die verschiedenen Erscheinungsweisen dieser Bildungen und ihre genetischen Ursachen festzustellen, soll zuvor eine Reihe von typischen Vorkommen eingehender besprochen werden.

A. Typische Vorkommen von Verwitterungsablagerungen auf der Hochfläche.

a) Das Vorkommen von Oschitz bei Schleiz.

(Fließbodenablagerung.)

Im sanftgeböschten Nordhang der Hirschraufe bei Oschitz südwestlich von Schleiz zeigt die Oschitzer Ziegeleigrube einen großen, teilweise in seinen Einzelheiten noch gut zu beobachtenden Aufschluß. Auffällig ist die geringe, morphologisch wenig gegliederte, recht glattflächige Abdachung, die zum größten Teil mit sumpfiger Wiese bedeckt ist. Mehrere, über die Fläche verstreute kleine Stauweiher kennzeichnen hier eine tonig-lehmige Unterlage. Unter der sumpfigen Wiesendecke lagert eine etwa $^1/_2$ m mächtige, steinarme und tonige Schicht, die fast in ihrer ganzen Mächtigkeit durch Humuseinwirkung gebleicht ist und eine fast reinweiße Farbe besitzt. Darunter folgt eine Lage von regellos durcheinandergewürfelten Blöcken mit lehmigem Zwischenmittel. Die Mächtigkeit dieser Schicht kann eine sehr wechselnde sein, im Durchschnitt beträgt sie etwa 1—2 m. Die Blockschicht ruht wieder auf einer lehmigen und blockarmen Schicht von geringerer Mächtigkeit. Die Basis des Ganzen bildet anstehender Devonschiefer und stellenweise Diabas.

Die Hauptmasse der Ablagerung bildet die blockreiche Mittelschicht, die auch zur Ziegelbereitung bisher benutzt wurde. Die Blöcke bestehen fast ausschließlich aus den sehr harten, rötlichen und weißen untersilurischen Quarziten, die einen Kilometer südlich auf der Hirschraufe anstehen. Sehr untergeordnet findet sich Kieselschiefer und Diabas, letzterer nur als mürbe, zu Kugeln verwitterte kleine Blöcke. Eine regelmäßige Anordnung der Blöcke läßt sich nirgends feststellen. Sie lagern vielmehr ganz regellos in vielfach labilen Stellungen in dem tonreichen Lehm. Hierdurch, und durch das Auftreten von einigen Kritzen auf den bis kubikmetergroßen Blöcken ähnelt die Masse äußerlich durchaus glazialen Blockablagerungen.

Das lehmige Zwischenmittel hat wohl ausschließlich der Diabas geliefert, der in einigen kleinen Inseln im Gebiete nördlich

der Hirschraufe ansteht. Er bildet entweder mehr oder weniger scharfkantigen Diabasgrus, der nesterweise angeordnet ist und somit ein Zerfallsprodukt von Diabasbruchstücken darstellt, oder er ist völlig zu Diabaslehm zersetzt.

Die deutlich voneinander zu trennenden, wenn auch nicht scharf begrenzten drei Schichten sind also, wie aus dem oben Gesagten unmittelbar zu folgern ist, keineswegs direkte Verwitterungsprodukte anstehender Gesteine, sondern vielmehr Umlagerungen auf sekundäre Lagerstätte. Irgend eine die Massen bewegende Kraft muß jene nach ihrem heutigen Orte transportiert haben. Offenbar waltete diese Kraft nicht unter gleichen Verhältnissen; vielmehr wechselten die herrschenden Umstände während der Bildungszeiten, so daß die Ablagerung nicht kontinuierlich innerhalb eines Zeitraums, sondern nacheinander zu verschiedenen Zeiten entstanden ist.

Ausgeschlossen erscheint ohne weiteres ein Transport der Verwitterungsmassen durch Wind oder Wasser. Nur im Hangenden und Liegenden der Blockschicht kann die Flächenabspülung zum Teil mitgewirkt haben. Später zu erörternde Gründe stellen die Verlagerungen derselben durch Gletscher oder Firn außerhalb des Bereichs der Wahrscheinlichkeit. Es bleibt somit nur eine Erklärung übrig durch das sogenannte Erd- oder Blockfließen, durch ein Herabkriechen der Massen an flachen Hängen, eine Erscheinung, die erst in der jüngsten Zeit die gebührende Beachtung gefunden hat.

b) Das Vorkommen bei Schönberg und Mühltroff im Vogtland. (Reines Eluvium.)

Die an Blatt Schleiz anschließenden Blätter Lössau und Gefell weisen nur Quellgebiete auf. Die nach allen Himmelsrichtungen fließenden Bäche entspringen in sehr flachen ausgereiften Mulden, die wenig von jugendlicher Erosion berührt worden sind. Überall tritt hier die ursprüngliche Form der prätertiären Landoberfläche deutlich hervor. Naturgemäß hat sich in diesem Gebiete eine besonders mächtige und ausgedehnte Verwitterungsdecke erhalten in einer viel weiteren Verbreitung, als es die geologische

Karte zur Darstellung bringen darf[1]). Sehr auffällig ist das Gebiet zwischen Schönberg und Mühltroff in Sachsen. Westlich vom Bahnhof Schönberg dacht sich das Gelände äußerst flach nach Norden ab, ja große Flächen sind völlig horizontal. Außer Wiesenflächen, die wiederum sehr sumpfig sind, finden sich Flächen, die hauptsächlich mit Kieferwaldungen bedeckt sind. Die Bodenvegetation zeigt das eigentümliche Gemisch der Sumpfflora mit der Vegetation der trocknen Kieferwaldungen. Fichtenpflanzungen finden sich in geringerer Ausdehnung. Zahlreiche Weiher und Teiche bezeugen auch hier die völlige Undurchlässigkeit des Bodens, so daß auch die aufgeforsteten Teile drainiert werden müssen.

Der Verwitterungsboden ist hier sehr einheitlich und enthält im lehmigen Zwischenmittel außer Kulmschieferbrocken etwa bis faustgroße Quarze, die als Reste der zahlreichen, meist kleinen Gängchen und Trümer im Kulmschiefer aufzufassen sind. Die Mächtigkeit läßt sich aus Mangel an Aufschlüssen nur ausnahmsweise auf der großen Fläche bestimmen, dürfte aber stellenweise 2—3 m betragen. Charakteristisch ist das Fehlen größerer Blöcke an der Erdoberfläche.

Das ganze Vorkommen von Schönberg und Mühltroff ist ein an Ort und Stelle entstandenes, tiefgründiges Verwitterungsgebiet. Es stellt eine vollkommen reine Eluvialfläche dar, auf der seit Bestehen der Landoberfläche die Verwitterung ununterbrochen, durch die jeweiligen Klimaverhältnisse mehr oder weniger begünstigt, in die Tiefe fortgeschritten ist.

c) Das Vorkommen von Pausa.
(Fließbodenablagerungen.)

Nördlich von Pausa auf der westlichen Talseite zeigt die Ziegelei an der Zebaoths Mühle große Aufschlüsse. In der Höhe der nach Norden gehenden Straße und an dieser sich entlangziehend

[1]) Wie E. Zimmermann in seinen Erläuterungen zum Ausdruck bringt, geschah dies mit Rücksicht auf die Darstellung des noch wichtigeren Untergrunds. Nur bei besonderer Mächtigkeit des Verwitterungsschutts, der die geologische Natur des Untergrundes ganz verschleiert, hat er das Eluvium auf den geologischen Karten besonders ausgeschieden.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

befindet sich ein Teilaufschluß eines 2—3 m mächtigen Lagers von äußerst feinsandigem und steinfreiem Lehm, der von der Ziegelei abgebaut wird. Er stellt ein Verwitterungsprodukt des untersilurischen Quarzits dar. Eine Schichtung, die diesem Quarzit besonders eigen ist, fehlt hier völlig. Im nördlichen Teil derselben Grube befinden sich im Gegensatz zum südlichen Teil nur umgelagerte Verwitterungsmassen von untersilurischen Tonschiefern, die sehr glimmerhaltig sind und kleinstückige Quarze enthalten. So sind in ein und demselben Aufschlusse umgelagerte Verwitterungsmassen, die einmal von untersilurischem Quarzit und andererseits von untersilurischem Tonschiefer herrühren. Betrachtet man die geologische Karte (Blatt Lössau), dann sieht man deutlich, wie die geologischen Grenzen von Westen nach Osten senkrecht auf das Weidatal zulaufen, und wie insbesondere die Grenze zwischen Tonschiefer und Quarzit mitten auf die Ziegeleitongrube gerichtet ist. In den umgelagerten Verwitterungsbildungen, denn um solche kann es sich hier nur handeln, ist also klar eine zonare Anordnung und Abhängigkeit von den höher gelegenen Gesteinen zu erkennen. Dieser ideale Fall der völligen zonenweisen Trennung des abgewanderten Verwitterungsmaterials ist nur dann gegeben, wenn, wie im vorliegenden Falle, die geologischen Grenzen der anstehenden Gesteine senkrecht zur Talrichtung verlaufen.

Die in den Erläuterungen von E. Zimmermann angegebenen Weidaschotter in der Tongrube waren leider nicht mehr aufzufinden. Wichtig wäre die Kenntnis der gegenseitigen Lagerung der beiden Ablagerungen.

d) Das Vorkommen von Tanna.
(Eluvialboden und Fließerdeablagerungen in gegenseitigem Übergange.)

Nördlich vom Bahnhof Tanna befindet sich ein großer Ziegeleiaufschluß, der zum Teil auf der Hochfläche liegt und dort in etwa 5 m Mächtigkeit verwitterten Devonschiefer bei völliger Erhaltung der Sedimentationsstruktur erkennen läßt. Nur in der obersten Decke fehlt natürlich diese Struktur. Der andere Teil

der Grube liegt in der flachen, nach Norden sich abdachenden Böschung der Quellwanne des Loh-Baches. Hier zeigt der Aufschluß verlagerte Verwitterungsmassen mit Kulmschieferresten und Diabasblöcken — also wiederum blocklehmartige Bildungen.

e) Das Vorkommen im Saaletal zwischen Saalburg und Klosterhammer. (Fließbodenbildungen.)

Wohl das großartigste Beispiel mächtiger abgewanderter Schuttmassen findet sich zwischen Saalburg und Klosterhammer. Das Saaletal zeigt hier eine auffallend starke Verbreiterung, wie sie am oberen Saalelauf einzig dasteht. Von Klosterhammer flußauf- und flußabwärts macht der Fluß zwei große nach Osten geöffnete Bogen. Das Westufer als Prallhang ist naturgemäß sehr steil, während das Gebiet des Ostufers besonders im südlichen Bogen äußerst flach geböscht ist und in seiner ganzen Ausdehnung mit einer teilweise sehr mächtigen Schicht verlagerten Eluviums bedeckt ist. Die Ostgrenze desselben reicht noch über die von Saalburg nach Norden führende Chaussee hinaus. Die Ausbildung ähnelt am meisten dem Typus von Pausa, das heißt die geologischen Grenzen verlaufen nahezu senkrecht zur Talrichtung, allerdings nur annähernd, so daß breite Mischstreifen sich bilden konnten. Das Nährgebiet der Ablagerungen ist das Gebiet des Kulmberges, dessen Kuppe aus hartem untersilurischem Quarzit und aus Diabas besteht. Nördlich und südlich streichen silurische Tonschiefer und Kieselschiefer aus. Wie zahlreiche kleine Schürfe gezeigt haben, lassen sich durch das Vorwalten einzelner Gesteinstypen heute noch ausgezeichnet die damaligen Stromrichtungen der Verwitterungsmassen nachweisen.

Der nördlichste Teil der Ablagerung etwa einige Hundert Meter nördlich vom »Kloster zum heiligen Kreuz« enthält vor allem silurischen Kieselschiefer und wenig Diabas. Weiter südlich gewinnt allmählich der Quarzit die Oberhand. Der Diabas tritt nie herrschend auf, sondern bildet nur in zersetztem Zustande einen großen Teil des lehmigen Zwischenmittels. Blöcke, zumeist aus Diabas, finden sich hier und dort, aber nie konnten Massenablagerungen derselben in den wenig tiefen Schürfen und den

wenigen großen Aufschlüssen beobachtet werden. Sie werden sicher in der Oschitzer Ausbildung vorhanden sein. Die großen Aufschlüsse liegen aber leider fast am Südrand des gesamten Ablagerungsgebietes und gehören zur Saalburger Ziegelei.

In etwa 4 m Mächtigkeit bieten hier die beiden nebeneinanderliegenden Aufschlüsse das übliche Bild einer ungeschichteten verlagerten Verwitterungsmasse mit den Hauptbestandteilen Quarz und Kieselschiefer. Wertvoll für die Altersbestimmung ist die Lagerung der ganzen Masse auf einer oberen Saaleterrasse. E. Zimmermann erwähnt in seinen Erläuterungen, daß die Basis des Eluviums in den Ziegeleigruben aus dem Schotter dieser Terrasse bestehe. Augenblicklich ist das heute an dieser Stelle nicht mehr festzustellen, wohl aber läßt sich diese Tatsache an der westlichen Einmündung des Ziegeleiweges in die Straße Saalburg-Klosterhammer ausgezeichnet beobachten. Die nördliche Böschung des Weges gibt ein klares Profil (Abb. 1) der Lagerungsverhältnisse von Verwitterungsmasse und Saaleschotter.

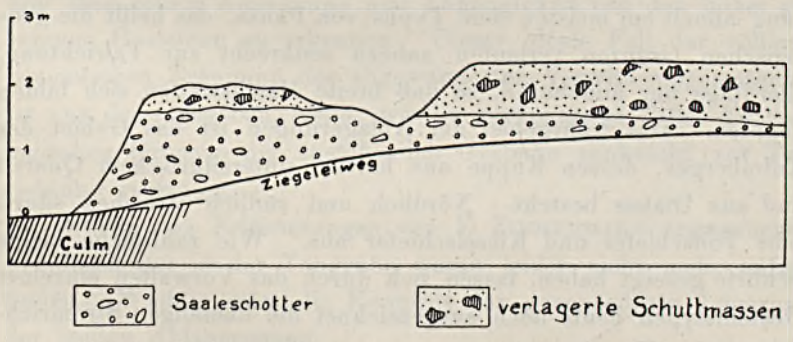


Abb. 1. Profil des Wegeinschnittes westlich Ziegelei Saalburg.

Die Oberfläche des letzteren geht nach Osten geradlinig horizontal weiter und trifft dann genau in den Ziegeleigruben in das Niveau der von E. Zimmermann beobachteten Schotter der oberen Saaleterrasse.

Da die Terrassen und ihre Altersbestimmungen in einem besonderen Abschnitte behandelt werden, wird an jener Stelle nochmals auf dieses Vorkommen zurückgegriffen werden.

Westlich dieser Stelle, deren Grenze etwa in der Mitte der beiden von Saalburg nach Norden gehenden Straßen verläuft, kommt als weiterer wesentlicher Bestandteil der verlagerten Verwitterungsmasse sehr viel Saaleschotter hinzu. Es ist somit nach der abgelagerten oberen Terrasse weiteres Verwitterungsmaterial von oben herab gewandert, das die Schotter von den Randpartien der Terrasse in sich aufnahm. Ebenso dürften die in der Verwitterungsmasse eingebetteten einzelnen Saaleschotter in den oberen Lagen der Bodenflußablagerung der Saalburger Ziegeleigruben abgewanderte Massen einer höheren (sehr wahrscheinlich überhaupt der obersten) Terrasse darstellen.

Die Aufzählung und Beschreibung obiger Eluvial- und eluvialähnlicher Bildungen könnte noch um zahlreiche Beispiele vermehrt werden, an denen der Frankenwald eine große Fülle bietet. Sie entsprechen aber völlig einem der oben geschilderten Typen.

B. Quellwannen und Urtalreste in der prätertiären Landoberfläche.

Als eine auffällige Eigenart der alten Landoberfläche ist schon des öfteren die Quellwanne erwähnt worden. Man kann diese Erscheinnng im Frankenwalde im Ursprungsgebiet fast aller Bäche beobachten. So möge hier z. B. erwähnt werden, daß die Eisenbahnlinie Wurzbach-Lobenstein im letzten Teil der Fahrt auf der Höhe der Rumpffläche durch mehrere Quellmuldengebiete führt. Weit weniger zahlreich, und dann selten in ihrer ursprünglichen Form, finden sie sich im Bereich des westlich gelegenen, eigentlichen Thüringerwaldes.

Charakteristisch ist die flache Wannen- oder Schüsselgestalt dieser Quellwannen, die in die Abtragungsfläche ohne jeden Geländeknick eingesenkt sind. Für gewöhnlich, wenn die Schüssel nicht bewaldet ist, sieht der Beobachter vom Rande aus eine weite, bis 2 km breite und sehr flache Talaue vor sich, ein sumpfiges Quellbecken, das von zahllosen feinen Wasseradern durchflossen wird. Talaufwärts sich halbkreisförmig heraushebend hat die Quellwanne nie einen scharfen Abschluß, ja eine solche Abriegelung der Quellwanne ist überhaupt nie vorhanden gewesen. Wenn

das Auge oftmals wegen der geringen Höhenunterschiede und des sogleich zur Sprache kommenden, immer schärfer sich hervorhebenden neuen Landschaftselements des jugendlichen Erosionstals des Baches unwillkürlich einen unteren Abschluß der Quellwanne zu sehen vermeint, so ist dies doch nur eine Selbsttäuschung. Vielmehr lassen sich die deutlichen Spuren der Fortsetzung der Quellwanne noch sehr weit talabwärts hinein in das jugendliche Erosionsgebiet des heutigen Tales verfolgen.

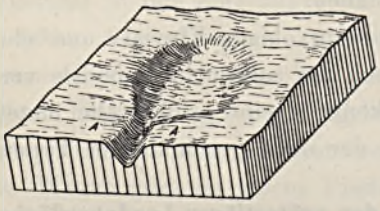


Abb. 2.

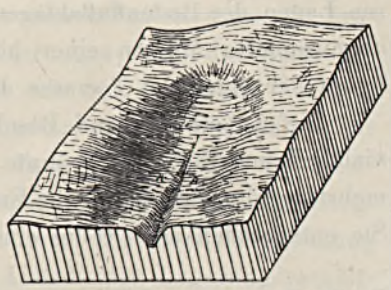


Abb. 3.

Irgendwo im Boden der Quellwanne beginnt, zuerst unscheinbar, dann aber schnell scharf ohne Übergang in die Quellwanne einschneidend, das junge Erosionstal, das die heutige Sammelrinne aller Wasserfäden und Quellen der oberen Quellwanne als Bach vereinigt. Dieses jugendliche Erosionstal ist ein vollkommen fremdes neues Landschaftselement in der greisenhaften alten Quellwanne und trägt im Gegensatz zu dieser einen V-förmigen Querschnitt. Am auffälligsten ist dieser morphologische Gegensatz vom Boden der Quellwanne aus zu beobachten. Wie erwähnt, geht die Schüssel nicht unmittelbar in den Stiel, d. h. in das Erosionstal über, also wie es etwa Abb. 2 schematisch durch Blockdiagramm darstellt, sondern Quellwanne und Erosionstal sind morphologisch wie genetisch zwei völlig getrennte Elemente (Abb. 3). Der wesentliche Unterschied besteht in der Lage der Schultern A des Erosionstals, die nicht in der Höhe der Rumpffläche, sondern höchstens in der Höhe des Wannenbodens liegen. Die Wanne ist also bachabwärts immer offen.

Die Erscheinungsweise und der geologische Aufbau der Quellwannen ist für die Ermittlung ihrer Entstehung von grundlegender Bedeutung. Die Wannengebiete sind meist sumpfige Wiesen- oder Weideflächen, die hie und da von Nadelholzanpflanzungen unterbrochen werden. Im letzteren Falle wird die Übersichtlichkeit der Geländeformen naturgemäß stark beeinflußt. Ackerbau findet sich nur ausnahmsweise, nur in unmittelbarer Nähe einer Ortschaft, die darauf angewiesen ist, ihre Umgebung auch unter ungünstigen Verhältnissen urbar zu machen. Ein derartiges Beispiel bietet Neundorf bei Lobenstein. Der stark tonige und lehmige Boden der Quellmulden verursacht die Bildung einer sauren Humusdecke und die Unfruchtbarkeit für Kulturgewächse.

Der geologische Aufbau der Quellwannen ist im einzelnen verschieden, ein allgemein gültiges geologisches Profil läßt sich kaum aufstellen. Im allgemeinen befindet sich in den obersten Schichten eine in der Mächtigkeit sehr wechselnde hellgraue, etwas steinhaltige Tonschicht (0,2—1 m im Durchschnitt), die von einer verlagerten eluvialähnlichen mit Steinen und Blöcken erfüllten lehmigen Masse unterlagert wird. Es handelt sich hier wieder um Ablagerungen von Kriech- und Schlämmaterial. Eine weitere sehr auffällige Erscheinung ist die Ansammlung von Blockmassen in den Quellwannen. Sie liegen entweder einzeln oder ordnen sich zu deutlichen Zügen und Strömen an. Eine Blockbildung ist naturgemäß dort begünstigt, wo hartes mit weichem Gestein sehr häufig auf kurze Entfernung hin wechselt. Meist handelt es sich im Gebiete des ostthüringischen Hauptsattels und der Hauptquermulde um Diabas- und Paläopikritblöcke, zu denen noch Gangquarzblöcke aus den altpaläozoischen Sedimenten sich gesellen können. Außerhalb dieses Gebietes finden sich je nach den anstehenden Sedimentgesteinen Quarz- oder Grauwackenblöcke, oder sonstige Vertreter besonders harter Schichtenglieder.

Leider sind die Blöcke im Lobensteiner Gebiet stellenweise durch Menschenhand vor vielen Jahrzehnten schon zu Besitzgrenzwällen aufgehäuft, um ungehinderte Wiesenkultur zu ermöglichen. Nur hie und dort liegen besonders schwere Blöcke noch

an ihrer alten Stelle. In der Nähe der Ortschaften dienen sie außerdem noch als Baumaterial für Häuserfundamente. Fast unangetastet liegen dagegen die Quarz- und Diabasblockmassen in den Mulden vieler Gebiete östlich und südöstlich Schleiz.

Besonders im unteren Teil der Quellwannen häufen sich die Blockmassen gerne an, oder sie liegen in Reihen geordnet in der Muldenachse, wie das besonders schön an den zahlreichen Quellwannen auf Blatt Ruhla zu beobachten ist. Soweit Untersuchungen möglich waren, haben diese gezeigt, daß Blöcke in den oberen Hangpartien der Quellwannen auch in dem tieferen Verwitterungsboden liegen, während in den zentraleren Teilen der Mulden Blöcke meist nur an der Oberfläche beobachtet worden sind, und zwar so, daß sie in den obersten Tonschichten ruhen und nur je nach ihrer Größe mehr oder weniger aus der Wiesendecke herausragen.

Der geologische Aufbau der Quellwannen läßt sich demnach als umgelagerte Verwitterungsansammlungen auffassen, die von den umgebenden Talhängen als Gekriech und zum Teil als Schlämmaterial sich in der Talmulde angesammelt haben, zugleich mit zahlreichen Wanderblöcken, die ebenfalls von den angrenzenden Berggehängen allmählich gesondert zu Tale gewandert sind. Die Erscheinung des »Kriechens« der Verwitterungsmassen und der Felsblöcke wird im folgenden Abschnitt eingehender dargelegt.

Was die Entstehung der Quellwanne anbelangt, so kann man nur mit E. Philippis Ansicht völlig übereinstimmen, der sie als Rest eines alten Talanfangs seiner präoligocänen Landoberfläche vermutet.

Einmal ist die Form der Quellwannen nach W. M. Davis durchaus eine greisenhafte Erscheinung, und dann deckt sich vor allem auch geologisch die Art der Ablagerungen durchaus mit denen der Hochfläche. Auch hier findet sich wieder die mächtige, z. T. verlagerte Verwitterungsdecke, und auch hier hat eine Anreicherung der unlöslichen Bestandteile stattgefunden. Die stellenweisen Anreicherungen von Eisen- und Manganerzen, die früher zu zahlreichen Schürfen und Bergbauen Veranlassung gegeben

haben, gehören auch hierher. F. Beyschlag [1]) hat gerade diese oberflächlichen und in vorhandene Klüfte aller Art angereicherten Erzmassen als typische Bildungen der präoligocänen Landoberfläche E. Philippi's erkannt. Alle Kriterien der Rumpffläche lassen sich also ebenfalls an den Quellwannen beobachten. Es ist ja auch durchaus erklärlich, daß in einem Gebiet wie im Frankenwald mit seiner heute noch auf weiten Flächen erhaltenen prätertiären Landoberfläche Reste der Urtäler erhalten sein müssen; liegen doch zumal die Quellwannen vollkommen im Gebiete der genannten Landoberfläche, während unterhalb des Niveaus derselben nirgends typische Quellwannen beobachtet wurden.

Die schematische Abb. 3 gibt eine ideale Quellwanne wieder mit jugendlicher Erosionsrinne. Derartig gestaltete Typen (s. Abb. 4 u. 5) sind naturgemäß heute nur noch selten zu finden. So

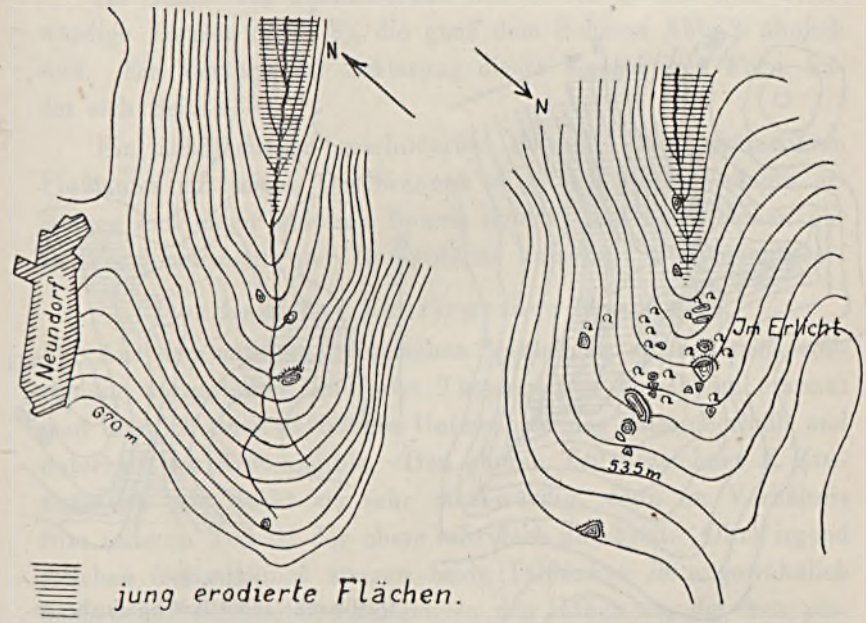


Abb. 4. Rabisgrund bei Neundorf. 1 : 25000, Höhenschichtenabstand 5 m.

Abb. 5. Quellwanne bei Gräfenwarth. 1 : 25000, Höhenschichtenabstand 5 m.

[1]) s. (6).

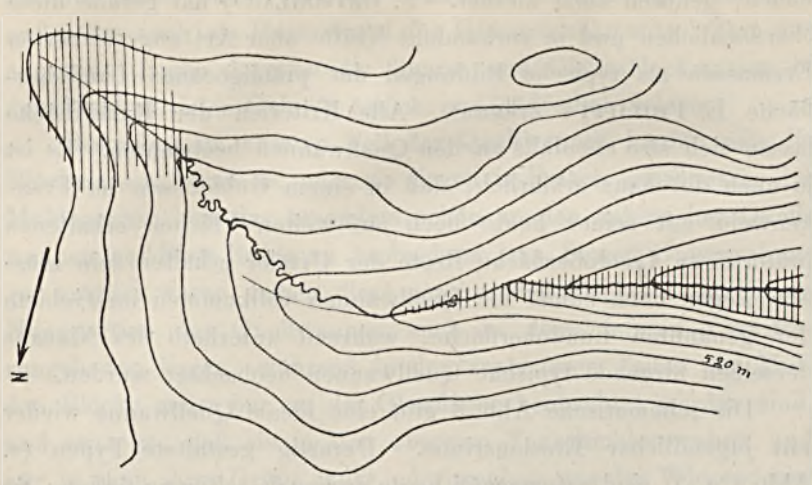


Abb. 6. Der Fortunagrund bei Saaldorf. 1 : 25000, Höhenschichtenabstand 10 m.

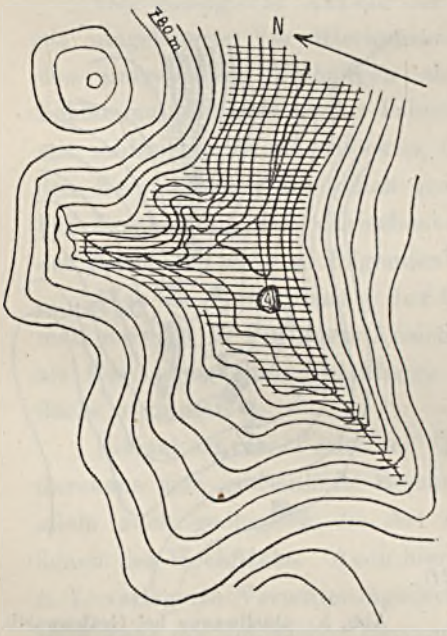


Abb. 7. Reicheltal östlich Neustadt a. R.
1 : 25000, Höhenschichtenabstand 10 m.

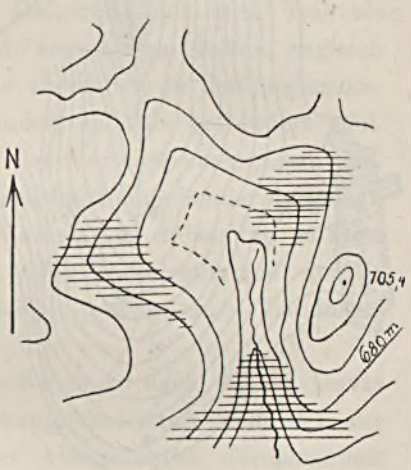


Abb. 8.
Quellwanne südöstlich Spechtsbrunn.
1 : 25000, Höhenschichtenabstand 10 m.

sind z. B. die Quellwannen bei Neundorf (Abb. 4) und Gräfenwarth (Abb. 5) noch unverletzte Formen. Der schraffierte Teil ist das Gebiet des jugendlichen Erosionstals. Der Übergang zur präoligocänen Quellwanne wird durch einen mehr oder weniger scharfen Knick, durch eine Art Talkante, kenntlich gemacht. Auch wenn dieser Knick sehr auffällig ist, kommt er in den Meßtischblättern leider nie zum Ausdruck.

Wie schon früher erwähnt, ist der Neundorfer Talschluß die einzige Quellwanne, die umfangreich beackert wird.

Eine wieder auflebende Erosion kann die ausgereifte Form verschieden beeinflussen. Entweder erodiert der Bach allein in der alten Richtung zurück, was aber selten ist (Abb. 6), oder es entwickelt sich eine zweiarmige Gabel oder ein mehrarmiges Netz (Abb. 7).

Im Gebiet von Spechtsbrunn und östlich fanden sich merkwürdige Formen (Abb. 8), die ganz dem Schema Abb. 2 ähnlich sind. Ein Versuch zur Erklärung dieser eigenartigen Form findet sich Seite 439.

Ein ausführlicher geschildertes Beispiel eines prätertiären Flußlaufes mit seinen Quellwannen möge das bisher Gesagte erläutern und einen weiteren Beweis liefern, daß die Wannen nur als Formenelemente der Rumpffläche aufgefaßt werden müssen.

Der Lauf der Thüringschen Moschwitz.

Aus dem auf dem geologischen Spezialblatt »Lobenstein« vollständig dargestellten Lauf der Thüringschen Moschwitz erkennt man deutlich einen auffälligen Unterschied des Tales oberhalb und unterhalb der Krötenmühle. Den oberen Teil bezeichnet E. Zimmermann mit Recht als sehr merkwürdig, denn im Verhältnis zum unteren Teil ist der obere sehr flach und breit. Ohne irgend welchen Geländeknick steigen beide Talflanken in ungewöhnlich flachen und ruhigen Böschungen zu den Höhen an, die oben plateauartig gestaltet sind und Fortsetzungen der auf den Nachbarblättern schon erkannten, zur prätertiären Landoberfläche gehörigen Teile darstellen.

Der obere, etwa 5 km lange Talzug hat außer zwei Nebentälern die beiden Quelltäler, das der eigentlichen Thüringschen Moschwitz und das des Hohlebrunnenbaches. Alle diese Talverzweigungen stimmen in ihrer Erscheinungsweise vollkommen mit dem Haupttal überein und verschmelzen ohne jede morphologische Eigentümlichkeit mit demselben. Die Quell- und Nebentäler bilden also mit dem Haupttal ein harmonisches Ganzes. Die obersten Teile der Talverzweigungen, die Talschlüsse, sind typische Quellwannen, die alle die vorher geschilderten Eigentümlichkeiten besitzen. Leider verhindert die teilweise Bewaldung eine allgemeine Übersicht. An vielen Stellen sind Wanderblöcke aufgelesen und aufgeschichtet.

Auch die Fortsetzungen der Quellwannen und das Haupttal bis zur Krötenmühle besitzen dieselben Eigenarten der Quellwannen. Auch hier ziehen Blöcke von den Hängen herab und begleiten den Bach auf der Sohle.

Der anstehende Untergrund des ganzen Systems besteht aus mächtigen Diabasmassen mit untergeordneten Zwischenlagern von devonischen Schiefern. Bemerkenswert ist nun, daß die Oberflächengestaltung unabhängig vom Gesteinscharakter ist. Morphologisch läßt sich keine geologische Grenze feststellen. Schon dieser Umstand allein spricht für eine »greisenhafte« Landschaftsform, wie sie in der Einführung als besonders typisch für Abtragungsflächen, hier speziell für die prätertiäre Landoberfläche des Thüringer Gebirges beschrieben wurde.

Der ziemlich wasserreiche Bach bildet zahlreiche spitzwinklige, kurze Mäander und hat nur im allerengsten Bachbezirk eine schwache jüngere Erosion entfalten können. Kurz vor der Krötenmühle ändert sich jedoch das Bild vollständig. Das Tal engt sich stark ein, das Gefälle des jetzt sehr mäanderarmen Baches wird größer, der Bach durchströmt erst ein großes Blockmeer und dann den zweiten Teil des Tales, das ein normales Erosionstal darstellt.

Unmittelbar unterhalb der Einengung befindet sich eine malerische Gruppe hoher und schroffer Felsklippen, die ihre Ent-

stehung einem besonders widerstandsfähigen, strahlig ausgebildeten Diabas und dem zähen Paläopikrit verdanken. Letzterer bildet als schmal ausstreichender Streifen die Basis der dortigen Diabasdecken, und die Moschwitz setzt nun ihren Lauf in silurischen und cambrischen Sedimenten fort. Im Übergangsgebiet Silur-Devon sind die Gesteinsschichten seiger gestellt, und sie streichen daher als mehr oder weniger schmale Bänder, die quer über die Moschwitz hinwegsetzen, zu Tage aus. Der plötzliche Wechsel von Diabasen zum Schiefer steht im völligen Gegensatze zu der oben erwähnten ausgeglichenen Oberfläche und bildet gleichzeitig die Grenze der genannten beiden Talformen der Moschwitz, die von hier an bis zur Saale in einem jungen Erosionstale fließt. Der Übergang wird aber weiter noch durch ein mächtiges Blockmeer gekennzeichnet, das sich vom Fuße der Felsen fächerartig etwa 200 m weit ausbreitet, und von E. Zimmermann mit Recht als ein glazialähnliches bezeichnet wird. Diabas- und Pikritblöcke liegen hier wild durcheinandergewürfelt und zum Teil übereinander. Sie besitzen infolge Anwitterung eine schwache Kantenrundung und lassen keine bestimmte Lagerungsrichtung zum Untergrunde erkennen. Der größte Teil der Blöcke stammt aus den nebenan und wenig oberhalb anstehenden Felsen.

Die Entstehung dieses Blockmeeres ist ganz offenbar aus der direkten Erosionswirkung zu erklären. Durch die verhältnismäßig rasche Tieferlegung der zunächstliegenden Erosionsbasis, hier der Saale, fand das Rückschreiten der verstärkten Erosion der Moschwitz einen bedeutenden Widerstand an dem Pikritzuge, so daß die Wasser sich nur ein enges Bett geschaffen haben mögen. Die dadurch hervorgerufene Ungleichheit des Gefälles und das mächtige Wasserfassungsvermögen des flachen Oberlaufes mag während Perioden starken Niederschlages Bedingungen geschaffen haben, die ein gewaltsames Niederbrechen der Mauer und somit eine deltaartige Verstreuung der durch Zerklüftung geformten Einzelblöcke ermöglichten. Die Lage der Blöcke zueinander und zum Untergrund, sowie die geringe Abrundung der Kanten machen eine derartige Entstehungsmöglichkeit des Blockmeeres

durchaus verständlich. Schon im unteren Teile des Blockdeltas weitet sich das Tal durch die Einmündung eines von Süden kommenden Nebentales derart, daß bei einigermaßen ausgeglichenen Gefällsverhältnissen der untere Teil des Blockmeeres der direkten Stoßwirkung des Wassers nicht mehr ausgesetzt war, so daß diese Blöcke, ebenso wie die aller Quellwannen, unter besonderen Verhältnissen selbständig wandern konnten. Man erkennt deutlich, daß sich einzelne Gruppen losgelöst haben, denen einzelne Blöcke voranwandern. Zum Teil tief im heutigen Wiesenboden versteckt, läßt sich ein Zug von weit auseinanderliegenden Blöcken auf einer Strecke von etwa 750 m verfolgen. Am Ende dieser Strecke schließt sich wieder ein, wenn auch viel kleineres Blockmeer an. Die Mehrzahl der Blöcke ist dem Gefälle nach gut ausgerichtet (s. hierüber S. 429).

Die Entstehung dieser Blockanhäufung dürfte wohl einem älteren und kleineren Durchbruche, also auch einer früheren Periode größeren Niederschlags zuzuschreiben sein. Die Entfernung bis zum größeren, noch bei der Krötenmühle lagernden Blockmeere entspricht der Zeit, in der das erste Blockmeer bis zur heutigen Lage wandern konnte. Die dazwischenliegenden Blöcke sind teils Nachzügler des ersten, teils Vorposten des zweiten Blockmeeres.

Eine aufmerksame Begehung des Mittel- und Unterlaufes zeigt nun nicht überall die für das Erosionstal so typische V-Gestalt, so z. B. der Nordhang gegenüber dem kleinen Blockmeere. Sehr auffällig findet sich dort eine terrassenförmige Fläche, die sogenannte »Hölle«, mit scharfem Knick zum Erosionstal. Am gegenüberliegenden Hange ist eine derartig große Fläche nicht mehr festzustellen. Da sich von hier an bis zur Mündung in die Saale auf beiden Hängen mehrere derartige Flächen fanden, wurden diese der Lage und Höhe nach bestimmt. Eine Verbindungslinie aller dieser Punkte ergibt eine völlig ausgeglichene Gefällskurve, deren obere Fortsetzung zwanglos in den Oberlauf der Moschwitz übergeht. Zum Überfluß wurden nach eifrigem Suchen auf der Stufe beim kleinen Blockmeere zwei flachelliptische, gut

gerundete Diabasschotterstücke gefunden. Da diese aus richtungslos feinkörnigem Diabas bestehen, können sie nur aus dem Moschwitzlauf oberhalb der Krötenmühle herrühren. Mit dem Diabas aus jenem Gebiet stimmt das Schottermaterial vollkommen überein. Die erwähnten Talstufen gehen im Querprofil nach oben ohne jeden Knick allmählich zur alten Landoberfläche über. Hieraus ergibt sich nun einwandfrei, daß die terrassenähnlichen Talstufen mit dem Oberlauf der Moschwitz einschließlich aller zugehörigen Quellmulden zu einem System gehören, nämlich zu dem der prätertiären Landoberfläche. Durch Konstruktion der Gefällskurve findet sich nun auch ohne weiteres ein Wert für die Höhenlage der prätertiären Saale im Mündungsgebiet der Thüringschen Moschwitz, resp. der Selbitz (hierüber s. Abschnitt 4B).

Weiter ergibt sich, daß sämtliche Quellwannen nur Reste der prätertiären Täler und zwar deren Talschlüsse darstellen. Die wiederholt neu einsetzende kräftige Erosion im jüngeren Tertiär und im Diluvium vermochte nicht, diese Zeugen der alten Landoberfläche auf dem breiten Rücken des Frankenwaldes zu verwischen. Besonders hindernd hierbei war sicher die zusammenhängende Moosdecke der Quellwannen. Von der Zeit an, als sich eine derartige zusammenhängende Vegetationsdecke überhaupt bilden konnte — das war beim Erlahmen der Bodenfließerscheinungen der Fall —, begannen die Moose als Regulatoren zwischen Wasseraufnahme und -abgabe zu funktionieren, was natürlich eine Hintanhaltung der Erosion zur Folge haben mußte.

Der Gemäßgrund bei Schlegel (s. Abb. 9) ist eine der größten und dabei eine besonders übersichtliche Quellwanne. Ringsum von hohen Bergen eingeschlossen, erweckt die Wanne mit ihrer flachen Schüsselgestalt einen recht eigenartigen Eindruck. Der weite Wiesenboden wird nur von wenigen kleinen Baumbeständen unterbrochen. Erst in den höheren, zu den Bergmassiven gehörenden Randteilen zieht sich ein geschlossener Wald empor, der dadurch noch deutlicher die Schüsselgestalt der Quellwanne heraustreten läßt. Der Wiesengrund ist teils sehr flach und ruhig, nur mit Blöcken bestreut, oder an sumpfigen Stellen sehr un-

ruhig. Zahlreiche kleine, etwa $^1/_2$ m hohe Ameisenhaufen, mit *Calluna vulgaris* bewachsen, dann größere uhrglasähnlich gewölbte oder stark kuppige bis 2 m hohe Quellmoore mit Sphagnen beleben hier den Landschaftscharakter des Wiesenbodens. E. Zimmermann gibt in seinen Erläuterungen zu Blatt Lobenstein ein ausführliches Verzeichnis aller auf dem Wiesengrunde der Quellwanne vorkommenden wichtigen Pflanzen. Er sagt zu seinem Verzeichnis: »Diese Flora ist nach Potonié eine Zwischenmoorflora mit starker Hinneigung zur Hochmoorflora und zeigt Nährstoffarmut des Wassers jener Quellen an, denen unsere »Quellmoorhügel« ihre Entstehung verdanken.«

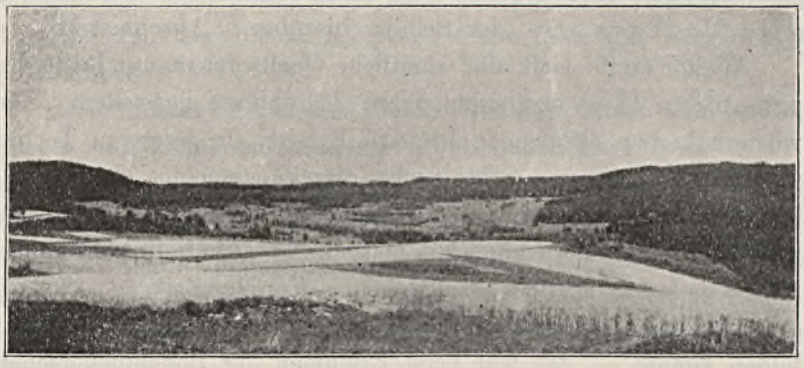


Abb. 9. Gemäßgrund bei Schlegel. Im Vordergrund die anstoßende Rumpffläche.

Vom Gemäßgrund konnte der Verfasser, eine günstige Gelegenheit benutzend, eine stereophotogrammetrische Aufnahme mit den von der Firma Carl Zeiss-Jena liebenswürdigerweise durch Dipl.-Ing. Dr H. Lüscher geliehenen Instrumenten[1]) machen (s. Tafel 21 u. 22), um einmal ein praktisches Beispiel für die Leistungs- und Anwendungsmöglichkeit dieser Methode auf dem Gebiete der Geologie zu liefern, und andererseits ein genaues Formbild einer Quellwanne zu geben. Im Untersuchungsgebiet finden sich allerdings bessere Quellwannen, die als »Typen« gelten könnten, als

[1]) Dem Verfasser war die Handhabung und praktische Anwendung der Instrumente durch mehrjährige Praxis, auch besonders während des Krieges, geläufig.

gerade der Gemäßgrund. Leider aber erlaubte es die Zeit nicht, einen derartigen Typus aufzunehmen, da die Instrumente, die im Saaletal gebraucht wurden, nur für 2 Tage zur Verfügung gestellt werden konnten[1]).

Das Urtal der Thüringschen Moschwitz ist durch seine Ausdehnung und durch seine übersichtliche und klare Entwicklung und besonders durch den scharfen Gegensatz von Urtal und jugendlicher Erosion sicher eines der besten Beispiele des Untersuchungsgebietes. Etwas nördlich erstreckt sich bei Neundorf der Langwasser Grund, der durch die Talkanten an seiner rechten Seite ähnlich wie das Tal der Thüringschen Moschwitz entwickelt ist. Östlich der Saale finden sich in den weiten Flächen von Mühltroff, Tanna, Gefell, Münchenreuth usw., dann nördlich Schleiz im Plateau von Knau zahllose derartige Talreste, ja ganze Talzüge, die nur wenig jugendliche Erosionsformen aufweisen. In sehr vielen dieser Mulden kann man noch die Blockanhäufungen in ihrer natürlichen Lagerung beobachten. Durch die meist dichte Bewaldung fehlt aber vielen von diesen die klare Übersicht.

Die flächenhafte Verbreitung der noch erhaltenen Quellwannen, bezw. deren Reste, schließt im Westen ungefähr mit der Linie Saalfeld-Gräfenthal. Weiter bis zum Westrande des Thüringer Schiefergebirges, also bis zu der von Amt Gehren nach SW gerichteten Linie sind sie spärlicher vertreten, und von hier ab finden sich Quellwannen mehr oder weniger gut erhalten nur auf dem Gebirgskamm in einem schmalen Streifen zu beiden Seiten des Rennsteigs, dabei aber z. B. in der Gegend Ruhla-Friedrich-

[1]) In diesen zwei Tagen hat der Verfasser mit nur einem Arbeiter eine Kleintriangulation zur gegenseitigen horizontalen und vertikalen Festlegung der Standpunkte und Kontrollpunkte für die Aufnahmen, ein Nivellement vom Krähenhügel bis zum Standpunkt I und die Aufnahmen selber von 3 Basen aus erledigt. Mit der Erlaubnis der Firma Carl Zeiss wertete er mit der freundlichen Unterstützung von Herrn Dr. Lüscher die Aufnahmen am Stereoautographen in Jena aus. Die Ausmessung geschah im Maßstabe 1 : 2000 mit Schichtlinien im Abstande von je 1 m in einem Tage. Vorauf ging die Rechenarbeit, die fast einen Tag beanspruchte. Größere Flächen lassen sich naturgemäß innerhalb kürzerer Zeiten aufnehmen, da dann Triangulations- und Rechenarbeiten relativ bedeutend geringer sind.

roda, auf die der Verfasser von Herrn Geheimrat E. Zimmermann aufmerksam gemacht wurde, in gut erhaltener Form. Die verschiedene Erhaltung ist lediglich eine Wirkung der Erosion und hängt weniger mit dem Gesteinsuntergrund zusammen, denn Quellwannen finden sich in jedem Gestein des Gebirges. Trotzdem scheint der Diabas und auch der Ruhlaer Granit und Gneis besser formerhaltend zu wirken als Porphyre und Schiefer. Die Abhängigkeit vom Gesteinsuntergrund läßt sich z. B. an dem Tal der Nahe oberhalb Schmiedefeld im Bereiche der Quellgebiete beobachten. Auch im Ruhlaer Granit, südlich der Stadt, an der Kammlinie zeigt die Glasbachswiese eine noch gut erhaltene Quellwanne. Nicht weit davon, 3 km östlich Steinbach, befindet sich der Talschluß des Thüringer Tales, eine in jeder Beziehung typische Quellwanne ohne Seitenerosion. Die eluvialähnliche Ausfüllung setzt sich dort bei der »Moltkebuche« aus einem Steinlehm mit Quarz, Granit und Gneisstücken zusammen. In der Muldenachse lagern in einer Reihe geordnet sehr zahlreiche große Wanderblöcke aus zelligem Quarz, die einem quer über den oberen Wannenteile durchsetzenden, heute morphologisch nicht mehr erkennbaren erzhaltigen Quarzgange entstammen. Die Blöcke bilden unzweifelhaft alttertiäre Elemente der alten Rumpffläche. Erst mehrere hundert Meter abwärts beginnt das scharf V-förmig eingeschnittene junge Erosionstal mit immer höher werdenden Steilwänden. An mehreren Stellen des Laufes ist auch noch die Urtalkante zu erkennen.

Weiter ist in ganz ausgezeichneter Weise im Diabaszuge der Höhen-(Hühn-)Berge westlich Tambach die Ebertswiese entwickelt. Diese Quellwanne gleicht in allen morphologischen und geologischen Eigenheiten auffallend den beschriebenen typischen Wannen des oberen Saalegebietes. Sie wirkt in ihrer schönen Erhaltung für den westlichen Thüringer Wald dadurch etwas fremdartig und auffallend.

3. Abschnitt.

Die formbildenden Kräfte bei der Entwicklung der Landoberfläche.

A. Vorgänge bei den Erdfließerscheinungen und ihre Mechanik.

Wie bereits erwähnt, hat erst seit neuerer Zeit das Erd- und Blockfließen die gebührende Beachtung gefunden. Im wesentlichen äußert sich diese Erscheinung in einem unter gewöhnlichen Umständen unmittelbar nicht zu beobachtenden, weil zu langsamen Herabkriechen der Erdmassen und der Gesteinsblöcke an flachen Abhängen von Bergrücken. Dieser Vorgang findet nicht nur an steilen Hängen, sondern auch, und zwar in viel auffälligerem Maße, an besonders flachen Böschungen statt, denn nur flache Böschungen erlauben eine einheitliche und gleichförmige Entwicklung eines Gekriechs auf weiten Flächen. So ist es nicht verwunderlich, daß gerade auf der alten Abtragungsfläche des Frankenwaldes mit ihren verhältnismäßig so geringen Höhenunterschieden diese geologische Erscheinung besonders stark verbreitet ist.

Um diese auch unter dem Namen Solifluktionserscheinungen bekannten Vorgänge im allgemeinen zu ermöglichen, sind mehrere physikalisch-chemische Bedingungen notwendig:

1. Das Vorhandensein einer sehr tiefgründigen Verwitterungsdecke, die während langer Zeiträume angehäuft worden ist. Sie liefert in der Hauptsache den Stoff für das Erdfließen. Eluvialböden als Charakteristika humider Klimagebiete sind also besonders zu Erdfließerscheinungen geeignet.

2. Die genügende Wasseraufnahmefähigkeit des Verwitterungsmaterials, also eine geeignete physikalische Beschaffenheit, um eine möglichst gleichmäßige Durchfeuchtung herbeizuführen, die die gegenseitige Reibung der Stoffteilchen möglichst herabmindert. Den hier in Frage kommenden stark ton- und lehmhaltigen Gesteinen kommt durch ihr adsorptiv gebundenes Wasser eine hohe Quellbarkeit und somit eine hohe Fließfähigkeit zu.

3. Das Vorhandensein einer schiefen Ebene oder eines

gewissen Gefälles, dessen Neigungswinkel innerhalb gewisser Grenzen von geringem Einfluß auf die Art der Bewegung ist.

Eine Vegetationsbedeckung der Verwitterungsmassen, wie Waldbedeckung oder Wiese, ist stets mehr oder weniger hinderlich für die Fortbewegung der Massen. Diese erfolgt also besonders bei Kahlheit des Bodens und reduziert sich auf ein Mindestmaß mit dessen Besiedlung durch eine reiche Vegetation.

Sind diese Grundbedingungen vorhanden, dann tritt unter bestimmten Umständen

die Auslösung des Bewegungsvorganges

ein. Die äußeren Veranlassungen dazu sind:

1. Insolation. Die fortwährend von Tag zu Tag wechselnde, bald durch Sonnenbestrahlung hervorgerufene Erwärmung und Ausdehnung des Bodens, bald durch Beschattung und nächtliche Kühle bewirkte Abkühlung und Zusammenziehung desselben veranlassen im allgemeinen zunächst eine Lockerung des Bodens und weiterhin bei steilen Hängen einen Absturz der gelockerten Massen, bei flachen Gehängen eine Sackung talwärts durch Wirkung der Schwerkraft (s. Abb. 10).

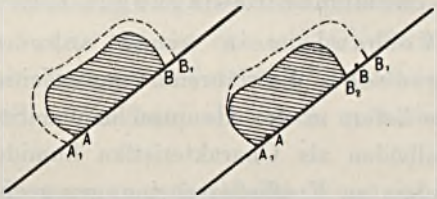


Abb. 10. Der Körper AB dehnt sich durch Insolation auf A_1B_1 aus; beim Abkühlen bleibt dem Schwergewicht zufolge das Ende des Körpers bei A_1 liegen, und er zieht sich von B_1 statt nach B bis B_2 zurück. Infolgedessen ist eine Wanderung des Körpers von A nach A_1 eingetreten.

2. Regelation. Im Vorfrühling und im Spätherbst vor Beginn des eigentlichen Winters finden sich stets zahlreiche Tage und Wochen, in denen während des Tages und besonders in der Spanne zwischen Tag und Nacht der Boden abwechselnd gefriert und wieder auftaut. Die mit dem Gefrieren verbundene Aus-

dehnung des Durchtränkungswassers und dadurch bedingte Hebung des Bodens und seiner beigemengten Steine und andererseits sein Zusammenfallen sowie das Verdunsten des Wassers bewirken zunächst wieder einmal eine Lockerung des Bodens. An noch so flachen Hängen tritt beim Auftauen nicht etwa ein Zurücksinken in die frühere Lage ein, sondern die gehobene Erde lockert sich noch weiter und sie sinkt zusammen mit den gehobenen Steinen nun in die Richtung der Schwerkraft zurück (Abb. 11). Damit tritt demnach bei jedem Gehänge ein wenn auch noch so geringes Wandern der Verwitterungsmassen talabwärts ein.

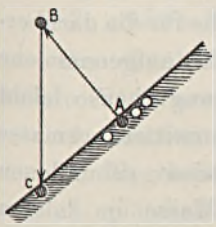


Abb. 11. Mechanik des Fortwanderns: Das Erdteilchen A friert hoch bis B und sinkt beim Auftauen bergab bis C; Erfolg ein scheinbares Wandern von A bis C.

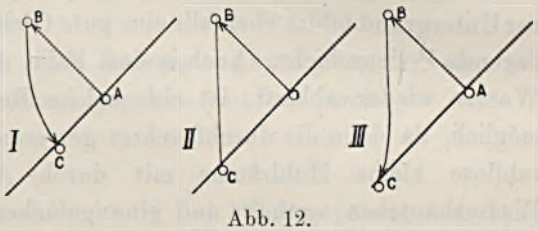


Abb. 12.

Eingehende, noch nicht veröffentlichte Untersuchungen durch Experiment ergaben die in Abb. 12 wiedergegebenen Fälle.

Bestimmend für die drei Spezialfälle ist der verschiedene Wassergehalt. Da bei inhomogen zusammengesetzten Böden alle drei Fälle mit den Übergängen auftreten, kommen Differenzen der Fließbewegung zustande. Ch. Davison (18) berichtet über eine ähnliche Bewegungsmöglichkeit. Soweit aus seiner kurzen Beschreibung hervorgeht, denkt er sich die Bewegung ähnlich Fall I (Abb. 12).

Das einzige mögliche Extrem liegt beim Neigungswinkel 0^0, bei einer völlig horizontalen Fläche. Es fällt hier C mit A zusammen, so daß nur ein rythmisches Pulsieren des Bodens möglich ist. Durch die Lockerung desselben vermag die zerstörend-sprengende Kraft des Frostes immer tiefere Zonen in Angriff zu nehmen. Wir haben also als Spezialfall ein reines Eluvium vor uns.

3. Die plötzliche Durchfeuchtung des Verwitterungsmaterials, die man auch mit »Durchsuppung« bezeichnen könnte und sich wohl mit der Bezeichnung »Flächenspülung« zum größten Teile deckt[1]). Durch Frühjahrsschmelzwässer, welche die wasseraufnahmefähigen Schuttmassen durchsickern, wird der Verwitterungsschutt in seiner wechselnden, bald durchlässigen, bald schwerdurchlässigen tonigen Beschaffenheit ganz mit Wasser erfüllt und dadurch ein homogenes Ganzes gebildet, das auf günstiger Unterlage, z. B. auf einer undurchlässigen fetten Tonschicht, die durch starke Wasseraufnahme aufquillt und als ausgezeichnete Gleitfläche dient, zu Verlagerungen und Fortbewegungen neigt[2]). Ein noch gefrorener Untergrund bildet ebenfalls eine gute Gleitfläche für die darüberliegende Bodenschicht. Auch in dem Falle, daß das aufgenommene Wasser wieder abläuft, ist eine solche Bewegung ebenso leicht möglich, da dann die durchfeuchtet gewesene Verwitterungsmasse zahllose kleine Hohlräume mit durch Adhäsion gebundenen Wasserhäutchen enthält und eine gelockerte Masse im labilen Gleichgewicht darstellt[3]). Jede äußere Erschütterung löst bald mehr, bald minder großes Abgleiten aus. An Steilhängen werden auf diese Weise Erdstürze und Bergschlipfe hervorgerufen. An ganz flachen Hängen, z. B. in Talwannen, sind die Folgeerscheinungen der starken Durchtränkung des Verwitterungsbodens an der Oberfläche nicht unmittelbar zu beobachten; es ist aber unzweifelhaft, daß die stärkeren Anhäufungen der stein- und blockarmen Verwitterungsmassen an der Grundfläche der Quellwannen usw. auf ein langsames Hinabgleiten dieser durchfeuchteten Massen auf den flachen Hängen talabwärts durch die Wirkungen der Schwerkraft hervorgerufen werden.

4. Auslösungen durch die Oberflächentätigkeit von Tieren und Pflanzen. Kleinere örtliche Auslösungen von Bodenteilchen werden, in ihrer Gesamtwirkung nicht zu unterschätzen,

---

[1]) s. S. Passarge (59)

[2]) Den Vorgang bei der Entstehung und Bewegung derartiger Rutschungen berichtet G. Götzinger, (22), besonders S. 24.

[3]) Eine ähnliche Erscheinung findet sich beim Triebsand, s. (30).

aber immerhin in bescheidenerem Maße, durch das Wachstum der Pflanzen und durch die Tätigkeit der grabenden Tiere hervorgerufen.

Betrachtet man im Zusammenhange die geschilderten Vorgänge bei den Erdfließerscheinungen, dann muß man zunächst feststellen, daß der eigentliche bewegende Faktor aller dieser Erscheinungen die Schwerkraft ist.

Um überhaupt Bewegungen zu ermöglichen, müssen in erster Linie eine Reihe vorwaltend physikalischer, weniger chemischer Vorbedingungen erfüllt sein:

1. starke Verwitterungsdecke,
2. genügende Wasseraufnahmefähigkeit derselben,
3. schiefe Ebene.

Die Auslösung des Bewegungsvorganges, also die äußere Veranlassung, kann gegeben werden durch:

1. Insolation,
2. Regelation,
3. plötzliche Durchfeuchtung (= Flächenspülung zum Teil),
4. Oberflächentätigkeit von Pflanzen und Tieren.

Die Schwerkraft ist immer vorhanden. Gefordert müssen aber werden die drei physikalisch-chemischen Vorbedingungen, und nur eine von den vier Auslösungsfaktoren kann dann schon die Bewegung verlassen.

B. Über Blockverwitterung und über die Anhäufung und das Wandern von Blockmassen.

Überall, wo anstehendes Gestein den mannigfaltigen an der Erdoberfläche herrschenden Zerstörungskräften ausgesetzt ist, entstehen je nach der physikalischen Beschaffenheit des Gesteins und je nach der Art der Tätigkeit der Zerstörungsfaktoren ganz verschiedene Verwitterungsprodukte.

In der genetischen Reihe derselben kann man, rein physisch betrachtet, eine Art Konvergenz sehr verschiedenartiger Anfangsglieder (die verschiedenen unverwitterten Gesteinsarten) zu nur zwei Endprodukten, zum homogenen Sand oder Ton allein, oder in bestimmt gemischten Verhältnissen zueinander, beobachten.

Die Entwicklung braucht aber nicht immer bis zu diesem Endziel zu gelangen, sondern sie kann, wie das weiter unten gezeigt werden soll, bestimmte Entwicklungsstadien herausgreifen und sie ständig unverändert beibehalten.

Wirkt die Verwitterung im allgemeinen auf ein ungestörtes Gestein mit gleichmäßig verteilten und annähernd gleichgroßen Gemengteilen (also besonders Eruptivgesteine), so wird die Zerstörung gleichmäßig fortschreiten. Zu gleichen Zeiten — in gleichen Verwitterungsstadien — enstehen homogene Verwitterungsböden, d. h. rein erdige Produkte, die je nach der Zusammensetzung und der verschiedenen primären Widerstandsfähigkeit entweder aus Sand oder Ton allein oder aus einer Mischung beider Stoffe bestehen.

Schreitet die Verwitterung nicht gleichmäßig in parallelen Zonen in die Tiefe fort, sondern unregelmäßig, sowohl von oben als auch seitlich von Klüften und Spalten aus, dann entsteht während eines Entwicklungsstadiums der inhomogene Boden, d. h. in einer gerüstähnlich angeordneten homogenen Verwitterungsmasse lagern noch unverwitterte Blöcke. Entweder kann nun die Verwitterung konzentrisch weiter arbeiten und als Endprodukt wieder ein rein homogener Boden entstehen, oder es kann durch Eingreifen besonderer äusserer Umstände die Entwicklung gestört werden, indem die Blöcke aus ihrem ursprünglichen Verwitterungsverbande aktiv oder passiv sich lösen.

Die passive Isolierung ist wohl der gewöhnliche Fall, indem z. B. das in sich homogene Zwischenmittel durch Wasser oder Wind bis zu einer gewissen Tiefe weggeführt wird und die Blöcke als Blockmeer freigelegt werden. Größe und Form der Blöcke ist vom ursprünglichen räumlichen Verlauf des Spaltensystems, durch tektonische oder Kontraktionsklüfte mehr oder weniger vorherbestimmt.

Nur unter besonderen Verhältnissen dürfte dagegen eine aktive Isolierung der Blöcke aus dem Verwitterungsverbande eintreten. Hierunter soll ein selbsttätiges Herauswandern der Blöcke aus ihrer primären Lagerung, eine Art Detritussortierung verstanden sein und weiter unten ausführlich erörtert werden.

Sind die Blöcke einmal aus ihrem Verbande durch aktive oder passive Isolierung gelöst, dann hört die Weiterzersetzung fast gänzlich auf. Wenigstens kann dies an Blöcken von Graniten, Diabasen, Pikriten, Grauwacken, Konglomeraten und Quarziten beobachtet werden, die seit prätertiärer Zeit der freien Atmosphäre ausgesetzt sind. Die Atmosphärilien schaffen eine äußerst dünne Oberflächenhaut, die ein tieferes Eindringen der Zerstörungskräfte äußerst verlangsamt. Eine völlige Zersetzung kann nur bei den Gesteinen stattfinden, die dauernd in ihren eigenen Zersetzungsprodukten gebettet liegen, die also dauernd der Bergfeuchtigkeit mit ihren Lösungsagentien ausgesetzt sind.

Diese Erkenntnis ermöglicht unter Zuhilfenahme anderer Beobachtungen eine Deutung der Herkunft und des relativen Alters der Blöcke und somit der Blockmeere.

So lassen sich auf der prätertiären Abtragungsfläche des Untersuchungsgebietes gut zwei zeitlich und auch entstehungsgeschichtlich verschiedene Blockarten erkennen. Einmal finden sich solche, die schon mindestens seit dem Tertiär auf der Rumpffläche als Residuen lagen, so die Mehrzahl aller Blöcke in den Quellwannen, und sodann solche, die später bei der Zertalung der Rumpfhochfläche sich auf verschiedene Art und Weise bildeten. Die erstgenannten finden sich fast ausschließlich auf den heute erhaltenen Resten der alten Landoberfläche und haben eine ganz charakteristisch abgerundete Form, so daß von gerundeten Kanten und Ecken nicht mehr die Rede sein kann. Es hält z. B. außerordentlich schwer, von diesen Blöcken mit dem Hammer eine Gesteinsprobe abzuschlagen, da nur stumpfwinklige Kanten und Ecken vorhanden sind.

Die zweite Art findet sich (neben wenigen, wohl verschwemmten Blöcken der ersten Art) nur in den jugendlichen Talformen und ist also postoligocänen Alters. Ihre Gestalt unterscheidet sich auffällig bei sonst gleichem Material von der der Blöcke der Rumpffläche. Die einzelnen Blöcke haben noch ziemlich scharfzulaufende, wenn auch gerundete Kanten; zahlreiche Flächen schneiden sich unter spitzen Winkeln, sodaß bei flachen Blöcken

vielfach Scherbenformen auftreten. Im allgemeinen erhält man den Eindruck, daß diese Blöcke Reste von gewaltsam zertrümmerten Felspartien sind. Hierher gehört unter anderem die Hauptmasse der Blockmeere an der Krötenmühle und die mächtigen Blockhalden am steilen Nordhang der Wettera in der Nähe der Einmündung in die Saale. Da diese nach Süden gekehrten und so den stärksten Temperaturdifferenzen ausgesetzten Halden bis fast auf die heutige Talsohle herabziehen und die einzelnen Blöcke unregelmäßige Gestalt mit meist spitzwinkligen Kanten haben, ist vielleicht die Annahme von R. Hundt[1]) zutreffend, daß sie zur periglazialen Facies der Verwitterung im Sinne Lozinskis gehören.

Der angegebene Unterschied der beiden Blocktypen soll aber nicht als eine strenge Regel gelten und keine Allgemeingültigkeit besitzen. Nur auf dem Thüringer Gebirge hat eine eingehende Untersuchung zu dem obigen Resultat geführt.

Im Teil A dieses Abschnittes wurden die Ursachen und die Umstände für das Wandern homogener Erdmassen ausführlich erörtert. Ganz anders liegen die Verhältnisse bei den inhomogenen Böden. Als solche sind besonders die schon früher geschilderten verschiedenen Ausbildungsformen der Eluvialböden und deren Verlagerungen aufzufassen. Mindestens schon seit dem älteren Tertiär haben sich diese anstehend oder durch Umlagerung der Schuttmassen ganz allgemein gebildet. Der Transport ging von den Höhen zu den Senken. Die Höhen wurden entblößt und immer neuer Felsuntergrund wurde der Verwitterung preisgegeben. Die Senken füllten sich immer mehr, und die notwendige Folge war eine blocklehmartige Ansammlung von inhomogenem Verwitterungsmaterial. Das homogene Feinmaterial der unmittelbaren Oberfläche wandert mehr oder weniger unabhängig von Geröllen und Blöcken unter den schon geschilderten Bedingungen. Die Bewegung des Blockmaterials ist dagegen je nach der Auslösung der Bewegung durch Durchtränkung oder durch Regelation eine ganz verschiedene.

[1]) s (38).

Unter normalen Durchfeuchtungsverhältnissen und bei flachen Böschungswinkeln wandern die Blöcke durch ihre Schwere relativ langsamer als das umgebende Erdreich. Ist die Durchfeuchtung stärker, dann wird je nach Form und Schwere des Blockes die Bewegung desselben schräg nach unten gerichtet sein. Der Block sinkt beim Weiterwandern immer tiefer in das Zwischenmittel ein, bis der durch schwankende Feuchtigkeitsmenge bedingte, verschieden starke Widerstand der Erdmassen so groß wird, daß ein weiteres Einsinken des Blockes unmöglich wird. Theoretisch genommen müßte also bei absolut homogenem und auf große Strecken gleichmäßig durchfeuchtetem Zwischenmittel eine allgemeine Sackung der Blöcke je nach ihrer Schwere und Größe nach unten, also eine Art positive Detritussortierung erfolgen. Hemmnisse verschiedener Art verändern aber sehr das allgemeine Bild.

Wirkt als Auslösungsfaktor nur die Regelation, dann tritt eine ganz andere Bewegungsform auf. Es kommt »die aktive Isolierung« in reinster Form zur Geltung. Die Bewegung erfolgt nicht in der Richtung nach unten, sondern nach oben. Es kommt eine umgekehrte, man könnte sie negative Detritussortierung nennen, zustande, indem die Größe der festen Bestandteile von unten nach oben zunimmt.[1]) Erst B. Högbom[2]) fand rezente, sogen. »auffrierende«, d. h. allmählich zur Oberfläche emporfrierende Blöcke und zwar in horizontalem Boden. Er und Axel Hamberg[3]) versuchten dies eigenartige Phänomen zu erklären. Auch auf der Rumpffläche des Thüringer Gebirges deuten mehrere Punkte darauf hin, daß während der Quartärzeit derartige Auffriervorgänge hier auf geneigtem Boden stattfanden. Der Vorgang, der scheinbar der Schwerkraft entgegenwirkt, spielt sich offenbar nur in der Gefrierzone (Tjäle) der Erdoberfläche ab.

---

[1]) Eine ähnliche Sortierung ist z. B. beim Schütteln eines mit verschieden großen Sandkörnern gefüllten Glases zu beobachten (Högbom).

[2]) s. (35).

[3]) s. (27).

Das für geneigte Böden bisher noch nicht berücksichtigte Auffrieren der Blöcke läßt sich etwa folgendermaßen erklären:

Taut ein stark mit Wasser durchtränkter gefrorener Boden auf, so setzt die Tauwirkung ganz allmählich (wie bei den Gletschertischen) zuerst in der Umgebung des Blockes ein. Steine von geringer Größe, die schnell durchwärmen, scheiden hierbei aus. Die Bodenpartikel wandern in der früher beschriebenen Weise eine Strecke abwärts und sinken dabei etwas zusammen. Hinter dem Block kann sich dann auch etwas Erde aufhäufen (Abb. 13).

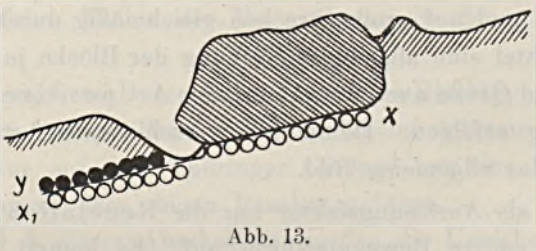


Abb. 13.

Während eines gewissen Taustadiums wird sich in der Umgebung des Blockes die Zone der Bodenpartikel x_1 tiefer befinden als die Zone der Partikel x unter dem Block, der ähnlich einem Gletschertische anf einem noch ungeschmolzenen Stiele ruht. Im gleichmäßig gefrorenen Zustande gehörten die jetzt in der Höhe getrennten Zonen x_1 und x der gleichen Zone x an. Ein nun beginnendes Tauen der Erdschicht unter der Blocksohle veranlaßt ein Wandern des Blockes bergab, welches Wandern durch den Druck des hinten aufgehäuften Erdreichs und durch die Trägheit des sich in Bewegung befindenden Blockes noch beschleunigt wird. Durch das Abwandern von seinem Sockel wird er aber mit einigen Bodenpartikeln x sich über die höhere Zone der Bodenpartikel y schieben.

Ein Aufstau der Erdmassen hinter dem Block kann sich nur anfangs in den tieferen Zonen bemerkbar machen. An der Oberfläche wird im Gegenteil später bei schnellerer Wanderung des Blockes als das umgebende Medium eine Rinne als Kriech-

spur hinter dem Block sich herziehen, die heute naturgemäß nicht mehr zu finden ist[1]).

Nach einer Bemerkung von E. Zimmermann ließe sich das eben geschilderte Phänomen auch folgendermaßen erklären: Der homogene Boden der obersten Erdschicht taut auf, wird beweglich und wird mehr oder weniger abgespült. Der homogene, noch gefrorene Boden im Sockel des Blockes bleibt dagegen stehen, und der Block ragt einige Zeit wie auf einem Stiele etwas über seine Umgebung empor.

Dieser Vorgang würde aber nur ein Hochheben des Blockes erklären, wenn er direkt an der Oberfläche liegt. Befindet sich nun seine Basis tiefer als die Basis der Erdschicht, die eventuell abgespült werden kann, dann reicht die Erklärung nicht aus. Durch die erste Erklärung wird dagegen ein Emporheben des Blockes im Bereiche der ganzen gefrorenen Bodenschicht verständlich gemacht.

Jetzt wird auch die früher erwähnte gesetzmäßige Lagerung des Blockes im Verhältnis zu seinem Untergrunde klar. Die von ihrer primären Lagerstätte wegtransportierten Blöcke bringen sich allmählich in eine für die Wanderung bequemste Lage. Es wirkt hier die Reibung des schneller wandernden Blockes an den Erdpartikeln der y- und höheren Zonen solange dirigierend auf den Block, bis dieser eine Lage geringsten Reibungswiderstandes erhalten hat.

Bei den im Untersuchungsgebiet vorkommenden Gesteinen sind aber Blöcke von etwa parallelepipedischer Form mit völliger Kantenrundung bei weitem am häufigsten, trotz der kugeligen Verwitterungsform der Diabase! Blöcke in den oberen Teilen der Frostzone liegen dann mit einer großen, möglichst ebenen Fläche im Untergrund. Eine im Block konstruierte Schwergewichtsachse müßte dann also immer im Sinne der Bewegungs-

[1]) Högbom fand in Spitzbergen rezent wandernde Blöcke, die mit einer bedeutenderen Geschwindigkeit als das Erdreich, in dessen Oberfläche sie entlang krochen, sich fortbewegten, und die dabei tatsächlich eine weit zu verfolgende gepflügte Rinne hinter sich zurückließen.

richtung, d. h. in der Richtung des Gefälles liegen. Tatsächlich läßt sich das an durch Menschenhand noch unberührten Blöcken überall ausgezeichnet beobachten. Daß nun nach den jeweiligen äußeren Umständen einzelne Faktoren, wie z. B. Fließdifferenzen im Fließboden durch Hemmnisse irgend welcher Art modifizierend auf die Erscheinung wirken können, ist selbstverständlich. Häufig ist es dann noch möglich, die Ursache zu ergründen.

Es könnte auch der Einwand gemacht werden, daß die vorbeikriechenden und spülenden Schuttmassen die Ursache für die Ausrichtung der Blöcke wären. Dem widerspricht aber die geringe Einsenkung in die Oberfläche und die mangelhafte Ausrichtung in den tieferen Zonen, wie das an mehreren der früher beschriebenen Aufschlüssen zu beobachten ist.

Bei Blöcken, die durch irgend eine Ursache festgelegt sind, kriecht der Schutt über diese hinweg. Vollkommene Ausrichtung kann man nur von Blöcken erwarten, die einzeln wandern und nicht von anderen in ihrer Bewegung behindert werden.

Die Erfüllung aller bisher geschilderten Voraussetzungen beweist die Entstehung des Füllmaterials der Quellwannen durch Erd- und Blockfließerscheinungen. Die Zeit der norddeutschen Vereisung im Diluvium hat sicher die Fließerscheinungen besonders stark durch Regelationsprozesse gefördert, aber durchaus nicht etwa erst veranlaßt. Sie hat auch demzufolge den Wanderschuttmassen den Regelationsfließcharakter aufgeprägt, der postglazial besonders bei den Blockmeeren wenig geändert wurde.

Die früheren Versuche, die Ansammlungen der Blöcke durch bewegendes Eis oder Firn auf dem Thüringer Gebirge zu erklären, sollen im fünften Abschnitt der Arbeit einer kritischen Betrachtung unterzogen werden.

Es erhellt nun auch ohne weiteres, daß Blöcke in den frostfreien Tiefen von wandernden Schuttmassen alle mögliche labile Stellungen einnehmen können.

4. Abschnitt.

Die Entwicklung der Landoberfläche und Konstruktion ihrer Umgestaltungen seit der Tertiärzeit.

A. Das Schicksal der prätertiären Rumpffläche.

Im vorigen Abschnitt ist das Wandern der Schuttmassen als ein Bildungsfaktor von Ausgleichsflächen erkannt und eingehend erörtert worden. Aber nicht dieser eine Faktor allein vermag es, großzügige Abtragungen zu veranlassen, sondern die greisenhafte Form einer Landoberfläche ergibt sich immer aus einer Zusammenwirkung von mehreren Einzelkräften, unter denen aber eine als besonders leitend hervortritt. Dieser Hauptfaktor ist eine unmittelbare Folgeerscheinung des jeweiligen Klimas. Die Entwicklungsgeschichte einer terrestren Einebnungsfläche erstreckt sich über lange Zeiträume und ist unter Umständen einem ein- bis mehrmaligen Klimawechsel ausgesetzt. Jedes Klima, ob arid oder humid, vermag der Oberfläche bis zu einem gewissen Grade einen ihm eigentümlichen Charakter aufzuprägen. Erst wenn das Höchstmaß der Erosion überschritten ist und sich eine immer mächtiger werdende Verwitterungsdecke anhäuft, dann verzögert sich die Umstimmung für ein neues Klima ungemein.

Sehen wir von einer marinen Abrasion von Kontinentalsockeln ab, die nach neueren Erkenntnissen garnicht befähigt ist, ganze Gebirge einzuebnen und in unserem Falle auch aus paläogeographischen Gründen von vornherein ausscheidet, so kommen als ausgleichende Leitfaktoren allein das Wasser des Landes und der Wind in Frage. Das fließende Wasser wird in erster Linie nur linienhaft einschneiden und ist im allgemeinen, wenn man von den besonderen Verhältnissen der glazialen Schmelzwasserbildungen und auch vielleicht von der Flächenabspülung absieht, durchaus nicht befähigt, ausgedehnte ebene Landschaften zu schaffen. Hier schafft das unaufhaltsame Wandern der Schuttmassen Ausgleich und führt den Erosionsadern anfangs immer neue Nahrung zu. Erst wenn die Betten der Gewässer eine ausgeglichene Gefällskurve erreicht haben, verschiebt sich die

Einebnung immer mehr zu Gunsten des Schuttwanderns. Der Wind spielt ebenfalls je nach Pflanzenbedeckung eine mehr oder weniger bedeutende Rolle und erreicht das Höchstmaß seiner Leistungsfähigkeit in ariden Gebieten, wo er die Leitung aller Abtragungen übernimmt. Das Wandern der Schuttmassen, der Wind und die Abspülung durch Regenwasser oder schmelzenden Schnee vermögen flächenhaft abzutragen. Sie haben mehr oder weniger die Fähigkeit, Hänge ganz allmählich im Laufe der Zeiträume von 90^0 auf 0^0 überzuführen. Ja, bisweilen vermögen sie zum Teil auch Schuttmassen wieder aufzuhäufen.

Unter aridem Klima ebnet in erster Linie der Wind ein, unter humidem in erster Linie das Wasser, sowohl als Durchtränkungswasser als auch in fließender Form.

Von nicht zu unterschätzender Bedeutung ist hierbei aber die hemmende Wirkung der Vegetation. Alle Faktoren, die für Einebnungen von Landoberflächen in Frage kommen, können ihre vollste Kraft erst bei Vegetationslosigkeit oder bei dürftiger und lückenhafter Vegetation entfalten. Daraus folgt aber, daß ununterbrochene und verhältnismäßig rasche Einebnungen von Gebirgen bis zum Typus einer Abtragungs-oder Rumpffläche nur geschehen einmal während der Erdperioden, in denen die Pflanzen des Landes noch auf einer tiefen Entwicklungsstufe sich befanden, also im älteren Paläozoikum, und ferner zu allen Erdperioden unter einem Klima, das für die Entwicklung der Pflanzen ungünstig ist. Man kann nun theoretisch zwei Entwicklungsreihen von Einebnungsflächen unterscheiden: Einmal unter einem Klima, das keine Pflanzen aufkommen läßt, wo die Verwitterungsdecke durch physikalische Kräfte geschaffen wird, und zweitens unter einem mehrfachen Klimawechsel, wo periodenweise die Verwitterungsdecke durch eine Pflanzenwelt erzeugt wird.

Für die Intensität und Geschwindigkeit der Einebnung kommt nur die Größe der Resultante aus allen Faktoren in Frage. Scheidet mit der Zeit ein Faktor aus, hat dieser den Höhepunkt seiner Wirksamkeit überschritten, dann ist nur die gesteigerte Kräfteentfaltung der übrigen Faktoren imstande, eine Verschiebung

des relativen Ausgleichzustandes hervorzurufen. Das heißt also: das Abtragungstempo wird sich, je näher dem Ziel, um so mehr und mehr verlangsamen, nur unter noch günstigen Verhältnissen werden sich merkbare Einebnungen vollziehen; die Einebnung geschieht dann periodenweise.

Diese fortschreitende Entwicklungsreihe, wenn auch mit zeitlichen Unterbrechungen, kann aber zu jeder Zeit rückschreitend werden, indem tektonische Störungen neue Unterschiede der Höhenverhältnisse hervorrufen, oder was dasselbe ist, indem die ausgeglichenen Erosionslinien geknickt werden.

In einem derartigen Zustande befindet sich noch zum Teil das Thüringer Gebirge im Verhältnis zu seiner Umgebung.

Je nach der Größe des fortschreitenden oder rückschreitenden Stadiums wird das eine oder andere vorherrschen und der Landschaft den Charakter aufprägen. Eine wieder neu einsetzende fortschreitende Entwicklungsreihe geschieht nun nie gleichmäßig, sondern bevorzugt naturgemäß die Gebiete stärkerer Erosion; diese Gebiete eilen der Entwicklung voraus, während die reifen Formen mit geringerer Erosion je nach ihrer Lage zu den neuen Hauptentwässerungslinien bedeutend nachschleppen. Sie werden wohl selten oder nie in das Niveau der vorauseilenden Einebnung gelangen, denn es besteht ein bedeutender Unterschied, ob sich im Zwischenerosionsgebiete eine unreife Gebirgsform oder eine völlig ausgeglichene Landschaft befindet. Letzteres gilt natürlich nur dann, wenn der Zwischensockel nicht oder nur wenig tektonisch gestört wurde.

Alle die geschilderten Momente lassen sich am Thüringer Gebirge beobachten. Die Reste der prätertiären Landoberfläche werden wir also in den Gebieten geringster Erosionsmöglichkeit, d. h. also einmal im Gebiete der Wasserscheiden und dann in den seit dem Tertiär ungestörten Zwischenerosionsgebieten zu suchen haben. Als solche kommen in erster Linie das ungestörte Plateau von Knau und Pörmitz in Betracht. Was die Gefeller Hochfläche anbelangt, so wird diese zwar von sehr zahlreichen Störungslinien durchzogen, die aber, wie später gezeigt wird, in

postkretazischer Zeit nur in verschwindend geringem Maße zum Teil wieder aufgelebt und daher wenig störend wirksam waren. Diese Flächen bilden, wie wir im Folgenden erkennen werden, als unmittelbare Ausläufer des Fichtelgebirges die tektonisch ruhigen und stabilen Pfeiler unseres Untersuchungsgebietes.

Diese Flächen sind bereits früher als unveränderte Reste der prätertiären Oberfläche erkannt und in der Literatur beschrieben worden. In erster Linie begründet E. Philippi seine Theorie durch den Nachweis von Oligocänschottern auf Plateauresten des Thüringer Beckens und bei Ronneburg östl. Gera. Dort liegen die Schotter auf Ablagerungen des Rotliegenden, Zechsteins, Buntsandsteins und auf dem paläozoischen Schiefergebirge. Diese Flächen verschmelzen mit der Plateaufläche des Frankenwaldes zu einem morphologischen Ganzen[1]). Auf den Flächen zwischen Schleiz und Hof erwähnt er besonders die breiten, oft versumpften überreifen Talmulden, da nach seiner Ansicht präoligocänen Alters sind und mit einem Knick in das junge postoligocäne, noch unreife Tal übergehen (S. 325 bis 326). Weiter westlich spricht er eine Reihe von Verflachungen für Teile der präoligocänen Landoberfläche an.

Auch E. Zimmermann, Joh. Walther und O. Brönner schildern mehrere derartige »Fastebenenreste«.

Wie in den vorhergehenden Abschnitten in anderem Zusammenhange einzeln erwähnt wurde und hier noch einmal in übersichtlicher Zusammenfassung dargestellt wird, hat der Verfasser seinerseits auf Grund seiner Erfahrungen während der öfteren örtlichen Begehungen des Gebietes und der eingehenden Untersuchung mit Hilfe der Karten die folgenden geologischen und morphologischen Kriterien bei der Feststellung der Spuren der prätertiären Landoberfläche zu Grunde gelegt:

a) morphologische Kriterien:

1. Einheitliche Plateauflächen mit den aufgesetzten gerundeten Denudationsrelikten wie Härtlingen usw.

[1]) s. E. Philippi a. a O. S. 321 u. 325.

2. Quellwannen und Urtäler oder deren Reste; Talkanten usw.
3. Die morphologische Einebnung aller geologischen Grenzen.

b) geologische Kriterien:

1. Tiefgründige Verwitterung mit eingeschlossenen Residuen (Eluvialbildungen und Kaolinisierungen).
2. Eluviale Erzanreicherungen von Eisen und Mangan (Vererzung von Schiefern, Diabasen usw. in flächenhafter Ausbreitung: Eisenerzlagerstätten vom Hunsrücktypus).
3. Die durch die völlige Verwitterung und Auslaugung der löslichen Salze sich ergebende Unfruchtbarkeit der Plateauflächen usw. für anspruchsvollere Gewächse; sumpfige Wiesenflächen, Hochmoore, Seenanreicherung (z. T. künstlich).
4. Buntfarbige Zersetzung und sekundäre Bleichung anstehender Verwitterungsmassen.
5. Durch aktive Wanderung verlagerte Schuttmassen (nur zum Teil!)

Fast ausnahmslos findet sich immer eine ganze Reihe der aufgezählten Kriterien vergesellschaftet. Derartige Stellen wurden dann als Reste der alten Landoberfläche angesehen. So wurde es möglich, auf einer Karte 1:25000 zunächst die Einzelbeobachtungen kartographisch einzutragen und dann auf der Übersichtskarte 1:300000 (s. Tafel 19) schematisch darzustellen. Damit wurde zunächst einmal ein übersichtliches Kartenmaterial geschaffen, welches als sichere Grundlage zu den weiteren allgemeinen Erörterungen dienen konnte und neue allgemeine Erkenntnisse ermöglichte.

Am Schluß der Arbeit findet sich außerdem ein Verzeichnis aller auf der Übersichtskarte 1:300000 vermerkten Reste der alten Landoberfläche.

Um das Bild einer alten Landoberfläche zu rekonstruieren, wurden bisher ebene Flächen benutzt und über Zeugenberge »Gipfelfluren« gespannt[1]). E. Philippi erwähnte aber mit Recht, daß sich gleiche Gipfelhöhen überhaupt bei gleichem Material

[1]) s. unter zahlreichen anderen Versuchen speziell für das Untersuchungsgebiet der Arbeit: W. Behrmann (4).

und bei gleicher Erosion bilden müssen. Die Art und die Geschwindigkeit der Abtragung eines Berges hängt, wie früher erwähnt, von so zahlreichen Faktoren ab, daß unter normalen Verhältnissen Berggipfel recht wenig geeignet erscheinen, sichere Rekonstruktionspunkte ehemaliger Oberflächen zu liefern. Dagegen liefert der Faktor, der in erster Linie, wenn auch indirekt, die Einebnung während des ausreifenden Zustandes einer Landoberfläche bewerkstelligt, nämlich das fließende Wasser mit besonders charakteristischen Landschaftsformen, die sichersten Werte für die Rekonstruktion einer ausgereiften fossilen Landoberfläche. In gleichwertigen Erosionsgebieten d. h. in Gebieten gleicher Entwässerungsmenge, ist das Ziel aller Erosionsadern eine möglichst gleiche Einnivellierung untereinander. Daher stellen in Gebieten mit Quellwannen diese die besten Rekonstruktionspunkte[1]) für alte Landoberflächen dar; zweifellos sind sie hierfür mit größerem Rechte zu gebrauchen als die Gipfel der Härtlinge. Schon durch ihre weite flächenhafte Entwicklung können sie an oder auf isolierten Bergmassiven nicht zur Entwicklung kommen. Wenn sich ihre regelmäßige Form herausbilden soll, dann müssen sie sich in einem ausgereiften Landschaftsteil entwickeln. Nun würde wohl die Höhenlage der Quellwannensohle den besten Anhalt liefern, wenn nicht gerade dieser Teil in vielen Fällen

[1]) Es könnte vielleicht der Einwand erhoben werden, daß den Quellwannen eine zu große Bedeutung als bestimmende Formenelemente der prätertiären Oberfläche hier zugeschrieben worden wäre. Gibt es doch jüngere Konvergenzerscheinungen, die morphologisch oder geologisch den typischen Quellwannen ähneln; jedoch ist diese Ähnlichkeit dann entweder nur auf die geologischen oder auf die morphologischen Erscheinungen beschränkt. Übrigens werden in vorliegender Arbeit nicht die Quellwannen allein für sich, sondern in Verbindung mit ihrer ganzen Umgebung und auch Plateaureste für sich den Untersuchungen zu Grunde gelegt. Die Eintragung dieser Bildungen erfolgte stets nach genauer Untersuchung an Ort und Stelle, sodaß die späteren konstruktiven Ergebnisse auf sicherer Grundlage beruhen. Gerade die Ergebnisse aus den Profilen, die sich zwangslos in ein harmonisches System fügen, liefern den besten Beweis für die Richtigkeit der eingeschlagenen Methode. Von der sehr großen Zahl der hierüber angestellten Untersuchungen ergibt sich auch nicht eine aus dem Rahmen der Betrachtungen fallende Unstimmigkeit.

nachträglich, wenigstens teilweise zerstört worden wäre. Als völlig ausgereifte Formen zeigen aber die Quellwannen die gleichen Böschungsverhältnisse und aus dem Grunde liefert der Oberrand[1]), d. h. der hinten anstoßende Teil der Denudationsfläche die sichersten und einheitlichsten Werte. Die weiteren Ausführungen werden zeigen, daß sie ihre Anforderungen auch erfüllen.

Es liegt nun der Gedanke nahe, die ermittelten Höhenwerte der Quellwannen im Verein mit denen der ebenfalls durch die vorher aufgezählten Kriterien gefundenen sicheren Hochflächenreste zu einer Ebene zusammenzufassen, soweit dies nach ihrer flächenweisen Verbreitung und Häufung möglich ist. Die Übersichtskarte zeigt, daß die Höhenzahlen durchweg eine stete Erniedrigung nach Norden aufweisen. Nur in den näheren Tributärgebieten der Hauptentwässerungslinien (z. B. Saale und Schwarza) zeigt die Fläche einheitliche und allmähliche Einsenkungen.

Wenn die prätertiäre Landoberfläche innerhalb des Untersuchungsgebietes durch postkretazische Störungen beeinflußt worden ist, dann müssen diese bei der Konstruktion von Querprofilen zum Ausdruck kommen. Hierbei ist nun vorausgesetzt, daß sich alle Quellwannen in gleichwertigen Erosionsgebieten wenigstens annähernd auf eine allmählich nach NNO sich abdachende Ebenheit einnivelliert haben. Würde man nun versuchen, die Quellwannen in ihrer heutigen Höhenlage in eine Ebene zu legen, dann würde das natürlich nur bei den noch bis heute tektonisch ungestörten Gebieten gelingen. Dies wird z. B. in den ungestörten östlichen Teilen des Untersuchungsgebietes völlig bebestätigt. In Gebieten mit postoligocänen Störungen würde naturgemäß diese Zusammenfassung nicht gelingen, und durch Querprofile müßten sich ohne weiteres die Störungszonen feststellen lassen.

Zu diesem Zwecke sind nun eine Anzahl von nordöstlich und nordnordöstlich gerichteten Querprofilen durch das Gebirge

[1]) Auf diesen Oberrand beziehen sich auch die Höhenzahlen der Übersichtstabelle am Schlusse der Arbeit.

gelegt, von denen einige[1]) auf der Tafel 20 wiedergegeben sind. Tatsächlich sind bei ihnen fast ausnahmslos Ein- oder Ausknickungen zu beobachten, die auffallenderweise topographisch genau mit den ausstreichenden, herzynisch verlaufendeu Verwerfungslinien übereinstimmen.

Ausgeführt wurden die Profilkonstruktionen auf einer Karte 1:100000 mit zehnfacher Überhöhung, Trotz vieler beachtenswerter Einzelheiten würde es zu weit führen, die einzelnen Profile zu besprechen. Alle Profile lassen sich nun gut zu einem räumlich ungezwungenen Bild zusammenstellen, von dem aus Raummangel nur ein Teil gebracht werden konnte (Abb. 14).

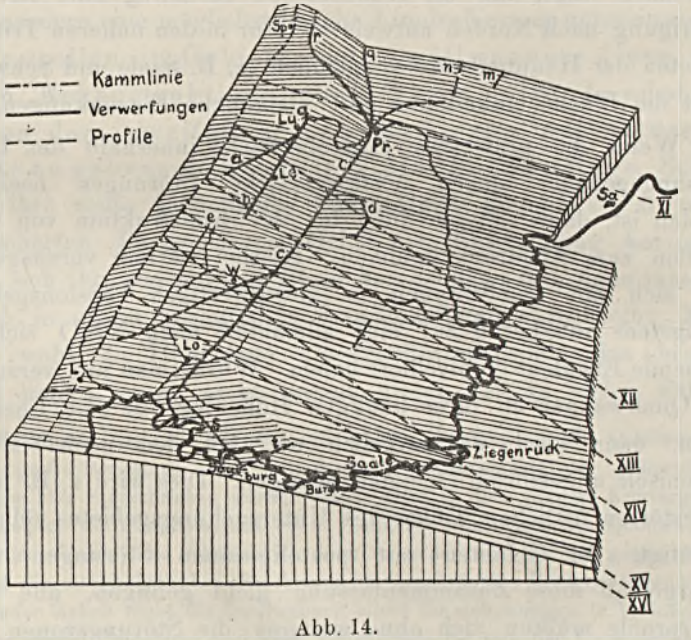


Abb. 14.

Die Profile des Ostteils XII bis XVI geben wegen der dichten Lage der Konstruktionspunkte naturgemäß ein besonders

[1]) Die Lage der Profile ist aus der Übersichtskarte, Tafel 19 zu ersehen. Leider erlauben es die jetzigen Druckverhältnisse nicht, alle Profilkonstruktionen wiederzugeben.

klares Bild. Von besonderem Einfluß ist hier die große Lobenstein-Gräfenthaler Hauptverwerfung („c" auf Tafel 19 und 20). Dort wo sie mit den Verwerfungen „r" und „q" zusammentrifft, war die postcretazische Störung besonders stark. Wenn mehrere Störungen die Profillinie kreuzen, lassen sich fast an jeder Verwerfung Ein- oder Ausbiegungen beobachten, z. B. Profil XII. Ein gegenseitiges Verschieben der Schollen läßt sich auch an einigen Stellen beobachten, so besonders bei Profil V. Hier hat sich der Suhl-Zellaer Granitkessel, der von der südlichen Randverwerfung und der Heidersbacher Spalte („i") begrenzt wird, passiv gegenüber der Aufpressung der Gebirgsachse verhalten. Es ist selbstverständlich, daß dieser Gegensatz heute noch morphologisch ausgezeichnet erkennbar ist. Deutlich spiegelt sich auch in diesem Gebiet der postcretazisch geschaffene Höhenunterschied im Laufe des Lauterbachs wider.

Bemerkenswert ist auch der Raum zwischen den Profilen X und XI. Hier haben die Quellwannen unmittelbar südlich der Wasserscheide alle mehr oder weniger die merkwürdige Form der Abb. 2, auf Seite 406, resp. Abb. 8, Seite 410. Am besten läßt sich diese Erscheinung durch die folgenden Diagramme klarmachen.

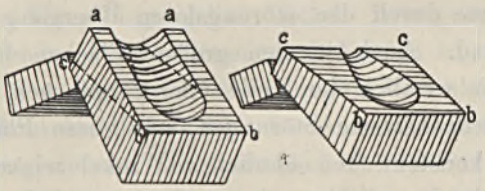


Abb. 15.

Wird ein Quellwannengebiet in der Weise steilgestellt, wie es Abb. 15 zeigt, dann entwickelt sich bei einer neuen Horizontaleinebnung ccbb die erwähnte merkwürdige birnenförmige Figur.

Bei Spechtsbrunn ist z. B. dieses neue Endstadium noch nicht erreicht, denn es ruhen noch Kuppen (der östliche Ausläufer des Winterberges und die Höhe 705) als ehemalige Zeugen von a, a (Abb. 15 u. 8) auf der neuen Horizontalfläche. Die Kippung

darf natürlich nicht so stark sein, daß die Entwässerung in die entgegengesetzte Richtung erfolgt.

Aus den Profildarstellungen folgt nun die wichtige Erkenntnis, daß auch im Gebirge durch postkretazische Vorgänge auf den schon präexistierenden herzynisch verlaufenden Spalten von neuem Bewegungen ausgelöst wurden, wie dies bisher bei den Randbrüchen bekannt war und im Innern des Gebirges auf Blatt Lobenstein von E. Zimmermann auch beobachtet wurde (s. Erl. S. 132/133). Irgend welche Beziehungen zu dem ursprünglichen Faltenbau sind nirgends zu erkennen. O. Brönner nahm an, daß seit der Tertiärzeit die Falten mehr oder weniger durch die Heraushebung verstärkt wurden. Dies ist nicht der Fall. Erscheint es doch an und für sich als selbstverständlich, daß bei einem derartig stark gefalteten Gebirge Bewegungen sich in erster Linie an den großen Spaltenzügen auszugleichen suchen.

Die unteren Teile der Profile XI, XIII, XV, XVI, XVII und XIX zeigen auffallenderweise alle ziemlich den gleichen Neigungswinkel, so daß man wohl zu der Annahme berechtigt ist, diese Abdachung als die natürliche, noch unveränderte Neigung der prätertiären Oberfläche zu halten. Bekräftigt wird diese Annahme durch den störungslosen Übergang des Gebirges in das Vorland. Auch in den großen Flächen bei Knau und Pörmitz sowie westlich der Saale über Ziegenrück hinaus finden sich keine nennenswerte Störungen, und diese Flächen sind es gerade, die konstant den ähnlichen Winkel zeigen. Auch das tektonisch sehr kompliziert gebaute Gebiet östlich der Saale, im Bereiche des Rosenbühl-Bruchfeldes zeigt verhältnismäßig wenig und dann sehr geringe postkretazische Bewegungen. Ähnliche Verhältnisse finden sich auch westlich der Saale etwa bis Lobenstein, und erst von hier an machen sich größere junge Störungen bemerkbar, die sich nach NW zu immer mehr steigern. Somit muß das Gebiet des Frankenwaldes als Fortsetzung des Fichtelgebirges bis kurz über die Saale hinaus im großen und ganzen als ein ruhiger Pfeiler angesehen werden, an dessen Westkante

der Thüringer Wald aus seinem früheren Niveau herausgehoben wurde und zwar nach NW zu immer stärker.

Eine völlige Parallele zu dieser Erscheinung bildet der Nordbruchrand, der erst östlich von Saalfeld als Verwerfung beginnt und nach NW zu teils als reine Verwerfung teils als steile Flexur mit immer größer werdender Sprunghöhe die Rumpffläche vom Vorland trennt. Durch räumliche Zusammenstellung aller Profile, wie es zum Teil wenigstens auf Seite 438 dargestellt ist, ergibt sich, daß nordöstlich parallel zum Kamm im Westteil des Gebirges in etwa 5 km Entfernung, die im Ostteil bis auf etwa 8 km anwächst, eine Hauptbiegungslinie liegt, an der die Rumpffläche im NW am stärksten eingebogen ist. Berücksichtigt man noch das Ergebnis der Arbeit von K. A. Weber[1]), der bei Friedrichroda Überschiebungen des Gebirges über das Vorland festgestellt hat, so gelangt man notgedrungen zu der Überzeugung, daß ein Druck von Teilen des sinkenden Nordvorlandes ein pfropfenartiges Herauspressen des nordwestlichen Thüringer Waldes veranlaßte. Aber nicht als einheitliche Masse wurde das Gebirge passiv herausgepreßt, sondern der Druck verursachte in der Hauptsache nur eine Hebung des Zentralstreifens, derart, daß die heutige Kammregion und das Feld nordöstlich davon bis zur obengenannten Hauptbiegungslinie durch Bewegungen an herzynisch verlaufenden Verwerfungen nach Norden zu steiler gestellt wurde. Dies beweisen auch die heutigen Kammhöhen, die im Saalegebiet durchschnittlich 650 m, höchstens 700 m betragen und nach Westen zu, wie aus der Karte auf Tafel 19 zu ersehen ist, allmählich ansteigen.

Da die Wasserscheide dem Südrande viel näher liegt als dem Nordrande und der Südrandbruch eine einzige größere durchgehende Verwerfung mit großer tertiärer Sprunghöhe ist, so sind auf der Südabdachung mit Ausnahme der Gegend von Brotterode naturgemäß selten typische Formenelemente der prätertiären Oberfläche erhalten. Es läßt sich darum auch wenig Bestimmtes

[1]) s. (92).

über den Südrand aussagen. Wie schon erwähnt, folgte das Suhl-Zellaer Granitmassiv nicht den Aufwärtsbewegungen, sondern blieb wahrscheinlich in seiner ursprünglichen Lage zurück.

Um die Frage der tertiären Herausbildung des Thüringer Gebirges in allen Einzelheiten beantworten zu können, müssen Untersuchungen im Vorlande weiteres Material liefern.

B. Die Entwicklung des Gewässernetzes.

a) Die prätertiäre Saale.

Durch die sorgfältigen Untersuchungen von E. Naumann, E. Picard, E. Zimmermann, Weissermel u. a. sind die Terrassenzüge des Unter- und Mittellaufes der Saale bekannt. Aus diesen Forschungen hat sich ergeben, daß man drei Terrassengruppen unterscheiden kann[1]): eine präglaziale mit 10 Terrassen, eine interglaziale mit 3 Terrassen und eine postglaziale Terrasse. Dem Alter nach sind die Diluvialterrassen und die postglaziale Terrasse bestimmt. Nicht so einfach liegen die Verhältnisse bei den präglazialen Terrassen. Die unteren haben sich wahrscheinlich bei dem Herannahen des Inlandeises gebildet, während die obersten sicher bis ins Tertiär zurückreichen. Was den eigentlichen Oberlauf im Gebirge anbetrifft, so hat K. Wolff[2]) hier in verhältnismäßig groben Zügen drei Terrassen konstruiert, eine untere interglaziale, eine mittlere und eine obere, die er richtig als präglazial deutet. E. Zimmermann bringt in seinen Erläuterungen zu den Blättern Hirschberg und Schleiz ausführliche Tabellen mit der Lage und Höhe nach sehr sorgfältig bestimmten Terrassenresten, ohne diese allerdings profilartig auszuwerten.

Eine nähere Altersbestimmung bei den oberen Terrassen innerhalb des Gebirges war wegen völligen Fehlens von Fossilien oder anderen leitenden Momenten bisher nicht möglich. Auch über den eigentlichen alttertiären Urlauf fehlten direkte Anhaltspunkte vollständig. Nur darin war man sich einig, daß die prätertiäre Saale in ihrem Laufe sich ziemlich mit dem heutigen

[1]) s. E. Naumann u. E. Picard (53).
[2]) s. (93).

gedeckt haben muß, denn der auffällige Mäanderreichtum innerhalb des Gebirges konnte nur von einem völlig ausgeglichenen Urlauf herrühren. Durch die Tieferlegung der Erosionsbasis war die Saale gezwungen, ihr bisheriges Bett auch ferner zu benutzen und sich darin tiefer einzugraben. Aber trotzdem erscheint es fast als selbstverständlich, daß innerhalb des Gebietes, in dem so viel, ja beinahe alles noch zur prätertiären Oberfläche gehört, auch am Saalelaufe sich Reste jener Zeit erhalten haben müssen. Und tatsächlich sind solche vorhanden!

Ein sicherer Fixpunkt für die Höhenlage des prätertiären Saalebettes ist durch eine Beobachtung im Oberlauf der Saale bei Blankenstein gegeben. Hier mündet die Selbitz mit der Thüringschen Moschwitz. Untersuchungen, die im zweiten Abschnitt niedergelegt sind, haben den prätertiären Lauf der Thüringschen Moschwitz vermutungsweise festgelegt, und ein konstruiertes Gefällsprofil ergibt eine Höhe von 470 m für die Einmündung in das Saaletal. Diese Zahl entspricht nun durchaus den Verhältnissen, die ein wenig weiter unterhalb von Blankenstein die oberste Saaleterrasse bei Harra aufweist, sodaß zunächst schon allein durch diesen Umstand das prä- und auch alttertiäre Alter der obersten Saaleterrasse sehr wahrscheinlich gemacht ist. Aber auch oberhalb von Blankenstein, in der Gegend von Hirschberg, ergibt das Querprofil XVII (Tafel 20) durch die Rekonstruktion der alten Oberfläche den Höhenwert von etwa 520 m für das alttertiäre Saalebett. Durch diese Werte ergibt sich ohne Zweifel daß die oberste Terrasse des Saalelaufes ein alt- resp. prätertiäres Alter besitzt. Weitere Querprofile[1]) nach Art von XVII haben noch folgende Werte ergeben: Profil XXI (Harra) = 460 m (s. Tafel 20) und Profil XXII (südl. Saalburg) mit 450 m.

[1]) Wie schon früher erwähnt, sind im ganzen Oberlauf der Saale, d. h. im Bereiche des Gebirges bis zum Ausgang desselben bei Saalfeld keinerlei Bodenbewegungen seit der Tertiärzeit von mehr als lokalem Charakter vorgekommen, da die großen Verwerfungen die Gegend des Saaletales gemieden haben. Infolgedessen kann man auch, wie geschehen, unbedenklich die allgemeinen Abdachungsverhältnisse der Querprofile mit den alten Saaleterrassen unmittelbar vergleichen.

Diese von den Erwägungen über die alten prätertiären Talanfänge ausgehenden Zahlen für die entsprechende Saalestufe stimmen nun auffallend genau mit den entsprechenden von E. Zimmermann für den Saalelauf auf den Blättern Hirschberg und Schleiz in ausführlichen Tabellen niedergelegten Höhenzahlen für die oberste Terrasse.

Fügt man noch die weiteren Werte E. Zimmermanns hinzu und dehnt man die Untersuchungen noch auf die nördlich sich anschließenden Blätter aus, dann erhält man etwa folgende Übersicht für die oberste Saaleterrasse:

1. Hirschberg	520 m	Blatt Hirschberg
2. Selbitzmündung bei Blankenstein	470 »	
3. südl. Harra	460 »	
4. südl. Saalburg	450 »	
5. östl. Ziegelei Saalburg	450 »	Blatt Schleiz
6. Hochfläche der »Kornstoppel« und des »Wasserloches«	450 »	
7. Felsterasse in Abt. 81/82 am Koberfels	450 »	
8. südöstl. Linkenmühle (?)	430 »	Blatt Ziegenrück

Auf Blatt Ziegenrück waren verhältnismäßig sichere Werte für die oberste Terrasse nicht zu erlangen. Vielleicht ließen sich aber bei einer systematischen Aufnahme aller Terrassen auch noch weitere Anhaltspunkte finden. Eine Weiterführnng der Kurve abwärts trifft auf die Terrasse I von E. Naumann und Picard in einer Höhe von 390 m auf Blatt Saalfeld. Bis zur Schwarzamündung verlängert, erhält man auch einen Höhenwert für die damalige Mündung der Schwarza von etwa 370 m. Gleich hier sei erwähnt, daß die beiden obersten Terrassenreste der Schwarza, die noch festgestellt werden konnten (die mächtige Quarzschotterablagerung nördlich Obstfelderschmiede mit 450 m und die Terrasse oberhalb dem Schweizerhaus mit 400 m), zu dem Mündungswert von 370 m vollständig im Einklang stehen.

Der obere Teil des erwähnten Längenprofils der obersten Saaleterrasse deckt sich nun recht gut mit dem obersten Ende der mittleren Terrasse, die K. Wolff in seinem Längenprofil gibt. Unterhalb der Selbitzmündung muß sie aber jetzt in die obere Terasse von K. Wolff übergeführt und sehr bald sogar noch

über diese hinweggeleitet werden. Verlängert man Wolff's mittlere Terrasse noch über ihr oberes Ende hinaus, dann erreicht sie bei Hirschberg auch tatsächlich die Höhe von 520 m!

Von dieser obersten Terrasse lassen sich nun recht gut mindestens zwei Abzweigungen feststellen. Die erste mag etwa in der Gegend von Spaniershammer (Blatt Hirschberg) beginnen, die zweite etwas unterhalb des großen Bleilochs bei Klosterhammer (Blatt Schleiz). Bei diesen Abzweigungen handelt es sich anscheinend um die Terrassen III und II von E. Naumann und Picard. Eine Übersicht[1]) und ein Schema mögen dies erläutern.

Abzweigung bei Spaniershammer
= Terrasse III (Naum. u. Pic.)

15.	Hohlweg westl. d. Saalburger Ziegelei	440 m	Blatt Schleiz
16.	Zerstreute Gerölle südl. am Eichrück	425 »	
17.	Ebene Fläche auf dem Kamm des Eichrücks	415 »	
18.	Kiesterasse südl. der Kreuzmark	410 »	
19.	Mutschwiesen	390 »	Blätter Liebengrün und Ziegenrück
20.	nördl. Neidenberga	380 »	

Die Fortsetzung geht auf Blatt Saalfeld mit 370 m in Terrasse III über.

Abzweigung unterhalb des Bleiloches
= II. Terrasse (Naum. u. Pic.)

9.	Hochfläche in Abt. 28/29 am Hegberg	435 m
10.	Felsterrasse am Lerchenhügel b. Eßbach	425 »
11.	Reißertsruhe bei Ziegenrück	415 »
12.	südl. Schäferei Hakenmühle	412 »
13.	ca. 700 m südl. Portenschmiede	395—400 »
14.	westl. Neidenberga	390 »

Die Fortsetzung geht auf Blatt Saalfeld mit 378 m in Terrasse II über.

Nach der Anschauung des Verfassers ergibt sich nunmehr folgendes klare Bild der allmählichen Entwicklung des Saaletales: Als einheitlicher Zug liegt zu oberst der prätertiäre Lauf (= Terrasse I von N. u. P., mittlere Terrasse z. T. von K. Wolff). Bei Spaniershammer liegt die erste Abzweigung (= Terrasse III

[1]) Die Zahlen der Zusammenstellungen entsprechen denen des schematischen Profils Abb. 16.

von N. u. P., mittlere Terrasse z. T. von W.) und beim Großen Bleiloch die zweite Abzweigung (= Terrasse II von N. u. P., oberste Terrasse z. T. von W.).

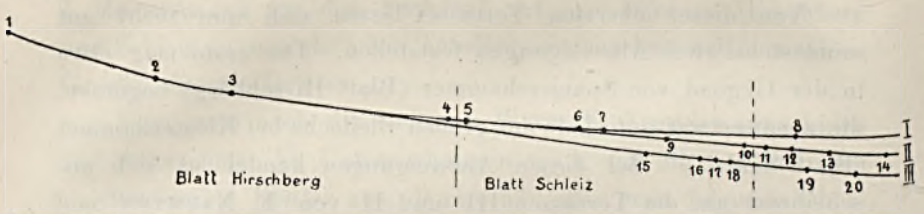


Abb. 16. Schematische Darstellung der obersten Saaleterrasse mit ihren beiden Abzweigungen.

Auffällig ist die Lage der Abzweigungen der beiden Terrassen III und II. An der ersten Abzweigung setzt der Ausläufer der großen Lobenstein-Gräfenthaler Hauptverwerfung über die Saale hinweg. Die zweite Abzweigung liegt ungefähr an der Stelle, wo eine zweite Verwerfung bei Klosterhammer die Saale kreuzt. Hier ändert die Saale auch ihren allgemeinen Südnordlauf in die Richtung Südost—Nordwest. Die Gründe für die Laufänderungen sind in der prätertiären Flußanlage zu suchen und dürften schwer festzustellen sein.

Für die Ursache der Bildung der abzweigenden Terrassen ist eine Erscheinung von besonderer Wichtigkeit, da sich durch die Klärung dieser Frage mit einem Schlage eine Reihe von Problemen am Saalelaufe lösen.

So findet sich von Saalburg bis Klosterhammer eine ganz auffallende Talweitung, die schon S. 403 kurz beschrieben wurde. Wie aus der Skizze Abb. 17 zu ersehen ist, scheidet die Saalburger Spalte im Bereiche der Saale Diabas von Kulmschiefer. Die Saale durchbricht zweimal den Diabasriegel, ein Beweis, daß ihr Lauf schon prätertiär vorgeschrieben war. Sie besaß damals schon ein Tal, aus dem ein Entrinnen nicht mehr möglich war.[1]) Die Rumpfflächen-Höhenpunkte, besonders links der Saale, zeigen

[1]) Das prätertiäre Bett war bei ganz sanfter Böschung etwa 80- 100 m tief in die Rumpffläche eingesenkt.

eine auffallende Erniedrigung und zwar in dem Dreieck, das durch die Saalburger Querspalte und durch den unruhigen Verwerfungszug in südwestlicher Richtung von Saalburg (s) gebildet wird. Schon orographisch macht sich diese Einsenkung links der Saale bemerkbar, wie das auch O. BRÖNNER[1]) erwähnt. Dieses Gebiet liegt nun in der Hauptknickungszone (s. Seite 65). Die Einsenkung der Saalburger Talweitung geschah offenbar im Zusammen-

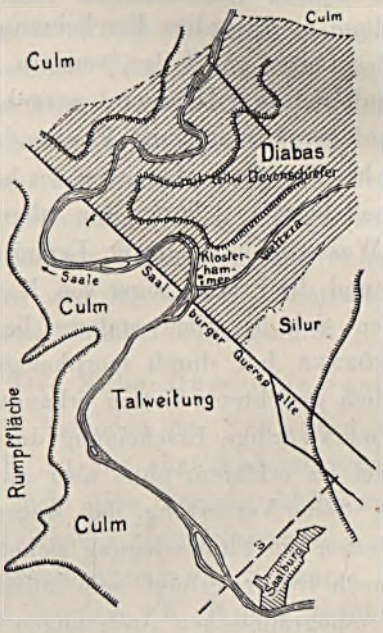


Abb. 17. Der Saalelauf unterhalb Saalburg. 1 : 50000.

hang mit der Schollenbewegung an ebengenannter Linie. Da die Lobenstein-Gräfenthaler Verwerfung hier ausklingt, wird sich wahrscheinlich die Bewegung auf den Verwerfungen »t« und »s« ausgelöst haben. Durch diese allgemeine Tieferlegung des Gebietes Klosterhammer-Saalburg entstand ein breiteres Bett, vor dem sich wie eine Mauer der Diabaszug auftürmte. Es entstand eine große Wasseransammlung,

[1]) a. a. O. S. 91.

derart wie sie jetzt rekonstruiert werden soll[1]), und erst eine rückschreitende Erosion von Norden her, die den Diabasblock unter dem Aufstau der hinten angesammelten Wassermassen zu einem engen Cañon durchsägen mußte, konnte erst allmählich die gewaltigen Wassermassen zum Abfluß bringen.[2])

Diese starke Verzögerung war nun offenbar die Ursache, daß die Terrasse II sich nicht weiter flußaufwärts entwickeln konnte, denn nicht weit unterhalb der Staumauer liegt ihre Abzweigung. Aber nicht nur diese merkwürdige Erscheinung hatte die Tieferlegung des Schollenstückes zur Folge, sondern ganze Nebenflüsse mußten ihren Lauf ändern. Dies wird ausgezeichnet durch den widersinnigen Lauf der Lemnitz und Friesau bewiesen.

O. Brönner hat klar die Verlegungen der beiden Wasseradern erkannt und geschildert[3]). Trotz der allgemeinen Nordentwässerung aller Wasserlinien zeigt die Lemnitz einen Lauf von N.W. nach S.O, und die Friesau sogar von N. nach S! Ähnliche Verhältnisse finden sich bei allen anderen linksseitigen Bächen der Gegend. Brönner hat durch morphologische Betrachtung die alten nordöstlich gerichteten Betten erkannt und beschrieben. Er versucht die merkwürdige Erscheinung durch einseitig rückschreitende Erosion zu erklären, ohne aber auf die direkte Ursache einzugehen. Seine Vermutung, daß wegen der hohen Lage der ehemaligen Betten die Flußverlegung sicher schon im älteren Diluvium oder noch früher erfolgt sein müsse, ist vollkommen berechtigt. Alle topographischen Änderungen begannen im Alttertiär. Wie in anderen deutschen Mittelgebirgen dürften sie im Miozän ihre größte Stärke erreicht haben. Daß die Bewegungen nicht stetig vor sich gingen, sondern durch Pausen unterbrochen wurden, beweisen die zahlreichen Terrassen der Saale.

Zur Zeit der großen Überschwemmung des Saalburger

[1]) So beabsichtigt die Firma Carl Zeiss Jena wegen der enormen Talweitung eine Talsperre im Diabasriegel zu errichten. Es werden auf diese Weise jungtertiäre Verhältnisse wieder hergestellt.

[2]) Daß auch heute noch nicht dieser Teil des Laufes ausgeglichen ist, zeigt das besonders starke Gefälle des Flusses von Blankenstein an.

[3]) a. a. O. S. 87, ff.

Beckens muß auch die Bildung der gewaltigen Wanderschuttmasse begonnen haben. Wie das Profil auf S. 404 zeigt, lagert diese auf Terrassenschotter, und zwar gehört dieser Schotter zu einem jüngeren Saalelauf. Die Bildung des Wanderschuttes fällt also später, z. T. ins Tertiär, z. T. ins Diluvium während der Eiszeit.

Die Ansicht, daß der obersten Terrasse tatsächlich ein prä- und alttertiäres Alter zugeschrieben werden muß, wird noch weiterhin gestützt durch die Terrassenbestimmungen bei Jena. Hier wird der obersten Terrasse (= II) ein oligocänes, von andern ein eocänes Alter zugeschrieben. Auffällig ist ferner die Eintönigkeit der Schotter, es finden sich in der Mehrzahl fast nur Gangquarze, Quarzite und Lydite, darunter die früher als oligocäne Süßwasserquarzite erkannten Gerölle. Dann ist charakteristisch die teilweise buntfarbige Zersetzung des Schotteruntergrundes so z. B. bei Harra und so weiter. Buntfarbige Verwitterung findet sich auch beim Bahnhof Unterlemnitz.

b) Die Nebenflüsse der Saale.

Der prätertiäre Talboden der Schwarza wurde schon auf S. 444 erwähnt. Es ist nun ohne weiteres verständlich, daß bei den Nebenflüssen nicht eine derartig klare und übersichtliche Entwicklung des Talbodens erwartet werden kann wie bei der Saale. Die Terrassenforschung der Schwarza ist bisher immer sehr vernachlässigt worden. K. Wolff berührt sie nur sehr flüchtig und H. Loretz zählt nur wenige in den Erläuterungen der betreffenden Gebiete auf. Erst H. Hess von Wichdorff[1]) gab eine ausführlichere Darstellung der Schwarzatalterrassen. Von Interesse ist, daß Loretz ein vermutlich tertiäres Alter für die oberste Terrasse annimmt[2]). Wie schon Wolff und Andere betonten, besteht ein völliger Parallelismus in den Terrassen der Saale und Schwarza. In dem letzteren Tale finden sich allerdings nur die Hauptterrassen. Spärliche und einzelstehende Reste kann

[1]) s. (28).
[2]) Blatt Schwarzburg, Erl. S. 55.

man vielleicht als Parallelen zu den folgenden deuten. Die oberste, prätertiäre Terrasse wurde schon erwähnt. Besonders große Ablagerungen, die der mittleren Saaleterrasse entsprechen, finden sich z. B. in dem Knie 500 m nördl. dem Schweizerhaus in 300 bis 320 m Höhe und auf der rechten Seite ein Kilometer nordöstlich Schwarzburg mit 340 m.

Von der Loquitz erwähnt O. Brönner einige Terrassenreste, und zwar eine untere, eine mittlere und auch ein 120 m = Terrasse, die das Äquivalent zur oberen Saaleterrasse darstellt.

Ein korrespondierendes Terrassensystem findet sich auch bei der Sorbitz.

Brönner erwähnt den auffallenden Unterschied zwischen dem Saalelauf und seinen Nebenflüssen wie der Sorbitz und Loquitz[1]). Da letztere Flüsse keine Mäanderbildungen zeigen, nimmt er eine ehemals weiter nördlich gelegene Wasserscheide im Bereiche des Frankenwälder Quersattels an. Hierdurch war der ehemalige Lauf bedeutend kürzer und bei einer Verlagerung der Wasserscheide nach Süden sollten die Flüsse geradlinig gefolgt sein. Nun haben aber die Beobachtungen ergeben, daß sich Quellwannen auf beiden Seiten des heutigen Kammes finden. Hieraus folgt, daß in großen Zügen die Lage der Wasserscheide dieselbe geblieben ist. Brönner muß zur Erklärung einer Reihe von Erscheinungen sogar ein mehrmaliges Hin- und Herwandern der Wasserscheide annehmen, was sich aber mit der Entwicklungsgeschichte der Rumpffläche absolut nicht vereinbaren läßt. Die oben erwähnten Nebenflüsse können trotzdem Mäander besessen haben, nur hatten diese dann bei der geringen Talbreite einen geringen Ausschlag. Bei dem raschen und starken Tieferlegen der Erosionsbasis und durch die auf Seite 441 erwähnte Schrägstellung der Schollenteile nördlich der Kammlinie wurde die Erosion derart verstärkt, daß die kleinen Mäander völlig zerstört werden konnten. Der Unterschied dieser Flüsse im Verhältnis zur Saale liegt also darin, daß sich große Teile der Sorbitz und

[1]) a. a. O. S. 85.

Loquitz im postoligocän gestörten Gebiet befinden, während die Saale in einem beinahe ungestörten Gebiete sich entwickeln konnte (vergl. Seite 440).

Weiter erwähnt Brönner die Übereinstimmung der Talkanten des Lothra- und Otterbaches mit der oberen Saaleterrasse Wie tatsächlich festgestellt werden konnte, laufen die Talkanten direkt in die Sohlenflächen der zu diesem Bachsystem gehörenden Quellwannen über.

In ganz ungestörtem Gebiet liegt der Lauf der Wisenttal, die starke, der Saale ähnliche Mäander zeigt. Völlig unausgeglichen ist dagegen der Unterlauf, der sich sehr stark zur Saale herabsenkt. Dieser Teil ist das Gebiet der tertiären und posttertiären Erosionen.

c) Die übrigen Flüsse des Gebirges.

Die geringe Breite des Gebirges im Westen erlaubt keine großzügige Entwicklung des Gewässernetzes. Es finden sich im wesentlichen nur Randflüsse mit tiefeingeschnittenen schmalsohligen Tälern, die nur noch selten Reste früherer Talböden aufweisen.

Günstiger in dieser Beziehung sind die Südflüsse des westlichen Frankenwaldes, so das Gewässersystem der Rodach, Kronach, Hasslach, Tettau und Steinach. Brönner behandelt eingehend diese Flüsse und konstruiert mehrere jüngere Flußverlegungen, die in keiner Weise der hier gegebenen Bildungsgeschichte des Thüringer Gebirges widersprechen. Er konnte auch hier im ganzen drei Terrassen feststellen. Durchgehend lassen sich die beiden unteren Züge verfolgen, die durchschnittlich eine relative Höhe von 15 m, bezw. 30—40 m besitzen. Er bezeichnet ihr Alter als sicher diluvial. An der Steinach und Rodach läßt sich auch ein oberster (100 m)-Terrassen- und Kantenzug beobachten, den er merkwürdigerweise im Gegensatz zu den Nordflüssen als »tertiär« bezeichnet. Er kommt zu dieser Auffassung, indem er aus rein morphologischen Gründen (Ähnlichkeit der Form) die 40 m-Terrasse mit der obersten Saaleterrasse parallelisiert. Unverständlich bleibt, warum gerade auf der verhältnismäßig schmalen Südabdachung mit dem ziemlich engen

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Gewässernetz tertiäre Talböden sich erhalten haben, während auf der sich ruhig abdachenden Nordseite des Gebirges mit dem langen Mäanderlauf der Saale und ihrer Nebenflüsse keine Spur von den tertiären Talböden erhalten geblieben sein soll. Richtig ist dagegen, daß ein Wiederaufleben des Südrandbruches seit der Existenz der beiden unteren Terrassen nicht erfolgte, da sowohl im Gebirge als auch außerhalb beide Terrassen einheitliche und ungestörte Züge bilden, nach Brönner seit dem älteren Diluvium. Demnach bliebe das Wiederaufleben der Randbrüche auf das ältere Tertiär beschränkt. Ob dann im Diluvium eine Hebung des Gebirges mitsamt des südlichen Vorlandes einsetzte, wie es Brönner betont, möge dahingestellt bleiben, denn wiedereinsetzende Erosion braucht absolut nicht allein auf tektonischem Wege erklärt zu werden.

Im westlichen Thüringerwald dürften in direkte Beziehung zum Anfangsstadium der prätertiären Landoberfläche die gemischten Porphyr- und Buntsandsteinschotter in einer Höhle, dem Backofenloch, im Zechsteinriff der Wartberge südöstlich Tal zu bringen sein, auf deren Vorhandensein H. Hess von Wichdorff [1]) zuerst aufmerksam gemacht hat. Die Höhlen stehen durch Schlotten in direktem Zusammenhange mit Gipfelebenen, die mit ihrer Höhe von 540 m direkt in der Fortsetzung der Abdachungsfläche von Profil I liegen. Weitere Untersuchungen in diesem Gebiete dürften interessante Ergebnisse zu Tage fördern.

5. Abschnitt.

Lassen sich auf dem Thüringer Gebirge einwandfreie Beweise für eine ehemalige Vergletscherung finden?

Die Behandlung dieses Problems ist durchaus nicht neu. Kurz nachdem die Theorie der norddeutschen Inlandvereisung sichergestellt war, tauchte überall die Frage auf, ob vielleicht nicht auch die Mittelgebirge selbständige Vereisungszentren waren. Daß hierbei mehr der Wunsch als Vater des Gedankens die

[1]) s. (31).

Lösung beeinflußte, ist leicht verständlich, zumal es hier nun leider pseudoglaziale Erscheinungen genug gibt. Sehr bald machten sich aber auch entschiedene Gegenansichten geltend, und so hat sich bis auf die heutige Zeit ein Für und Wider der Meinungen erhalten. Allerdings hat die nüchterne und ernste Forschung der neueren Zeit sich immer ablehnender gegenüber einer Vereisung[1]) des Thüringer Gebirges verhalten.

Schon aus rein theoretischen Gründen scheidet das Thüringer Gebirge aus der Reihe der vereist gewesenen Mittelgebirge aus, wie es übrigens auch aus der von A. Penck gegebenen Übersicht der Schneegrenzen während der Eiszeit in den verschiedenen Gebirgen Deutschlands hervorgeht. Da kein zwingender Grund vorliegt, die Verteilung von Wasser und Land während des Diluviums als eine wesentlich andere anzunehmen, soweit dies natürlich für das Klima unserer Gegend von Einfluß ist, so kommt der Thüringerwald und der Frankenwald in bezug auf Niederschlag wegen der kontinentalen Lage sehr schlecht weg. Günstiger liegen dafür der Harz und das Rheinische Schiefergebirge. Auf diesen Gebirgen sind nun relativ sehr geringe Spuren eiszeitlicher Vergletscherungen festgestellt worden. Das Thüringer Gebirge dürfte dann also wegen der kontinentaleren Lage und der geringen Erhebung erst recht keinen Anspruch auf Vergletscherung machen.

Ein anschauliches Bild gibt H. v. Zahn[2])[3]) über die mögliche Schneebedeckung in Form einer Tabelle, die hier wiedergegeben ist.

	Schneegrenze	Maximalhöhe	Unterschied	Fläche über der Schneegrenze
Thüringer Wald . . .	800 m	982 m	182 m	55,2 km²
Harz	700 »	1140 »	440 »	116,7 »
Erzgebirge	900 »	1244 »	344 »	210,6 »
Riesengebirge	1100 »	1603 »	503 »	121,7 »

[1]) Nur um eine Vergletscherung kann es sich hier handeln, nicht um Schneebedeckung. Daß das Gebirge während der Eiszeit mehr oder weniger mit Schnee bedeckt war, dürfte bei der Lage des Gebirges wohl als selbstverständlich erscheinen.

[2]) s. (96).

[3]) s. auch Partsch 1882.

Hierbei sind sehr günstige Werte für den Thüringerwald angenommen. Noch ungünstiger käme der Frankenwald weg, da seine Höhen unter der Schneegrenze liegen. Berücksichtigt man noch die Schmalheit des Thüringerwaldes für die in Frage kommenden Schichten von 800 m an aufwärts, dann schwindet die Wahrscheinlichkeit einer Gletscherbedeckung auf ein Minimum zusammen.

Alles, was nun tatsächlich an sogenannten Gletschererscheinungen genannt wurde oder überhaupt in Anspruch genommen werden kann, muß restlos als pseudoglazial bezeichnet werden. Der größte Teil der Erscheinungen ist schon vorher unter einem ganz anderen Gesichtspunkte erörtert worden, ja gehört zum Teil direkt mit zur prätertiären Oberfläche. Ein anderer Teil pseudoglazialer Erscheinungsformen bildete sich in der Diluvialzeit während der norddeutschen Vereisung durch die veränderten klimatischen Bedingungen. Gerade die »periglaziale Fazies der Verwitterung« hat manche Neubildungen geschaffen. Selbst die durch höheren Niederschlag hervorgerufene stärkere Erosion mußte verändernd auf das Talbild wirken, indem die Wässer eine neue Terrasse zurückließen. Das Eis der Eiszeit wirkte alo indirekt.

So bildet der »völlig gemischte Typus« der Fließbodenablagerungen eine völlige Konvergenzerscheinung zum glazialen Blocklehm. Es ist darum durchaus nicht zu verwundern, daß der genannte Typus früher als Moränenbildung angesehen wurde, zumal man bei eingehendem Suchen immer einige »gekritzte« Geschiebe finden kann.

So hat Dathe 1881[1]) die Fließbodenablagerung in der Saalburger Ziegelei als glazialen Blocklehm gedeutet. Dieses Vorkommen wurde schon Seite 403 ausführlich behandelt und als Fließbodenbildung angesehen. Ferner beschreibt er Moränenbildungen an der Ziegelhütte bei Wurzbach. Auch hier handelt es sich um typische Fließerdeerscheinungen. Die Komponenten des Blocklehms sind Diabase, Quarzite und devonische Schiefer. Die Oberfläche zeigt wieder Wiesenbedeckung mit typischen Wanderblöcken aus Diabas. E. Zimmermann[2]) erläutert dieses Vor-

[1]) s. (16).
[2]) Erl. Blatt Lobenstein, S. 142—143.

kommen etwas eingehender und erwähnt mit Recht, daß einzelne Geschiebe tatsächlich Kritzung, aber keine geschliffenen Flächen aufweisen. Er weist, abgesehen von dieser Tatsache, die Unmöglichkeit einer Gletscherentwicklung allein aus der Topographie der Gegend heraus nach. Dann zweifelt er durchaus an der glazialen Entstehung der an erratische Blöcke erinnernden Blockanhäufungen in den Quellwannengebieten. Hier knüpft R. Hundt[1]) an. In einer kleinen anregenden Schrift, in der er sich ebenfalls als Gegner einer einheimischen Vergletscherung des Thüringerwaldes bekennt, geht er von der durchaus richtigen Ansicht aus, daß das Gebirge zur Eiszeit sicher stärkere Schneebedeckung gezeigt hat. Er erklärt die Entstehung der schüsselförmigen Talschlüsse, d. h. der Quellwannen, durch flächenhafte Erosionswirkung des verfirnt gewesenen Schnees. Diese Quellwannen sind nach seiner Anschauung demnach embryonale Kare und der Firn schuf nach ihm die Blockanhäufungen besonders im Ausgange der Kare. So anerkennenswert diese damals neuen Anschauungen R. Hundt's als Fortschritt in der Erkenntnis der Glazialerscheinungen sind, so muß doch auch an der Kar-Natur der Quellwannen gezweifelt werden, da ihnen alle typischen morphologischen Eigentümlichkeiten der alpinen Kare fehlen. Wenn die Voraussetzung der Schneeerosion richtig wäre, dann müßten nicht nur Quellwannen, sondern auch ganze Flußläufe, wie wir sie z. B. bei der Thüringschen Moschwitz kennen gelernt haben, mitsamt der inmitten der jugendlichen postglazialen Erosionsrinne gelegenen Urtalreste (z. B. die »Hölle« bei der Thüringschen Moschwitz) ihre ausgeglichenen Formen ebenfalls durch diluviale Schneeerosionen erhalten haben, denn alle diese Flächenstücke stimmen untereinander in Form und Aufbau überein; sie bilden ein harmonisches Ganzes. Unverständlich wäre dann das Auftreten der in postglazialen Erosionsrinnen sich findenden Urtalreste in der Form, wie sie uns heute entgegentreten. Sehr wahrscheinlich hätten sich auf diesen Sockeln Gehängenischen gebildet. Ferner müßte dann auch nur dem Schnee allein die Fähigkeit zugesprochen werden,

[1]) a. a. O.

»reife« Landschaften zu erzeugen. Nach diesen und den vorhergehenden Ausführungen des Verfassers können sie nur als typische Bildungen der prä-und alttertiären Landoberfläche des Thüringer Gebirges gedeutet werden.

Das gleiche gilt von den endmoränenähnlichen Blockmeeren an der Thüringschen Moschwitz, die als spätere Bildungen der Erosionen erklärt wurden.

Überhaupt täuschen die in fast allen gut entwickelten Quellwannen und Urtalresten angehäuften Blöcke mehr oder weniger Glazialbildungen vor. Von den Blockanhäufungen des westlichen Thüringerwaldes seien nur die Ebertswiese und das Vorkommen oberhalb Ruhla genannt.

Eine Bildung ganz anderer Art findet sich dagegen im Schneetiegel südwestlich Gehlberg. Hierüber hat G. v. Zahn[1]) ausführliche und sorfältige Untersuchungen angestellt und kommt zu dem Ergebnis, daß es sich hier gleichfalls um eine pseudoglaziale Erscheinung handelt. An einer Stelle des typisch steilwandigen Erosionstales lagert ein hoher Querriegel von Lehm-und Blockmassen. Zwei tiefere Grabenschürfe, die G. v. Zahn veranlasste, ergaben eine Zusammensetzung der »Moräne« aus Gesteinsmassen der anstehenden Oberhöfer Schichten. Nach ihm handelt es sich hier um einen Bergschlipf der Tuff-und Porphyrmassen des seitlichen Hanges auf einer geneigten perlitisch ausgebildeten Porphyrbasis. Die Perlitschnüre neigen besonders durch ihre mürbe, schlüpfrige Ausbildung zu gefährlichen Gleitungen. Die Ursprungsstelle der Massen läßt sich noch heute gut feststellen. Daß der gesamte Schutt nach der Ablagerung auf dem Talgrund noch selbständig weiterwanderte, lassen noch gut die der Gefällsrichtung parallel gerichteten großen Blöcke erkennen. Bei einem einfachen Bergsturz ist eine derartige Erscheinung nie zu beobachten.

Daß auch die an »Gletschertöpfe« erinnernden Strudellöcher im heutigen Bette zahlreicher Flüsse des Thüringerwaldes keinesfalls Gletscherbildungen, sondern vielmehr ganz jugendlicher Entstehung sind, hat bereits H. Hess von Wichdorff[2]) endgültig dargetan.

[1]) a. a. O.
[2]) s. (29).

Die vorigen Untersuchungen und die Ausführungen G. v. Zahn's schlichten den bisherigen Streit der Meinungen dahin, daß der gesamte Thüringerwald und Frankenwald zur diluvialen Eiszeit keinen Gletscher getragen haben kann. Auch sind keinerlei Anzeichen dafür vorhanden, daß Schnee oder Firn die Topographie des Gebirges verändert hätte.

6. Abschnitt.

Zusammenfassende Übersicht über die Entwicklungsgeschichte des Thüringer Gebirges seit der Tertiärzeit.

Seit der Kreideperiode wurden in Deutschland große subaerische Abtragungsflächen geschaffen, von denen besonders die nach dem Meere sich abdachenden Gebiete einheitliche Ebenheiten in den ehemaligen Erosionsgebieten zeigten. Die Einebnung geschah wahrscheinlich in der Hauptsache unter einem wüstenähnlichen Klima, wobei die Hauptabtragung dem Winde zufiel. Untergeordnet wirkte dabei wohl die periodische Flächenabspülung und in letzter Linie erst die säkularen Bodenkriechbewegungen. Die Einebnung erreichte im Gebiete des Thüringer Gebirges den Grad einer theoretischen Fastebene nicht, sondern sie stellte vielmehr nur eine relative Ausgleichfläche dar, derart, daß eine in letzter Linie nur durch subaerische Denudation geschaffene, nach Norden sich abdachende angenäherte Ebenheit von zahlreichen sich flach heraushebenden Zeugen ehemaliger größerer Berge (Härtlinge zum Teil) überragt wurde. Wie bis zum älteren Tertiär dieser morphologische Ausgleich sich entwickelte, so wurde auch in geologischer Hinsicht ein Ausgleich geschaffen, indem das Klima mit seinen Variationen einen absoluten Gleichgewichtszustand der Oberflächengesteine, eine Anpassung an die jeweils herrschenden Atmosphärilien herstellte: es wurde eine starke Verwitterungsdecke geschaffen. Bis zu welcher Mächtigkeit diese Verwitterungsdecke anwachsen konnte, das zeigt am besten die Gefeller Ockergrube, deren Sohle etwa bei 12 m Tiefe bis heute noch nicht das unverwitterte Gestein gefaßt hat.

Je nach der Lage der verschiedenen Verwitterungsmassen

bildeten sich durch die Bodenfließerscheinungen, teilweise unterstützt durch Flächenspülungen, verschieden zusammengesetzte Böden. Die Hauptmasse der Bodenfließerscheinungen, also besonders die glazialähnlichen Blocklehme bildeten sich aber sicher erst unter dem eiszeitlichen Klima. So wurde die Ausgleichfläche mit der Zeit von einer mehr oder minder bunt zusammengesetzten Schuttdecke überzogen, die teils aus reinen Eluvialbildungen, teils aus den verschiedenen Bodenfließablagernngen bestand.

Das Entwicklungsstadium der Rumpffläche wurde zum mindesten im älteren Tertiär gestört, indem tektonische Bewegungen einsetzten, die wohl im Miocän ihre größte Stärke erreichten. Ihren Ausgleich fanden die Bewegungen an wohl meist präexistierenden herzynisch verlaufenden Spalten und zwar in verschiedenem Grade, von sanften Ein- und Ausbiegungen der Schichtentafeln an bis zu großen gegenseitigen Verschiebungen derselben. In ausgezeichneter Weise läßt sich von dem relativ ruhigen Bereiche des Fichtelgebirges (und somit auch des böhmischen Pfeilers) aus eine immer stärker werdende tektonische Bewegung der Erdkruste zum nordwestdeutschen Gebiet hin beobachten, die die Wirkung eines immer stärker werdenden Druckes darstellt. Mit Ausnahme von Bewegungen an den präexistierenden Spalten verhielt sich das Thüringer Gebirge als eine ziemlich einheitliche Masse. Dies gilt besonders von den im Karbon wellblechartig gefalteten Teilen mit varistischem Streichen.

Die Bildung des heutigen Gebirges geschah seit dem Oligocän oder Eocän in mehreren Intervallen durch teilweises Einsinken des Vorlandes und andererseits durch passives keilförmiges Empor-pressen des nordwestlichen Gebirgsteiles. Dieses Ergebnis deckt sich durchaus mit den neueren Ansichten über die Entwicklung der Vorländer anderer deutscher Mittelgebirge, so wie es besonders im Gegensatz zu den Ansichten mehrerer Morphologen J. F. Pompeckj von der Bildung des Harzes und seines Nordvorlandes betont.

Durch die neu geschaffenen Höhenunterschiede im Tertiär und durch die reichlicheren Niederschläge im Diluvium, vielleicht noch verbunden mit neuentstandenen diluvialen Höhendifferenzen,

lebte die Erosion wieder bedeutend auf und zerstörte die alte Rumpffläche in verschieden starker Weise. Die alttertiären flachen und wannenförmigen Urflußauen wurden verlassen, indem sich die Flüsse tiefer einschnitten und das Urbett als oberste Terrasse zurückließen. Das beste Beispiel hierfür bietet der Oberlauf der Saale. Da das obere Saalegebiet seit dem Tertiär nur verhältnismäßig sehr gering gestört wurde, spiegeln die verschiedenen Terrassen die Entwicklungsgeschichte des nördlichen Vorlandes wider. Man ist sogar berechtigt anzunehmen, daß das obere Saalegebiet mit den östlich sich anschließenden Teilen sich noch in fast unveränderter Höhenlage seit dem Eocän befindet. Hieraus würde folgen, daß das Vorland seit jenen Zeiten sich in einem fortlaufenden periodischen Senkungszustande befindet. Eine Ostgrenze der jüngeren nordwestdeutschen tektonischen Bewegungen bildet also im Thüringer Gebirge das Saalegebiet.

Ganz im Gegensatz zu den von der wieder aufgelebten Erosion betroffenen Gebiete, die wieder ganz jugendliche Formen zeigen, stehen die Flächen von Pörmitz und Schleiz. Bis hier drang die Neuerosion nur in wenigen Linien vor; hier wirken heute noch seit alttertiärer Zeit alle Faktoren in der Richtung der ununterbrochen „fortschreitenden Entwicklung", d. h. die alte Rumpffläche wird innerhalb großer geschlossener Flächen noch weiter eingeebnet. Daß hierbei während der Eiszeit besonders Bodenfließvorgänge wirksam waren, zeigt z. B. die mächtige über einen Kilometer weit transportierte Blocklage bei Oschitz.

Da in den vorhergehenden Abschnitten das prätertiäre Alter der obersten Saaleterrasse zu beweisen versucht wurde und die Ablagerungen der unteren Terrassenschotter interglazialen Alters sind, so spiegeln sehr wahrscheinlich die verschiedenen dazwischenliegenden Terrassen die Zeit der Hauptstörungen wider. Ein bestimmteres Alter für diese Terrassen erhält man nur durch einen Versuch, an der Übergangszone vom Gebirge zum Vorland mit Hilfe der Terrassenstudien von E. Naumann und E. Picard die Verhältnisse im Verein mit den hier gewonnenen Ergebnissen in Einklang zu bringen.

Verzeichnis der Quellwannen- und Plateaureste auf dem Thüringer Gebirge.

Bemerkung: Die Zahlen der Übersichtskarte auf Tafel 19 entsprechen den fortlaufenden Nummern des untenstehenden Verzeichnisses. Es ist versucht worden, die Quellwannen (= Qu. W.) je nach ihrem Erhaltungszustand zu klassifizieren: I bedeutet noch gut erhaltene Qu. W., II bedeutet Qu. W. mit teilweiser Neuerosion, III bedeutet endlich Qu. W. mit starker Neuerosion oder sonst unvollkommen erhaltene Qu. W. Diese Einteilung ist natürlich rein gefühlsmäßig. Aus dem westlichen Gebirge sind nach Möglichkeit alle Qu. W. und Plateaureste (= P.) gebracht worden. Für den Ostteil, und zwar mit Einschluß der Meßtischblätter Lobenstein, Liebengrün, teilweise Ziegenrück, dann Knau über das Untersuchungsgebiet nach Osten hinaus war dies nicht möglich. Es sind aus dieser Fläche nur einige wenige genannt, da das ganze Gebiet mit Ausnahme der in der unmittelbaren Flußerosion gelegenen Streifen zur alten Rumpffläche gehört. Es hätten auf der Übersichtskarte die zusammenhängenden Flächen schraffiert werden können, doch ist dies wegen der sonst eintretenden Unübersichtlichkeit der Karte unterblieben. Das Verzeichnis erhebt somit keinen Anspruch auf Vollständikeit.

Weitere Abkürzungen: Bg. = Berg; B. = Bach; Gr. = Grund; Kpf. = Kopf; Vw. = Vorwerk.

Nr.	Name und Bezeichnung der Örtlichkeit	I m	II m	III m	P m	auf Meßtischblatt
1	Glasbachswiese 3 km s. Ruhla	—	640	—	—	Ruhla
2	Qu. W. des Thüringer Tals (Moltke Buche) .	670	—	—	—	
3	Böses Erlig, 500 m n. v. 2	—	—	670	—	
4	Wiesengrund 1500 m n. Brotterode	—	760	—	—	
5	Vord. Schenkwiese, 1 km nö. Gr. Inselsberg .	—	—	700	—	
6	Daten-Bg. und Zimmer Bg., Gebirgsrand . .	—	—	—	630	Waltershausen Friedrichroda
7	Abts-Bg.	—	—	—	700	
8	Q. W. d. Trockenen Leina am Spieß-Bg. . .	—	—	—	700	
9	» » » Kl. Leina am Unt. Pischhaus Kpf. .	—	710	—	—	
10	» » » Clausenhainwiese, 2 km w. Georgenthal	—	—	490	510	
11	Gebirgsrand n. Catterfeld (Ziegel-B. usw.) .	—	—	—	500	
12	Qu. W. d. Spitter-B., die Ebertswiese . . .	760	—	—	—	Tambach
13	Glasberg	—	—	—	760	
14	Krämerod, sö. v. 13	—	—	—	760	

Nr.	Name und Bezeichnung der Örtlichkeit	I m	II m	III m	P m	auf Meßtischblatt
15	Fläche a. Donnershauk, nö. Ob.-Schönau . .	—	—	—	860	Tambach
16	» a. d. Hohen Möst (Sumpf) sö. Schönau	—	—	—	880	
17	Qu. W. u. P. 4 km nw. Oberhof (Schießplatz, Der See, Alter Bg.)	—	—	820	820	Gräfenroda
18	Qu. W. 2 km w. Oberhof, am Grenzadler . .	—	—	850	—	
19	Fläche s. vom Triefstein, 3,5 km n. Oberhof .	—	—	—	720	
20	Qu. W. d. Ensebachs	—	—	690	—	
21	» » d. Siegelbachs	—	—	690	—	
22	Klötze-Plateau	—	—	—	720	
23	Qu. W. d. Dörren-B., nw. Suhl	—	650	—	—	Suhl
24	» » d. Helder-B., nö. »	—	—	600	—	
25	» » d. Aschentals a. Ob. Beerberg . . .	—	—	880?	—	
26	» » -Reste (?) und P. a. d. Schmücke . .	—	—	900	920	
27	» » a. d. Seiffartsburg, Gr. Löffeltal . .	—	—	860	—	
28	P. auf dem Mittelrain, Forts. d. ehem. Qu. W. v. 26	—	—	—	840	
29	Mordfleck, Qu. W. d. Dickenbusch-Gr. u. d. Frei-B.	—	—	820	—	
30	Qu. W. der Nahe n. Schmiedefeld	—	800	—	—	
31	P. ö. von Nr. 30 (Schmidtschlag)	—	—	—	800	
32	Ehem. Qu. W. und P. w. Manebach (s. Rumpels-Kpf.)	—	—	760	—	Ilmenau
33	2 Qu. W. bei Allzunah	—	790	—	—	
34	» » » n. Dreiherrenstein	—	—	800	—	
35	P. nö. am Pferde-Bg.	—	—	—	760	
36	Qu. W. w. Kienberg (sw. Öhrenstock) . . .	—	—	740	—	
37	P. am Stein-Bg. u. Qu. W. d. Haß-B. . . .	—	—	750	750	
38	Qu. W. n. Frauenwald	—	760	—	—	Unter-neubrunn
39	» » ö. Neustadt a. R.	—	—	780	—	
40	» » sw. Altenfeld	—	—	740	—	
41	» » a. d. Schwalbenhauptswiese, ö. Großhübel	—	700	—	—	
42	» » w. Masserberg	—	790	—	—	
43	P. b. Herschdorf-Dröbischau	—	—	—	620	Königsee
44	» u. Qu. W. Friedersdorf-Gillersdorf . . .	—	640	—	640	
45	Qu. W. v. Unterhain	570	—	—	—	
46	» » nw. Gr.-Breitenbach (Roßtal . . .	—	660	—	—	Groß-Breitenbach
47	» » u. P. n. Böhlen	—	640	—	640	

Nr.	Name und Bezeichnung der Örtlichkeit	I m	II m	III m	P m	auf Meßtischblatt
48	P. w. Oberweißbach	—	—	—	680	
49	» u. Qu. W. b. d. Ziegelhütte sö. Kursdorf	—	740	—	740	Groß-Breitenbach
50	Qu. W. sw. Neuhaus a. R.	—	—	820	820	
51	» » ö. » » »	—	—	800	—	
52	» » v. Siegmundsburg	—	800	—	—	
53	P. ö. Neumanns-Gr.	—	—	—	820	Steinach
54	Qu. W. nö. Steinheid	—	800	—	—	
55	» » a. Mittel- u. Eisen-Bg. (Glückstal)	—	—	830	—	
56	» » d. Glas-B. ö. Judenbach	—	640	—	—	Sonneberg
57	» » d. Geiers-B. b. Mönchsberg	—	600	—	—	
58	» » b. Jagdshof, Stein-B.	—	—	600	—	
59	» » d. Sauanger n. Judenbach	—	670	—	—	Spechtsbrunn
60	» » u. P. b. Neuenbau	—	—	720	720	
61	» » b. Vw. Hasenthal	—	640	—	—	
62	» » nö. Ernstthal	—	—	800	—	
63	» » sö. Spechtsbrunn	—	—	700	—	
64	» » Roter-Bg.	—	—	760	—	
65	» » s. Tannenglück	—	—	680	—	
66	» » a. Ebers-Hügel. ö. Kl. Tettau	—	—	700	—	Lauenstein (Bayr. Nr. 7)
67	» » a. Waldhaus Waidmannsheil	—	—	700	—	
68	» » d. Poppen-B. (Teufelskanzel)	—	—	720	—	Gräfenthal
69	» » d. Ascher-B., sw. Lichte	—	—	770	—	
70	» » d. Siehl-B., s. Meura	—	—	710	—	
71	» » d. Gölitz-B. bei Reichmannsdorf m. P.	—	690	—	690	
72	P. b. Gösselsdorf	—	—	—	610	
73	Qu. W. b. Kl.-Geschwenda	—	660	—	—	
74	» » u. P. w. Volkmannsdorf	—	620	—	620	Blankenburg
75	» » » » b. Burkersdorf	—	—	560	560	
76	P. b. Cordobang	—	—	—	470	
77	Qu. W. n. Roder-Bg. w. Schwarzburg	—	—	500	—	
78	» » ö. Lositz	—	530	—	—	Leutenberg
79	» » d. Gutsch-Bg. nw. Zopten	—	550	—	—	
80	» » u. P. b. Großgeschwenda	—	—	600	600	
81	» » n. u. s. Lichtentanne	—	610	—	—	

Nr.	Name und Bezeichnung der Örtlichkeit	I m	II m	III m	P m	auf Meßtischblatt
82	P. b. Weitigberga	—	—	—	590	Leutenberg
83	Qu. W. v. Lauenhain	—	670	—	—	Ludwigstadt (Bayr. Nr. 8)
84	Fläche des Tännings sö. Ludwigstadt	—	—	—	620	
85	Qu. W. v. Steinbach a. d. Haide	—	600	—	—	
86	» » nw. Schmiedebach	—	620	—	—	
87	» » und P. w. Lehesten	—	660	—	660	
88	» » » » nö. »	—	—	640	640	Lehesten
89	» » ö. und n. Röttersdorf	—	660	—	—	
90	» » ö. Brennersgrün	—	680	—	—	
91	» » ö. und n. Haßlach	—	700	—	—	Teuschnitz (Bayr. Nr. 17)
92	» » a. Bhf. Steinbach a. W.	—	610	—	—	
93	» » ö. Carlsgrün	630	—	—	—	Titschendorf
94	» » nw. »	660	—	—	—	
95	» » ö. Grünbach	—	680	—	—	
96	» » ö. Rodacherbrunn	—	—	680	—	
97	» » d. Hohlebrunnen-B.	670	—	—	—	
98	» » d. Langwasser Gr.	680	—	—	—	
99	» » d. Gemäßgrund b. Schlegel	670	—	—	—	
100	» » s. Schlegel	630	—	—	—	
101	» » 1500 m ö. Schlegel	—	600	—	—	
102	» » Naundorf	660	—	—	—	Lobenstein
103	» » Helmsgrün	660	—	—	—	
104	» » und P. n. Helmsgrün	640	—	—	640	
105	» » und P. b. Thierbach	—	590	—	590	
106	P. n. und s. Heberndorf	—	—	—	640	
107	Qu. W. b. Oberlemnitz	—	590	—	—	
108	» » sw. Friesau	—	580	—	—	
109	» » b. Schönbrunn	—	550	—	—	
110	» » v. Gahna	—	—	610	—	
111	» » » Geima und Burglemnitz	—	600	—	—	
112	» » » Landsendorf	—	580	—	—	Liebengrün
113	» » » Altengesees	—	580	—	—	
114	» » » Dorfilm	—	570	—	—	
115	» » » Lothra	560	—	—	—	

Nr.	Name und Bezeichnung der Örtlichkeit	I m	II m	III m	P m	auf Meßtischblatt
116	Qu. W. u. P. v. Drognitz	550	—	—	—	
117	P. v. Neuenbeuthen	—	—	—	540	
118	Qu. W. v. Weißbach	—	580	—	—	
119	» » » Thimmendorf	600	—	—	—	Liebengrün
120	» » ö. Ruppersdorf	—	600	—	—	
121	» » n. Friesau	580	—	—	—	
122	» » v. Remptendorf	—	540	—	—	
123	» » sw. Liebengrün	550	—	—	—	
124	» » v. Schmorda	—	510	—	—	Ziegenrück
125	» » w. Bahren	—	500	—	—	
126	» » sö. Quaschwitz	—	490	—	—	
127	» » zwischen Solkwitz und Daumitsch	—	490	—	—	
128	» » sw. Posen	—	450	—	—	Knau
129	» » um Schöndorf	—	460	—	—	
130	» » sö. Kleina	500	—	—	—	
131	» » s. Moßbach	—	490	—	—	
132	P. v. Eßbach	-	—	—	470	
133	Qu. W. nö. Crispendorf	—	460	—	—	Schleiz
134	» » nö. Gräfenworth	—	540	—	—	
135	P. zw. Burgk und Möschlitz	—	—	—	470	
136	Qu. W. nw. Zoppothen	—	540	—	—	
137	» » Fortunagrund ö. Saaldorf	550	—	—	—	
138	» » nö. Langgrün	560	—	—	—	Hirschberg
139	» » v. Seubtendorf	580	—	—	—	
140	» » v. Göttengrün	600	—	—	—	
141	» » ö. Frössen	—	560	—	—	
142	» » nö. Bad Steben	630	—	—	—	Lichtenberg (Bayr. Nr. 19)
143	» » v. Moos	560	—	—	—	
144	» » v. Tiefengrün	570	—	—	—	
145	» » v. Schnarchenreuth	600	—	—	—	Töpau (Bayr. Nr. 20)
146	» » v. Berg	—	610	—	—	
147	» » v. Töpau	—	550	—	—	
148	» » sw. Brück	610	—	—	—	Köditz (Bayr. Nr. 33)
149	» » v. Brünn	—	620	—	—	

Nr.	Name und Bezeichnung der Örtlichkeit	I m	II m	III m	P m	auf Meßtischblatt
150	Qu. W. ö. Brandstein	600	—	—	—	Köditz (Bayr. Nr. 33)
151	» » ö. Münchenreuth	—	580	—	—	
152	» » n. Unt. Hartmannsreuth	—	580	—	—	Trogen (Bayr. Nr. 21)
153	» » w. Schollenreuth	580	—	—	—	
154	» » Gutenfürst	—	580	—	—	
155	» » n. Stöckigt	580	—	—	—	
156	» » n. Reichhardtswalde	—	580	—	—	
157	» » nö. Mißlareuth	580	—	—	—	
158	» » nw. Stelzen	—	570	—	—	
159	» » nö. Gefell	620	—	—	—	Gefell
160	P. s. Haidefeld	—	—	—	620	
161	Qu. W. w. Rosenbühl	620	—	—	—	
162	» » ö. »	—	620	—	—	
163	» » w. Willersdorf	—	600	—	—	
164	» » ö. Tanna	580	—	—	—	
165	» » sw. Frankendorf	570	—	—	—	
166	» » nw. Unterkoskau	560	—	—	—	
167	» » nw. Langenbach	560	—	—	—	
168	» » Lössau	500	—	—	—	
169	» » ö. Thierbach	490	—	—	—	Lössau
170	» » Langenbusch	510	—	—	—	
171	» » sw. Ranspach	—	520	—	—	
172	» » s. Waldfrieden	530	—	—	—	
173	» » sö. Mühltroff	520	—	—	—	
174	» » ö. Unterkoskau	540	—	—	—	

Verzeichnis der benutzten Literatur.

1. R. Assmann, Der Einfluß der Gebirge auf das Klima von Mitteldeutschland. Forsch. deutsch. Landes- u. Volkskunde, Bd. I, 1886.
2. M. Behr, Über geologisch wichtige Frosterscheinungen in gemäßigten Klimaten. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 70, 1918.
3. W. Behrmann, Die Oberflächengestaltung des Harzes. Forsch. deutsch. Landes- und Volkskunde, Bd. XX, 1912.
4. —, Der Nordostrand des Thüringer Waldes. Zeitschr. Ges. f. Erdk. Berlin, 1919.
5. G. Berendt, Spuren einer Vergletscherung des Riesengebirges. Dies Jahrb. f. 1891, Bd. XII, S. 37.

6. Fr. Beyschlag, Über die aus der Gleichheit der »Geologischen Position« sich ergebenden natürlichen Verwandtschaften der Erzlagerstätten. Zeitschr. prakt. Geologie, Bd. XXIII, 1915.
7. M. Blanckenhorn, Theorie der Bewegung des Erdbodens. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 48, S. 382 ff. 1896.
8. A. Bode, Die Moränenlandschaft im Odertale bei St. Andreasberg. Dies Jahrb. f. 1905, Bd. XXVI, S. 126, 1908.
9. J. G. Bornemann, Von Eisenach nach Tal und Wutha. Dies. Jahrb. f. 1883, Bd. IV, S. 407—409.
10. B. Brandt, Über Erdfließen im norddeutschen Flachlande. Zeitschr. Ges. f. Erdkunde Berlin, 1914.
11. G. Braun, Über Bodenbewegungen in Mittel- und Südeuropa. Zeitschr. Ges. f. Erdkunde Berlin. 1912.
12. O. Brönner, Beiträge zur Morphologie des ostthüringischen Schiefergebirges. Mitteil. geograph. Ges. Jena, Bd. XXXII, 1914.
13. —, Zur Frage der östlichen Vergletscherung des Frankenwaldes. Mitteil. geogr. Ges. Jena XXXIII/XXXIV, 1915/16.
14. H. Bücking, Über vor- und nachbasaltische Dislokationen und die vorbasaltische Landoberfläche in der Rhön. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 64, 1912.
15. C. Chelius, Die Bildung der Felsmeere im Odenwald. Ebenda, Bd. 68, 1916.
16. Dathe, Gletschererscheinungen im Frankenwalde und vogtländischen Berglande. Dies Jahrb., Bd. II, 1881.
17. W. M. Davis, Die erklärende Beschreibung der Landformen. Bearbeitet von A. Rühl. Leipzig 1912.
18. Ch. Davison, Note on the movement of Scree-Material. Quart. Journ. Geol. Soc. London, Vol. 44, 1888.
19. —, On the Creeping of the Soilcap through the action of frost. Geol. Mag. 1889.
20. Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen und den Thüringischen Staaten; sämtliche Erläuterungen des Untersuchungsgebietes.
21. H. Franke, Geologisches Wanderbuch für den Thüringerwald. Stuttgart 1912.
22. G. Götzinger, Beiträge zur Entstehung der Bergrückenformen. A. Penck Geogr. Abh., Bd. IX, 1907.
23. G. Griesmann, Unsere Ursaale und die durch eine weitere Entwicklung derselben hervorgerufene Bildung des jetzigen Saalethales. Progr. d. Realgymn. Saalfeld, 1894.
24. K. v. Gümbel, Geognostische Beschreibung des Fichtelgebirges mit dem Frankenwald und dem westlichen Vorlande. Mit 2 Karten und Gebirgsansichten. Gotha 1879.
25. H. Habenicht, Die eiszeitliche Vergletscherung des Thüringer Waldes. Gotha 1913.
26. D. Häberle, Die Abhängigkeit der Geländegestaltung der deutschen Mittelgebirge vom Gestein. Mitt. Arb. aus geol. paläont. Inst. Univ. Heidelberg, N. F., Nr. 14.

27. Axel Hamberg, Zur Kenntnis der Vorgänge im Erdboden beim Gefrieren und Auftauen, sowie Bemerkungen über die erste Kristallisation des Eises im Wasser. Geol. Fören. Förh. Stockholm, Bd. 37, 1915.
28. H. Hess von Wichdorff, Beiträge zur Geschichte des Thüringer Bergbaues und zur montangeologischen Kenntnis der Erzlagerstätten und Mineralvorkommen des Thüringer Waldes und Frankenwaldes, I. Teil, Arch. f. Lagerstättenforsch., Preuß. Geol. Landesanst. 1914.
29. —, Über Strudellöcher im Flußbett der Schwarza in Thüringen und ihre gegenwärtige Entstehung. Dies Jahrb. f. 1914, Bd. XXXV, Teil II, 1914.
30. —, Geologie der Kurischen Nehrung. Abh. Preuß. Geol. Landesanst., N. F., Heft 77, 1919.
31. —, Über den Nachweis von Spuren alter Flußläufe in Höhlen im westlichen Thüringerwald. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 72, 1920.
32. A. Hettner, Rumpfflächen und Pseudorumpfflächen. Geogr. Zeitschr., 1913.
33. —, Die Abhängigkeit der Form der Landoberfläche vom inneren Bau. Ebenda.
34. —, Die Entwicklung der Landoberfläche. Ebenda, 1914.
35. B. Högbom, Über die geologische Bedeutung des Frostes. Bull. Geol. Inst. Upsala, Bd. 12, 1919.
36. —, Einige Illustrationen zu den geologischen Wirkungen des Frostes auf Spitzbergen. Upsala 1916.
37. A. Huber, Beiträge zur Kenntnis der Glazialerscheinungen im südlichen Schwarzwald. N. Jahrb. f. Min., Beil.-Bd. XXI, 1905.
38. R. Hundt, Die Eiszeit im Frankenwalde. Centralbl. f. Min. 1913.
39. E. Kayser, Über Gletschererscheinungen im Harz. Verhdl. Ges. f. Erdk., Berlin 1888.
40. —, Beiträge zur Beurteilung der Frage einer einstmaligen Vergletscherung des Brockengebietes. Dies Jahrb. f. 1891, Bd. XI, 1891.
41. W. C. Kerr, On the Action of Frost in the Arrangement of superficial earthy Material. Amer. Journ. Sci., Ser. 3, Vol. XXI, 1881.
42. E. Kirste, Geologisches Wanderbuch für Ostthüringen und Westsachsen. Stuttgart 1912.
43. A. Leppla, Über Schuttbildungen im Bereiche des Taunusquarzites. Dies Jahrb. f. 1895, Bd. XV, 1895.
44. K. A. Lossen u. F. Wahnschaffe, Beiträge zur Beurteilung der Frage nach der einstmaligen Vergletscherung des Brockengebietes. Ebenda f. 1889, Bd. X, 1892.
45. W. v. Lozinsky, Die »periglaziale Fazies« der mechanischen Verwitterung. Naturw. Wochenschr., N. F., Bd. X, 1911.
46. W. Meinardus, Beobachtung über Detritussortierung und Strukturboden auf Spitzbergen. Zeitschr. Ges. f. Erdk, Berlin 1912.
47. Fr. Meinecke, Die Entstehung der Oberflächengestalt Thüringens. Eisenach, Thüringer Monatsbl. 1911, S. 14—20.
48. Hermann L. F. Meyer, Klimazonen der Verwitterung und ihre Bedeutung für die jüngste geologische Geschichte Deutschlands. Geol. Rundschau, Bd. 7, 1917.

49. A. Miethe, Über Karreeboden auf Spitzbergen. Zeitschr. Ges. f. Erdk., Berlin 1912.
50. E. Naumann u. Picard, Über Ablagerungen der Ilm und Saale vor der ersten Vereisung Thüringens. Dies Jahrb. f. 1907, Bd. XXVIII, 1910.
51. E. Naumann, Über eine präglaziale Fauna und über die Äquivalente der Ablagerungen des jüngeren Eises im Saaletale bei Jena. Ebenda f. 1908.
52. E. Naumann u. Picard, Weitere Mitteilungen über das diluviale Flußnetz in Thüringen. Ebenda f. 1908.
53. —, Die Terrassen des mittleren Saalelaufes. Ebenda f. 1915.
54. S. Nikitin, Diluvium, Alluvium und Eluvium. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 36, 1884.
55. J. Partsch, Die Gletscher der Vorzeit in den Karpathen und den Mittelgebirgen Deutschlands. 1882.
56. —, Die Vergletscherung des Riesengebirges zur Eiszeit. Forsch. Deutsch. Landes- und Volkskunde, Bd. VIII, 1894.
57. —, Die Eiszeit in den Gebirgen Europas zwischen dem nordischen und dem alpinen Eisgebiet. Ges. Deutsch. Naturforsch. Ärzte, Verh., 1904, Allgem. Teil.
58. S. Passarge, Physiologische Morphologie; Hamburg 1912.
59. —, Morphologie des Meßtischblattes Stadtremda; Hamburg 1914.
60. —, Die Vorzeitformen der deutschen Mittelgebirgslandschaften. Peterm. Mitt., 65. Jahrg., 1919.
61. A. Penck, Morphologie der Erdoberfläche. Stuttgart 1894.
62. —, Pseudoglaziale Erscheinungen. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., Bd. XXXVI, 1884.
63. —, Die Formen der Landoberfläche und Verschiebung der Klimagürtel. Sitzungsber. d. Preuß. Akad. d. Wiss., 1913, IV.
64. —, Über Denudation der Erdoberfläche. Vortrag. Wien 1887.
65. —, Das Endziel der Erosion und Denudation. Verh. VIII. Deutsch. Geographentag. Berlin 1889.
66. —, Über Polygonboden in Spitzbergen. Zeitschr. Ges. f. Erdk. Berlin 1912.
67. — u. Brückner, Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig 1901 ff.
68. E. Philippi, Über die präoligozäne Landoberfläche in Thüringen. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 62, 1910.
69. —, Vorlesungen. Herausgegeben von O. Marschall, Jena 1912.
70. E. Picard, Zur Kenntnis der obersten Saaleterrasse auf Blatt Naumburg a. S. Dies Jahrb. f. 1905, Bd. XXVI, 1908.
71. H. Proescholdt, Der Thüringer Wald und seine nächste Umgebung. Forsch. Deutsch. Landes- u. Volkskunde, Bd. V, 1891.
72. —, Über eine Diluvialablagerung bei Themar im Werrathal. Dies Jahrb. f. 1886.
73. E. Ramann, Bodenkunde, Berlin 1911.
74. F. Regel, Thüringen. Ein geographisches Handbuch. Bd. I, Jena 1892.
75. —, Literatur zur Vergletscherung des Thüringer Waldes. Mitt. Geogr. Ges. Thüringen, Jena, Bd. XXXI, 1913.
76. —, R. Reinisch, Entstehung und Bau der deutschen Mittelgebirge. Leipzig 1910.

77. P. Rohland, Die Bodenbeweglichkeit. Kolloid-Zeitschrift, Bd. XII, 1913.
78. W. Salomon, Die Bedeutung der Solifluktion für die Erklärung deutscher Landschafts- und Bodenformen. Geol. Rundschau, Bd. VII, 1917.
79. K. Sapper, Über Fließerde und Strukturboden auf Spitzbergen. Zeitschr. Ges. f. Erdk. Berlin 1912.
80. —, Erdfließen und Strukturboden in polaren und subpolaren Gebieten. Geol. Rundschau, Bd. IV, 1913.
81. R. Scheibe, Geologische Spaziergänge im Thüringerwald. Naturw. Wochenschr., N. F., Bd. I, 1902.
82. E. Sommer, Die wirkliche Temperaturverteilung in Mitteleuropa. Forsch. Deutsch. Landes- u. Volkskunde, Bd. 16, 1906.
83. H. Spethmann, Über Bodenbewegungen auf Island. Zeitschr. Ges. f. Erdk., Berlin 1912.
84. K. Stamm, Schuttbewegungen. Geol. Rundschau, Bd. II, 1911.
85. —, Glazialspuren im Rheinischen Schiefergebirge. Verh. Naturhist. Ver. Rheinl. Westf., I. Teil, 1912.
86. H. Stille, Das Alter der deutschen Mittelgebirge. Centralbl. f. Min., 1909.
87. W. Uhle, Zur Hydrographie der Saale. Forsch. Deutsch. Landes- u. Volkskunde, Bd. X, 1896.
88. W. Volz, Über Bodenversetzung in den Tropen. Zeitschr. Ges. f. Erdk., Berlin 1913.
89. Joh. Walther, Über jugendliche Bewegungen der Erdrinde in Thüringen. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 55. 1903.
90. —, Geologische Heimatskunde von Thüringen. 4. Aufl., Jena 1913.
91. K. Walther, Geologie der Umgebung von Bad Steben im Frankenwald. Geogn. Jahresh. München, Jahrg. 20, 1907.
92. K. A. Weber, Das Störungsgebiet am Nordrande des Thüringer Waldes zwischen Friedrichroda und Georgental. Dies Jahrb. f. 1913, Bd. XXXIV, 1914.
93. K. Wolff, Die Terrassen des Saaletales und die Ursachen ihrer Entstehung. Forsch. Deutsch. Landes- u. Volksk., Bd. XVIII, 1906.
94. —, Über die eiszeitliche Vergletscherung des Thüringer Waldes. Peterm. Mitt., Bd. 58, 1912.
95. E. Wüst, Beiträge zur Kenntnis des Flußnetzes Thüringens vor der ersten Vereisung des Landes. Mitt. Ver. Erdk., Halle 1901.
96. G. v. Zahn, Die Moräne im Schneetigel im Thüringerwald. Beitr. Landesk. v. Thür., Heft I, Jena 1919.
97. E. Zimmermann, Geologie des Herzogtums Sachsen-Meiningen. Schriften Ver. f. sachsen-meiningsche Geschichte u. Landesk., Heft 43; Hildburghausen 1903.
98. —, Zur Geologie und besonders zur Tektonik des vogtländisch-ostthüringischen Schiefergebirges. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 54, Berlin 1902.
99. —, Über die Rötung des Schiefergebirges und über das Weißliegende in Ostthüringen. Monatsber. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 61, 1909.
100. —, Über die bisherige Kenntnis vom thüringer Diluvium. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 51, 1899.

Inhaltsübersicht.

	Seite
Vorwort	392
1. Abschnitt: Allgemeine Bemerkungen über die prätertiäre Landoberfläche des Thüringerwaldes und Frankenwaldes	393
2. Abschnitt: Die Verwitterungsbildungen und Formenelemente der alten Landoberfläche	398
A. Typische Vorkommen von Verwitterungsablagerungen auf der Hochfläche	399
a) Das Vorkommen von Oschitz	399
b) » » bei Schönberg und Mühltroff i. V.	400
c) » » von Pausa	401
d) » » von Tanna	402
e) » » im Saaletal zwischen Saalburg und Klosterhammer	403
B. Quellwannen und Urtalreste in der prätertiären Landoberfläche	405
3. Abschnitt: Die formbildenden Kräfte bei der Entwicklung der Landoberfläche	419
A. Vorgänge bei den Erdfließerscheinungen und ihre Mechanik	419
B. Über Blockverwitterung und über die Anhäufung und das Wandern von Blockmassen	423
4. Abschnitt: Die Entwicklung der Landoberfläche und die Konstruktion ihrer Umgestaltungen seit der Tertiärzeit	431
A. Das Schicksal der prätertiären Rumpffläche	431
B. Die Entwicklung des Gewässernetzes	442
a) Die prätertiäre Saale	442
b) Die Nebenflüsse der Saale	449
c) Die übrigen Flüsse des Gebirges	451
5. Abschnitt: Lassen sich auf dem Thüringer Gebirge einwandfreie Beweise für eine ehemalige Vergletscherung finden?	452
6. Abschnitt: Zusammenfassende Übersicht über die Entwicklungsgeschichte des Thüringer Gebirges seit der Tertiärzeit	457
Verzeichnis der Quellwannen- und Plateaureste auf dem Thüringer Gebirge	460
Literaturverzeichnis	465

Druckfertig eingereicht am 1. Juni 1920.
Druck verfügt am 10. Februar 1921.

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.

Acer crenatifolium 345
» sp. 345
» *trilobatum* 344
Acrodus lateralis 240
Alaunschiefer, liegender 299
Albertii-Bank 238
Almesåkra-Gruppe 218
Andromeda vaccinifolia 368
Annulata-Zone 281
Anoplophora lettica 241
Apatit 221
Apocynophyllum Amsonia . . . 351
Aporrhais requieniana 210
Apterostrobus cedroides n. g. et sp., Taf. **8** 131
Augit 221

B.

Baiera lunzensis Taf. **9**, Fig. 1, 2, 7; Taf. **10**, Fig. 6, 7, 8; Textfig. 1, 2, 3 192
Bairdien 240
» dolomite 251
» kalke 241
Bank der kleinen Terebrateln . 246
Basalt-Aschentuffe 121
Basalttuff bei Holzhausen . . . 373
» , miocäner vom Gr. Schemberge 358
Blockmassen, Das Wandern von 423

Seite

Blockmeer 413, 414, 425
Blockverwitterung 423
Botryocrinus 7
» *cyathiformis* n. sp. Taf. **3**, Fig. 1 . . . 26
» *irregularis* n. sp. Taf. **1**, Fig. 1a, b 8
» *pachydactylus* Taf. **2**, Fig. 5a, b 21
» *patellaris* n. sp. Taf. **1**, Fig. 2a, b; 3a, b . . 11
» *procerus* n. sp. Taf. **5**, Fig. 3a, b u. 4 . . 25
» *Schultzei* n. sp. Taf. **2**, Fig. 1, 2, 3, 4a, b . 14
Breccie, Schlagwasser- . 271, 305, 308
Büdesheimer Schiefer 263

C.

Carbon, Ober- 302
Carpinus grandis 342
Carpolithes burseraceus 371
» *circumcinctus* nov. spec. 358
Carya bilinica 342
Castanopsis Schmidtiana 353
Cedrostrobus 130
Cedrus Leei 127
» *Lopatini* 128
» *oblonga* 126
Cenoman 316
Ceratitenschichten 226

Seite

Ceratitenschichten, Obere . . . 234
» , Untere . . . 227
Ceratites avatus 232
» *compressus* 230, 232
» *dorsoplanus* 230, 242
» *evolutus tenuis* 233
» *intermedius* 241, 242
» *nodosus* typ. 230, 234, 241, 242
» *pulcher* 232
» *robustus* 232
» *semipartitus* 230
» *spinosus* 233
Chalcedon 321
Cheiloceras 322
» , Stufe 269
Cinnamomum lanceolatum . . . 367
» *Scheuchzeri* . . 344, 367
Corylus Mac Quarrii 366
Cosmocrinus 31
Culm 312
» , Kieselgesteine 299
Culmdiskordanz 310
Cyclobalanopsis gracilis nov. spec. 374
Cycloidesbank 246
Cypridinenschiefer 269, 270

D.

Dasberger Kalk 282
Dechenella-Bank 294
Detritussortierung 427
Devon, Mittel- 318
Diabas 217
» , Gang- 217
» , » , konglomeratführender 217
» , Geröll- 219
Diagenese 313, 315
Diospyros anceps 347
» *brachysepala* 384
Diskordanz, Culm- 310
Dolomit, Grenzschichten . . 238, 249
» , Bairdien 251
» , Kasten- 251
Dolomitische Region 241
Dyscheiloceras angustilobatum sp. 327
» *biesenbergense* n. sp. 328

Seite

Dyscheiloceras n. subg. 327

E.

Eifelocrinus bifurcatus n. sp. Taf. 6, Fig. 1a, b und 2 . . 46
» *Dohmi* Taf. 3, Fig. 4a, b, 5, 6a, b, 7, 8 . . 42
Einebnungsfläche 431
Eisenerze 321
Eisenkiesel 320
Eluvium 397
Endogener Kontakt 223
Enkeberger Kalk 269
» » , älterer . . . 272
Enkebruch 317
Erdfließerscheinung 419
Estheria minuta 240
Étroeungt 292, 310
Eucheiloceras acutum 325
» *amblylobum* . . . 325
» *angulatum* 325
» *circumflexum* . . . 325
» *planilobum* . . . 324
» *sacculum* 326
» *subpartitum* . . . 324
» *Verneuili* 325

F.

Faltenüberschiebungen 316
Ficus sp. 376
Flaserkalk 314
Flözleere 312
Folliculites Kaltennordheimensis . 360

G.

Gangdiabas 217
Geröll-Diabas 219
Gervillia socialis 239
Glaukonitische Grenzbonebed . . 252
Gletschertöpfe 456
Glyphioceras-Stufe 299
Gonioclymenia 330
» *biimpressa* . . . 334
» *intermedia* . . . 335
» *interrupta* . . . 333
» *plana* 333

Seite

Gonioclymenia subcarinata . . . 332
» » . . . 332
» » var. *praematura* . . . 333
» *Uhligi* 334
Grenzschichten, fränkische . . 248, 251
Grünsand, Essener 316
Gyrolepis Albertii 240

H.

Hauptfaltung 315
Hauptterebratelbank 248
Herdorfer Schichten 8

I.

Isolierung, aktive 424, 427
» , passive 424

J.

Juglans Blancheti 374

K.

Kalk, Bairdien- 241
» , Dasberger 282
» , Enkeberger 269
» , » , älterer . . . 272
» , Flaser- 314
» , Kiesel- 299
» , Massen- 256
» , Oestricher 266, 314
» , Platten- 299
» , Stringocephalen- 256
» , *Terebratula vulgaris*- . . . 228
» , Trochiten- 227
Kastendolomite 251
Keuper 192
Kieselgesteine des Culm . . . 299
Kieselkalk 299
Kontakt, endogener 223
Kramenzelbildung 312
Kreidebedeckung 316
Kutin 185

L.

Laevigites-Stufe 282
Laurophyllum apolloniaceum nov. spec. 378

Seite

Laurophyllum miocenicum . . . 380
» sp. . . . 379, 381, 382
Laurus Omalii 376
Leguminosites vicioides nov. spec. 373
Lenneschiefer 256
Leptit 220
Lettenkohlensandstein, Unterer . 251
Leukoxen 220
Lingula-Platten 240
Lingula tenuissima 240
» , *Zenkeri* 240
Liquidambar europaeum 382
Lispodethes Naumanni nov. sp. . 214
Londonton 121
Lophocrinus minutus 35
Lydite 299

M.

Macrotaeniopteris simplex . . . 206
Magneteisen 220
Malpighiastrum coriacerum . . . 345
Manticoceras-Stufe 257
Massenkalk 256
Melanienton des Großen Mosenberges 373
Mentha silvestris L 391
Mikrofelsit 221
Mikropegmatit 220, 221
Mitteldevon 318
Monotis Albertii . . . 229, 234, 239
» » -Schichten . . . 229
Moräne, Stau- 88
Myophoria Goldfussi 241
» *pes anseris* . . . 239, 241
» *simplex* 239
» *Struckmanni* 241
» *transversa* 241
Myrica Silvani 341
Myrsinophyllum Caronis 348
» *Centaurorum* . . 350
» sp. 349

N.

Neritinum majus 369

Seite

O.

Obercarbon 302
Oestricher Kalk 266, 314
Oreodaphne Heerii 377
Orthis Nocheri 189
Orthothetes maior 189
Ostracina-Bank 238, 239
» -Platten 239

P.

Pecten discites 229
» » -Schichten 229
Pflanzenreste vom Kesselwalde . 341
Phillipsienbank 296
Phosphorit 122
Phyllithes knemaeformis nov. spec. 370
Pinus Saturni 355
Pirola umbellata 390
Placunopsis ostracina 229, 234 239, 241
» » -Schichten . 229
Plagioklas 221
Plattenkalk 299
Platten, Lingula- 240
» , Ostracina- 239
Posidonienschiefer 299
Potentilla fruticosa 380
Prolobites-Stufe 277
Pseudoglaziale Erscheinungsformen 454
Pteris parschlugiana 365
Pterophyllum longifolium, Taf. 9, Fig. 6b; Taf. 11, Fig. 1, 2, 3; Textfig. 4 203

Q.

Quarz 221
Quarzite von Gensungen . . . 365
Quarzkrystalle 320
Quellenabsätze, recente 318
Quellmoore 416
Quellwannen . . . 398, 405, 408, 436
Querus Apocynophyllum 355

R.

Rhadinocrinus Minae Taf. 3, Fig. 2, 3 29
» *rhenanus* 31
Rhamnus sp. 382
Rheinische Masse 316
Rhenocrinus 35
» *ramosissimus* Taf. 4, Fig. 1 und Taf. 5, Fig. 1, 2 . 36
Rhynchonella daleidensis 189
Rödja-Typus 222
Rötel des Caßdorf-Lendorfer Höhenrückens 388

S.

Salix cinera 388
Schichten, Ceratiten- 226
» , » , Obere . . 234
» , » , Untere . . 227
» , Coblenz-, Untere . . 189
» , dolomitische Grenz- 238, 249
» , fränkische Grenz- 248, 251
» , Herdorfer 8
» , *Monotis Alberti*- . . . 229
» , *Pecten discites*- . . . 229
» , *Placunopsis ostracina*- . 229
» , Terebratel- . . 246, 248
Schiefer, Alaun-, liegende . . . 299
» , Büdesheimer 263
» , Cypridinen- . . . 269, 270
» , Lenne- 256
» , Posidonien- 299
» , Tentaculiten- 257
Schlagwasserbreccie . . 271, 305, 308
Schmidtocrinus Winterfeldi . . . 34
Schuppenbau 302
Schwarzatalterrassen 449
Semipartitus-Zone 251
Sequoia Langsdorfii 355
Solifluktionserscheinung 419
Sphärolithische Grundmasse . . 221
Spinosus-Zone 233
Spirifer Hercyniae 189
Spiriferina-Bank 247
Sporadoceras 328
» *biferum Phill.* var. *descendens* n. var. . . 330
» *bilanceolatum* . . . 329
Staffites curvispina 326
» *lagowiense* 326

Seite
Staffites Pompeckji 326
Staumoräne 88
Stereophotogrammetrische Aufnahme 416
Stoffe, verholzende 167
Stringocephalenkalk 256
Strudellöcher 456
Stufe, *Cheiloceras-* 269
» , *Glyphioceras-* 299
» , *Laevigites-* 282
» , *Manticoceras-* 257
» , *Prolobites-* 277
Styrax Blanckenhornii nov. spec. 383
Subarticulata-Bank 271

T.

Tentaculitenschiefer 257
Terebratelbank, Haupt- . . . 248
Terebratelschichten 246, 248
Terebratula vulgaris 227
» » -Kalke . . . 228
Terrassenreste der Schwarza . . 444
Terrassen, Schwarzatal- . . . 449
Thüringer Vergletscherung . . 452
Thymus sp. 391
Titaneisen 220
Torleyoceras enkebergense . . . 327
» *oxyacantha* . . . 326
Torleyoceras umbilicatum . . . 327
Trochitenkalk 227

U.

Untercoblenzschichten 189
Untersuchung, mikrochemische . 168
Urtalreste 405

V.

Vaccinium acheronticum 347
» sp. 369
Vergletscherung, Thüringer . . 452
Verkieselung 318
Verwitterungsbildungen 398
Verwitterungsböden 424
Viburnum Schultzii, nov. spec. . 385

W.

Warsteiner Trümmerzug . . . 305
Windkanter 220

Z.

Zelkowa Ungeri Kóv. 343
Zellulose 168
» , fossile 151
Zellwände, kutinisierte 150
Zergrusungsstruktur 221
Zone, *Annulata-* 281
» , *Semipartitus-* 251

Orts-Register.

Die Meßtischblätter sind gesperrt gedruckt.

Seite

A.

Adendorf 220

B.

Baarsen 236, 242
Backofenloch 452
Belecke 310
Biesenberg 273, 283, 302
Bilsteintal 283, 297
Bobersberg 120
Bockenem 244
Bomsdorf 120
Bornholm 224
Braunkohlenwerk Frielendorf . 352
Bremerberg 234
Brenkhausen 228
Brevik 217
Brilon 318
Brotterode 441
Brunkow 120
Büdesheim 265

C.

Caßdorf-Lendorfer Höhenrücken 388

D.

Daun 14, 42
Dobrok 223
Dörrbachtal 26
Drewer 283, 293
Drossen 117

Seite

E.

Ebertswiese 418, 456
Elbmündung 224
Enkeberg 309
Eulenspiegel . . . 277, 284, 304

F.

Frankenburg 283
Freudenberg 11
Friesau 448
Fürstenberg 120

G.

Gefell 417
Gehlberg 456
Gemäßgrund bei Schlegel . . . 415
Gensungen 365
Germersdorf 95
Glasbachswiese 418
Götttingen 244
Gräfenwarth 411
Greifswalder Oie 121
Großenberg 236
Grube David 306, 321
» Hubert 306
Grünberg 117
Guben 88
Guben 88

H.

Hachenburg 22

Seite

Hameln 231, 233, 237
Harra 443, 449
Haßlach 451
Heideberg 189
Heidekrug 120
Herdorf 8
Hessenkamp 261, 308
Hildesheim 244
Hirschberg 443
Hirschberg 278, 283
Hof 434
Hohehaus 235
Hohlebrunnenbach 412
Holzhausen 240, 373
Holzminden 227, 231
Höhen-(Hühn-)Berge 418
Höxter 227, 231

I.

Immelen-See 217

J.

Jena 449

K.

Kadenberge 222
Kahlenbergsköpfe 278
Kallenhardt 310
Kesselwald 341
Klippe 283, 305
Klosterhammer . . . 403, 445, 446
Knau 395, 417, 440
Koblenz 189
Kronach 451

L.

Lamhult 222
Lamspringe 244
Langwassergrund 417
Lausitz 218
Leinetal, Göttinger 233
Lemnitz 448
Lieberose 120
Lobenstein 397
Loquitz 450
Lothrabach 451

Seite

Lüneburg 220
Lunz 192

M.

Mädlers Länder 274
Meißner 245
Meschede 309
Möckern-Loburg 117
Moschwitz 411, 417, 443
Mosenberg, Großer 373
Mühltroff 400, 417
Münchenreuth 417

N.

Nahetal 418
Nehden 309
Neu-Brandenburg 219, 223
Neundorf bei Lobenstein . 407, 411
Nieder-Stadtfeld 14, 26

O.

Ober-Stadtfeld 42
Oschitz bei Schleiz . . . 399, 459
Ottenstein 235
Ottensteiner Hochebene 242
Otterbach 451
Ovelgönne, Wasserleitungsgraben 242

P.

Pausa 401
Peckelsheim 244
Pörmitz 395, 440, 459
Pyrmont 231

R.

Ringsberg bei Frielendorf . . . 358
Rinteln 244
Rixen 310
Rodach 451
Ronneburg östl. Gera 434
Rösenbeck 308
Ruhla 456
Rüthen 304

S.

Saalburg 403, 447, 454

	Seite
Scharfenberg	254, 310
Schemberg, großer	358
Schermeisel-Lagow	117
Schlaben	120
Schleiz	417, 434, 459
Schmiedeberg	117
Schmiedefeld	418
Schönberg	400
Schonen	225
Schwarza	444, 449
Selbitz	415, 443
Sipperhausen	373
Småland	217
Soest	308
Sorbitz	450
Sövdeborg	224
Spaniershammer	445
Spechtsbrunn	411, 439
Steinach	451
Stillenberg	283
Straupitz	120
Suhl-Zella	439
T.	
Tanna	402, 417
Tettau	451
Thüringen	245
Thüringer Becken	434
Thüringer Tal	418
Trupbach	11
Tyssa	210
W.	
Warsteiner Gasanstalt	263
Wartberg	452
Weißig	120
Weißwasser-Muskau	117
Wesergebiet	226
Westerhamm	222
Wildungen	316
Winningen a. d. Mosel	189
Wisenttal	456
Wittenberg	117
Wülfte	310
Wurzbach	454
Z.	
Ziegenrück	440
Zielenzig	117

Tafel 1.

Fig. 1a und 1b. *Botryocrinus irregularis* n. sp. aus den Herdorfer Schichten im Bahneinschnitt der Freiegrunder Talbahn, südwestlich der Spieß'schen Mühle, Bl. Burbach. Beide Figuren von der rechten Seite nach Gelatineabgüssen; 1b stellt ein früheres Präparationsstadium des Originals dar. Die in dieser Figur sichtbare Kelchdecke und der von der Ventralseite sichtbare linke vordere Arm sind in Figur 1a fortpräpariert, der rechte vordere und der rechte hintere Arm der Figur 1a stecken im Stadium 1b noch im Gestein. Beachtenswert ist die zweite gleichmäßige Gabelung der vorderen Hauptzweige des rechten und des linken Vorderarmes (1a u. 1b). Links sind am Kelch das Radianale und das Brachianale sichtbar, am rechten hinteren Arm ist in Figur 1b eine Gelenkfläche des Radiales sichtbar. 1:1 . . . . . S. 8

Fig. 2a, 2b, 3a und 3b. *Botryocrinus patellaris* n. sp. aus dem Mildflaserhorizont der Siegener Schichten des oberen Steinbruchs bei Trupbach bei Siegen. Fig. 2a und 2b nach Gelatineabgüssen des Exemplars I, 3a und 3b nach solchen des Exemplars II. Die Figuren 2b und 3b stellen die Analseiten, die Figuren 3a und 2a die Vorderseiten dar. Beachtenswert ist der schwächere Vorderarm in Figur 2a und die an den Bau der Arme erinnernde Struktur des Ventralsackes über dem Brachianale in Figur 3b sowie die aus unregelmäßigen Plättchen zusammengesetzte Kelchdecke und das sehr breite Brachianale. Zu dem in Figur 3b sichtbaren Stück des Ventralsackes ist der Steinkern vorhanden, der zeigt, daß dessen Struktur sehr ähnlich derjenigen des Ventralsackes von *B. Schultzei* ist, vergl. Textfigur 2, S. 17. 1:1 . . . . . S. 11

Fig. 4. *Schmidtocrinus Winterfeldi* W. E. SCHM. aus dem Oberen Mitteldevon, Berstig bei Gummersbach. SCHMIDTs Original nach einem Guttaperchaabdruck. Die Zusammensetzung des Kelches ist nicht erkennbar, wohl aber die der Arme und die des cirrentragenden Stieles. 3:2 . . . . . S. 34

Die Originale zu Figur 1, 2 und 3 befinden sich in der Sammlung der Preußischen Geologischen Landesanstalt, das zu Figur 14 in der des Museums für Naturkunde in Berlin.



Fig. 1a.



Fig. 1b.

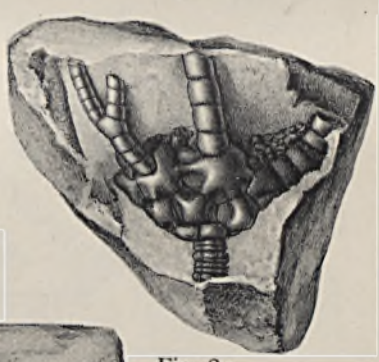


Fig. 2a.



Fig. 3b.



Fig. 3a.

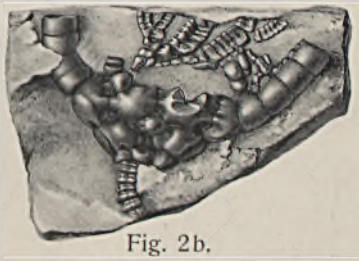


Fig. 2b.

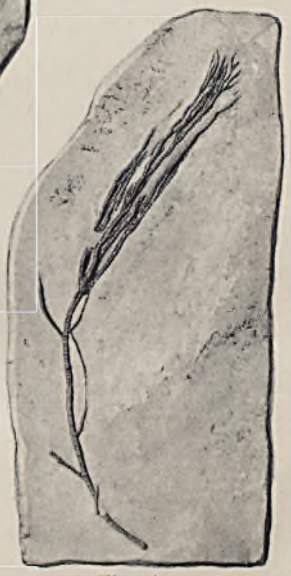


Fig. 4.

G. Hoffmann gez.
Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.

SENCKENBERGISCHE NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK

Tafel 2.

Fig. 1, 2, 3, 4a und 4b. *Botryocrinus Schultzei* n. sp. aus den Unter-Koblenzschichten vom Lauzert bei Niederstadtfeld. Figur 1 Exemplar I, Figur 2 Exemplar II, Figur 3 Exemplar IV, Figur 7 Exemplar III nach Gelatineabgüssen. Figur 3 zeigt die Analseite des Kelches und den flachgedrückten Ventralsack, Fig. 3 den schwächeren Vorderarm, Fig. 4b den nach unten sich verjüngenden Stiel, Reste der Kelchdecke und die Analseite des Kelches. 1:1 . . . . . S. 14

Fig. 5a und 5b. *Botryocrinus pachydactylus* SNDBG. sp. aus ?Unter-Koblenzschichten von Stein bei Hachenburg. Gelatineabgüsse von SANDBERGERs Original nach erneuter Präparation. Fig. 5a von vorn, Fig. 5b von der Analseite. Beachtenswert ist in Fig. 5a die Vergabelung des links vom Kelche liegenden Armstückes und das dort liegende isolierte Armglied, das den von der Armrinne abgeschnürten Axialkanal erkennen läßt. 1:1 . . . . . S. 21

Die Originale zu den Figuren 1, 2, 3 und 4 gehören der Sammlung der Preuß. Geologischen Landesanstalt in Berlin, die zu Figur 5 der Sammlung des Naturhistorischen Vereins in Wiesbaden an.



Fig. 1.



Fig. 3.



Fig. 2.



Fig. 4a.

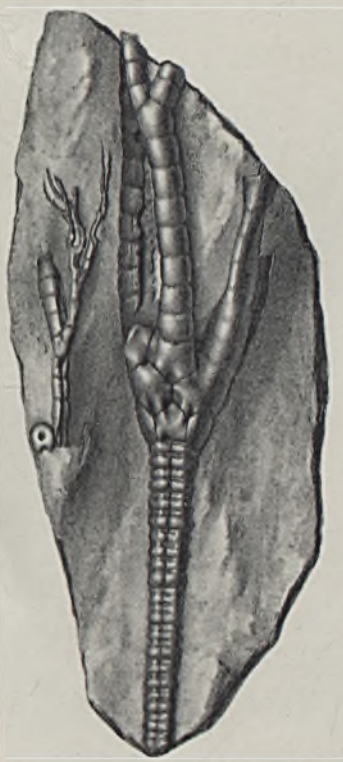


Fig. 5a.



Fig. 4b.

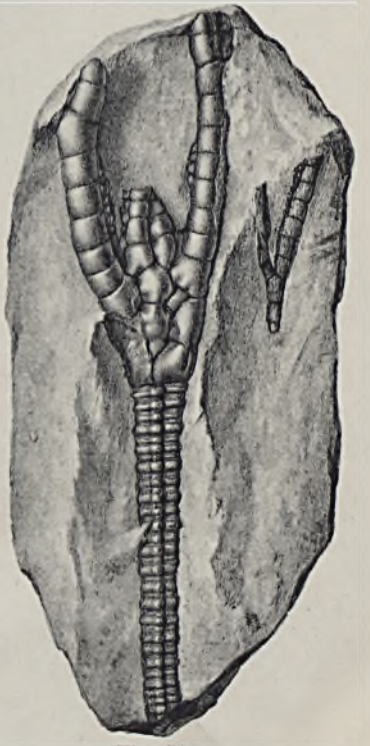


Fig. 5b.

G. Hoffmann gez.

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.

BIBLIOTHEEK

Tafel 3.

Fig. 1. *Botryocrinus cyathiformis* n. sp. aus den Ober-Koblenzschichten des Dörrbachtales bei Koblenz, von der Analseite aus gesehen, nach einem Gelatineabguß. 1:1 . . . . . S. 26

Fig. 2 und 3. *Rhadinocrinus Minae* W. E. SCHM. sp. aus den Oberen Honseler Schichten, Oberes Mitteldevon, von Genna bei Letmathe, nach Guttaperchaabdrücken der SCHMIDTschen Originale, Fig. 2 Exemplar I von der Analseite, Fig. 3 Exemplar II von vorn. 2:1 . . . . . S. 29

Fig. 4a, 4b, 5, 6a, 6b, 7 und 8. *Eifelocrinus Dohmi* WANNER aus den Unter-Koblenzschichten vom Humerich bei Oberstadtfeld, nach Gelatineabgüssen. Fig. 4a und 4b Exemplar II von der linken und von der rechten Seite gesehen, Fig. 5 Exemplar III von der rechten Seite gesehen, Fig. 6a und 6b Exemplar IV von vorn und von der Analseite; Fig. 7 Exemplar V von vorn; Fig. 8 vergrößertes Ende des Ventralsackes nach Exemplar V gezeichnet. Bemerkenswert ist der sich schnell nach unten verjüngende Stiel, die vielleicht anormale starke Verjüngung am Ende des links gelegenen Vorderarms in Fig. 4a und die Länge der nahezu vollständig erhaltenen Arme und die des Ventralsackes in Figur 7. Figuren 4—7 1:1, Fig. 8 4:1 . . . . . S. 42

Das Original zu Fig. 1 gehört der Sammlung SCHWERD in Koblenz, die zu Fig. 2 und 3 derjenigen des Museums für Naturkunde in Berlin, die Originale zu den Figuren 4—8 der Sammlung der Preußischen Geologischen Landesanstalt in Berlin.



Fig. 7.



Fig. 4a.



Fig. 8



Fig. 6a.



Fig. 4b.



Fig. 6b.



Fig. 5.

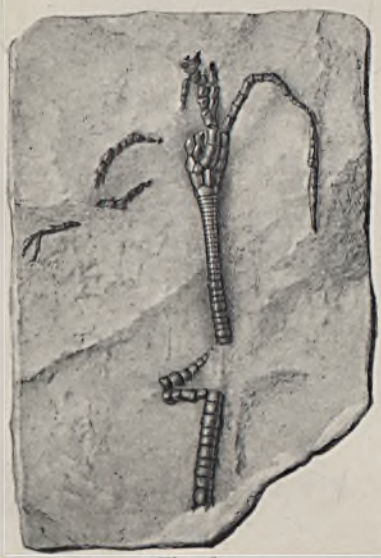


Fig. 2.



Fig. 3.



Fig. 1.

G. Hoffmann gez.

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.

BIBLIOTHEK

Tafel 4.

Fig. 1. *Rhenocrinus ramosissimus* W. E. SCHM. aus dem Hunsrückschiefer von Schneppenbach (Hunsrück). Exemplar S. Rff 2 von der Analseite, die Anordnung der Plättchen im Analinterradius (vergl. Textfig. 7) und die Gabelung des rechten Hinterarms über dem 53. Armgliede zeigend . . . . . S. 36

Das Original gehört der Sammlung des Herrn RAUFF in Berlin.



Fig. 1.

G. Hoffmann gez.
Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT DANZIG
BIBLIOTHEK

Tafel 5.

Fig. 1 und 2. *Rhenocrinus ramosissimus* W. E. SCHM. aus dem Hunsrückschiefer, Fig. 1 von Schneppenbach, Fig. 2 von Bundenbach. Fig. 1 Exemplar S. Rff 33 von vorn gesehen, die Gabelung des Vorderarms über dem 36. Gliede und den vollständigen Ventralsack zeigend. Fig. 2 SCHMIDTs Original von der Analseite (vergl. Textfig. 7). Fig. 1 1:1, Fig. 2 2:1 . . . . . S. 36

Fig. 3a, 3b, 4. *Botryocrinus procerus* n. sp. aus den Unter-Koblenzschichten, Fig. 3 von Oberstadtfeld, Fig. 4 vom Lauzert bei Niederstadtfeld. Fig. 3 Exemplar I, in Fig. 3a von vorn und in Fig. 3b von der Analseite gesehen, Fig. 4 Exemplar II, von links auf die Analseite gesehen, nach Gelatineabgüssen. Beachtenswert ist im Analinterradius auch hier die Ähnlichkeit des unteren Teiles der mittleren Vertikalreihe des Ventralsackes mit einem Arme. 1:1 . . . . . S. 25

Die Originale gehören folgenden Sammlungen: das von Fig. 1 der des Herrn RAUFF in Berlin, das von Fig. 2 der des Museums für Naturkunde Berlin, das von Fig. 3 derjenigen der Universität Bonn, das von Fig. 4 derjenigen der Preußischen Geologischen Landesanstalt Berlin.



Fig. 1.



Fig. 2.



Fig. 3a.



Fig. 3b.



Fig. 4.

G. Hoffmann gez.

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT DES OSTERLANDES ZU ALTENBURG
BIBLIOTHEK

Tafel 6.

Fig. 1a, 1b und 2. *Eifelocrinus bifurcatus* n. sp. aus den Ober-Koblenzschichten des Dörrbachtales bei Koblenz, nach Gelatineabgüssen. Fig. 1a Exemplar II von der Vorderseite und Fig. 2 Exemplar I ebenfalls von vorn gesehen. Fig. 1b stellt die beiden hinteren Arme des Exemplars II dar, das längere links gelegene Stück ist die von der entgegengesetzten Seite gesehene Fortsetzung des in Fig. 1a rechts gelegenen Armstumpfes, das andere Stück zeigt die Ventralseite des rechten hinteren Arms . . . . . S. 46

Die Originale der Figuren 1 und 2 gehören der Sammlung SCHWERD in Koblenz.



Fig. 1a.



Fig. 2.



Fig. 1b.

G. Hoffmann gez.

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII



Geologische Karte der Gubener Staumoräne

von K. Keilhack.

Jahrbuch der Preuß. Geol. Landes-Anstalt 1920. I

Farben-Erklärung

ALLUVIUM

- a — Ablagerungen der heutigen Täler und Niederungen
- D — Flugsand
- α — Abrutsch- und Abschlämm-Massen
- A — Aufschüttung

DILUVIUM

Bildungen der letzten Eiszeit

- ∂as — Talsand, diluviale Talstufe
- ∂s ∂g — Sand Kies der Endmoränen
- ∂m — Geschiebemergel
- ∂s — Sand u. Kies des Sander
- ∂s ∂g — Sand Kies gewöhnlicher Hochflächen
- ∂s / ∂m — Sand u. Kies über jüngerem Geschiebemergel

Bildungen der vorletzten Eiszeit

- ds — Sand
- dg — Kies
- dm — Geschiebemergel
- dt — Bändertonmergel und Tonmergel

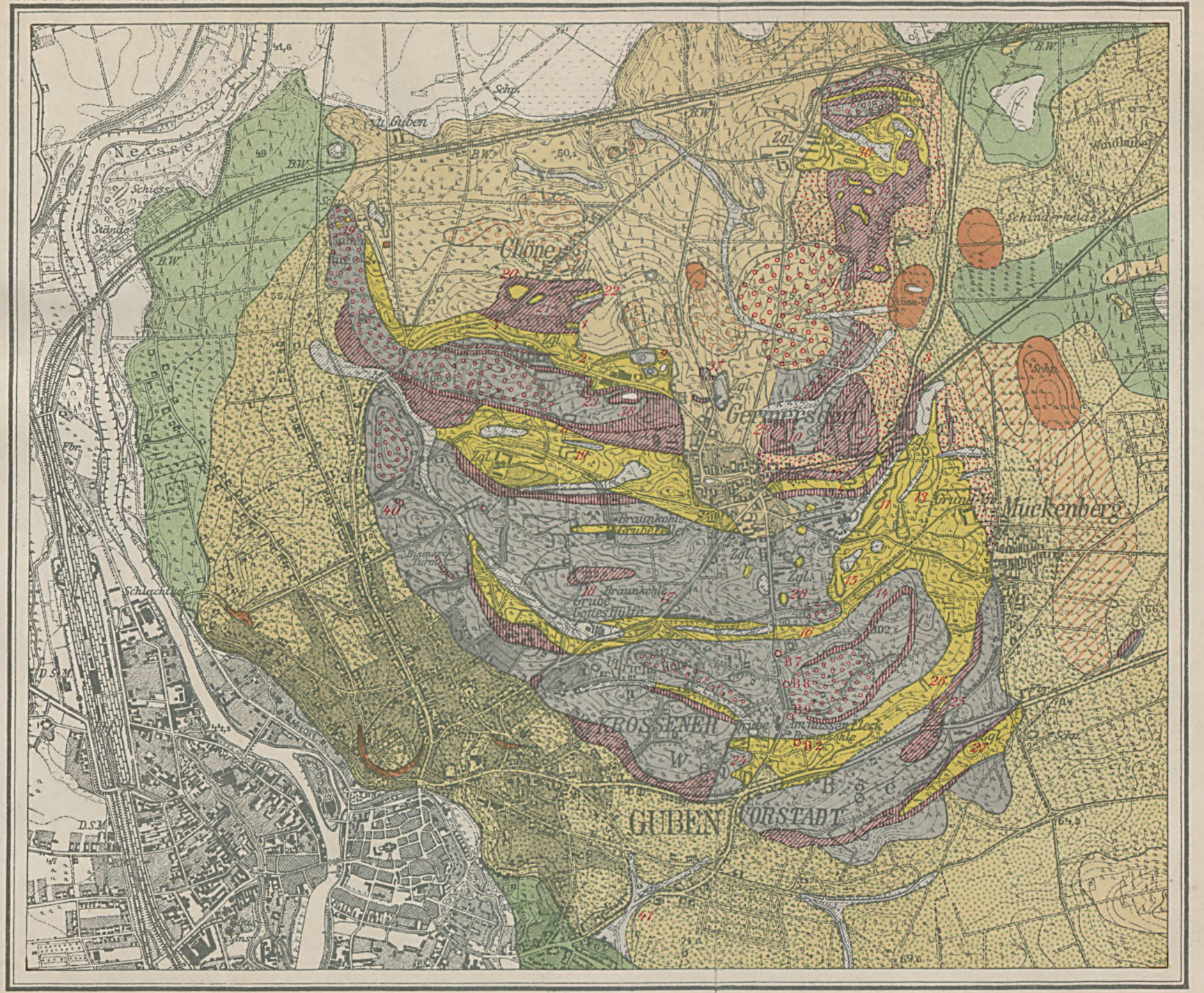
MIOCÄN

- b — Sand, Glimmersand, Formsand, Kohlenletten und Braunkohle

Verwerfung

1-41 Aufschlußnummern

○ B Bohrloch



Photolith. Berliner Lithographisches Institut, Berlin W. 35.

Maßstab 1:20000.

500 400 300 200 100 0 500 1000 1500 2000 m

Aufgenommen 1920

BIBLIOTHEK



1



3



2



4



5

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

BIBLIOTHEK

POLITECHNIKA GDAŃSKA
BIBLIOTEKA GŁÓWNA
15003

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
III 15008

Tafel 9.

Fig. 1. *Baiera lunzensis* (Stur) Kräusel. $\frac{4}{9}$ . . . . S. 194

Fig. 2. Blattepidermen von *Baiera lunzense* (Stur) Kräusel. $\frac{60}{1}$ . . . . . S. 199

Fig. 3, 4, 5, 6a. *Macrotaeniopteris simplex* Krasser . . S. 206

3. Junges Sporophyll. $\frac{10}{11}$.

4. Einzelnes Sporangium mit Resten der Hüllmembran. $\frac{26}{1}$.

5. Unterseite eines reifen Sporophylls mit sich dachziegelartig deckenden Sori. $\frac{26}{1}$.

6a. Älteres, reifes Sporophyll. $\frac{10}{11}$.

Fig. 6b. *Pterophyllum longifolium* Brongn. $\frac{10}{11}$ . . . S. 204

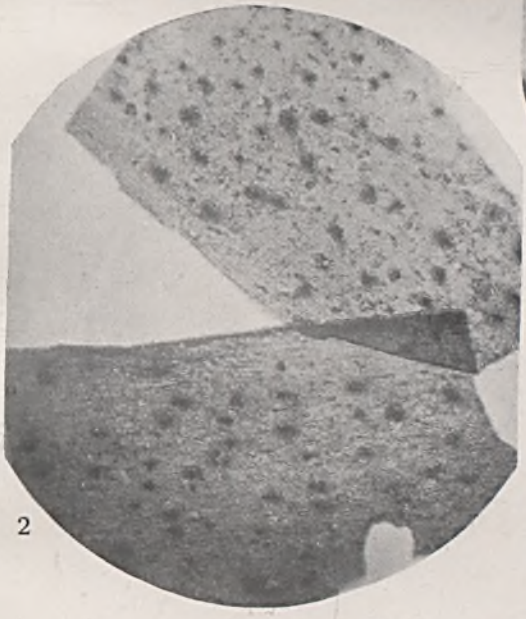
Fig. 7. Epidermis von *Baiera lunzensis* (Stur) Kräusel. $\frac{130}{1}$ S. 199



1



4



2



5



a

6



b

3



7

Druck von Albert Frisch, Berlin W.

Kräusel phot.

BIBLIOTHEK

Tafel 10.

Fig. 1—3. Steriles Blatt von *Macrotaeniopteris simplex* Krasser. $\frac{95}{1}$ . . . . . S. 206

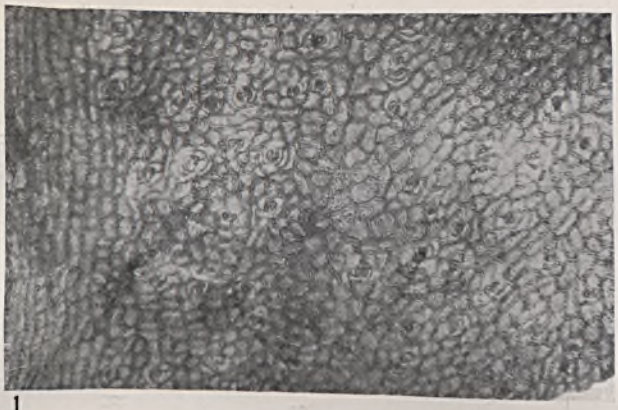
Bau der Epidermis auf der Unterseite

1. nächst der Mittelrippe,
2. in der Mittelzone,
3. in der Nähe des Randes.

Fig. 4 u. 5. Sporophyll von *Macrotaeniopteris simplex* Krasser. $\frac{95}{1}$ . . . . . S. 208

4. Epidermis der Oberseite.
5. Epidermis der Unterseite nächst der Mittelrippe.

Fig. 6—8. Epidermis von *Baiera lunzensis* (Stur) Kräusel. $\frac{140}{1}$ . . . . . S. 199



1



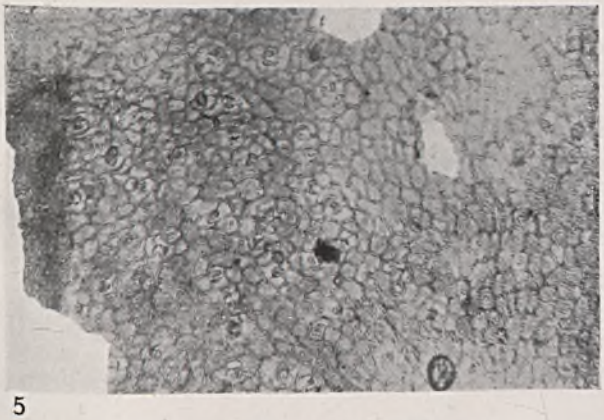
3



2



4



5



7



6



8

Druck von Albert Frisch, Berlin W.

Kräusel phot.

BIBLIOTHEK

Tafel 11.

Fig. 1—3. *Pterophyllum longifolium* BRONGN. . . . . S. 204

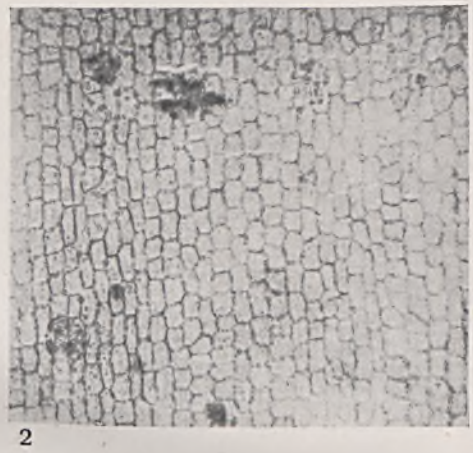
1. Bau der Epidermis. Der schwarze Strich stellt die Grenze von Ober- und Unterhaut dar. $\frac{70}{1}$.
2. Epidermis der Oberseite. $\frac{70}{1}$.
3. Epidermis der Unterseite. $\frac{115}{1}$.

Fig. 4 u. 5. *Taeniopteris* sp., Oberseite. $\frac{30}{1}$; $\frac{100}{1}$ . . . S. 207

Fig. 6. Sporen von *Macrotaeniopteris simplex* KRASSER. $\frac{300}{1}$ . . . . . S. 208



1



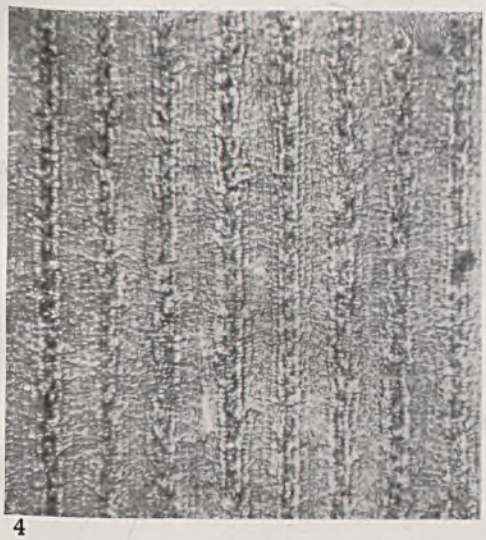
2



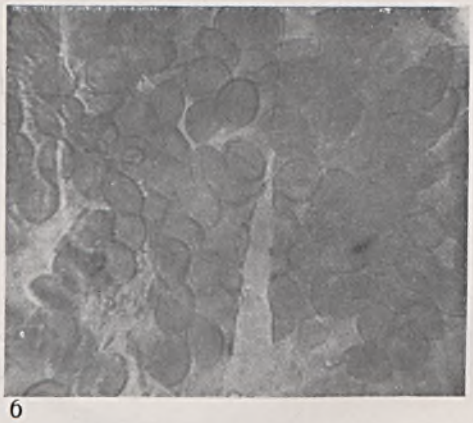
3



5



4

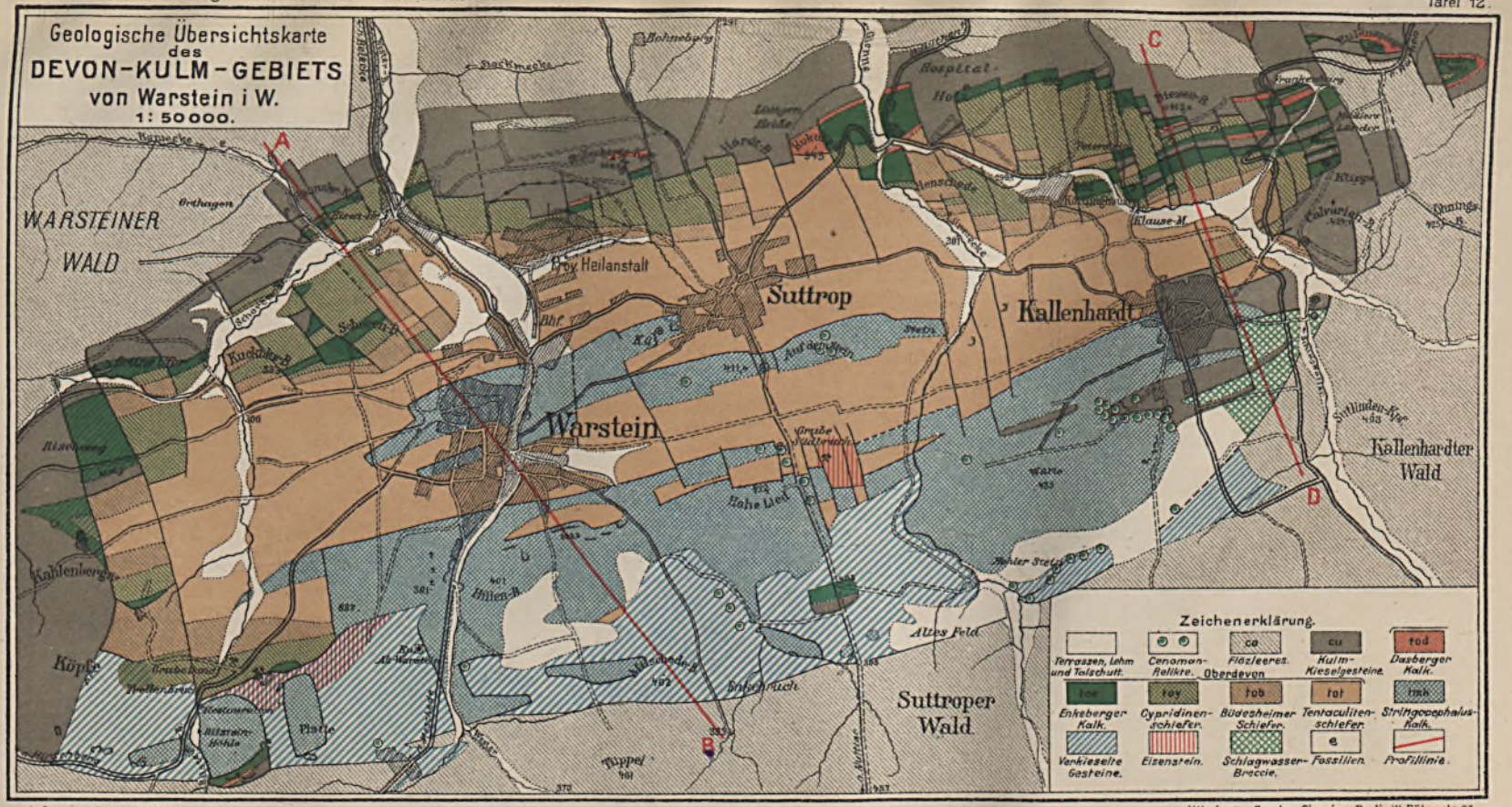


6

Druck von Albert Frisch, Berlin W.

Kräusel phot.





Aufgen. v. H. Schmidt 1919.

Lith. Anst. v. Bogdan Gisevius, Berlin W. Bülowstr. 66.

Profil A-B (Hahnskeköpf-Warstein).



Profil C-D (Biesenberg-Kallenhardt).



Profil Belecker Sattel, quer.



Anmerk.: Hier ist tob in tot, toy in toe einbezogen.

12

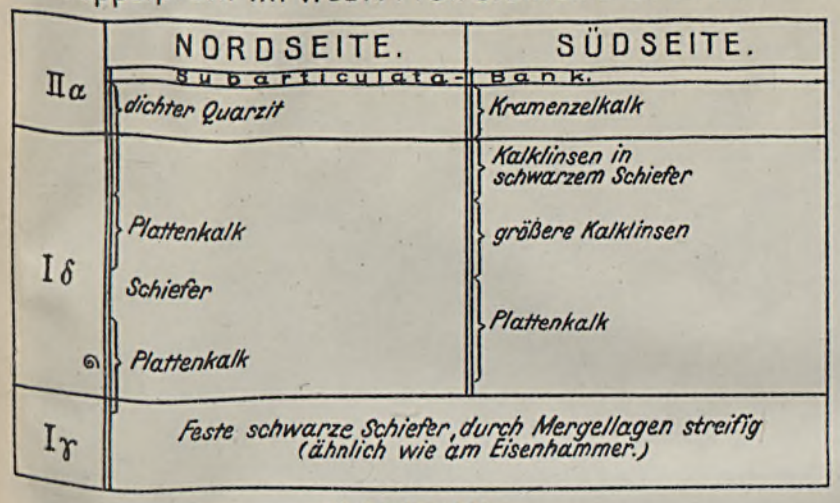
POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

BIBLIOTHEK



Fig. 1.

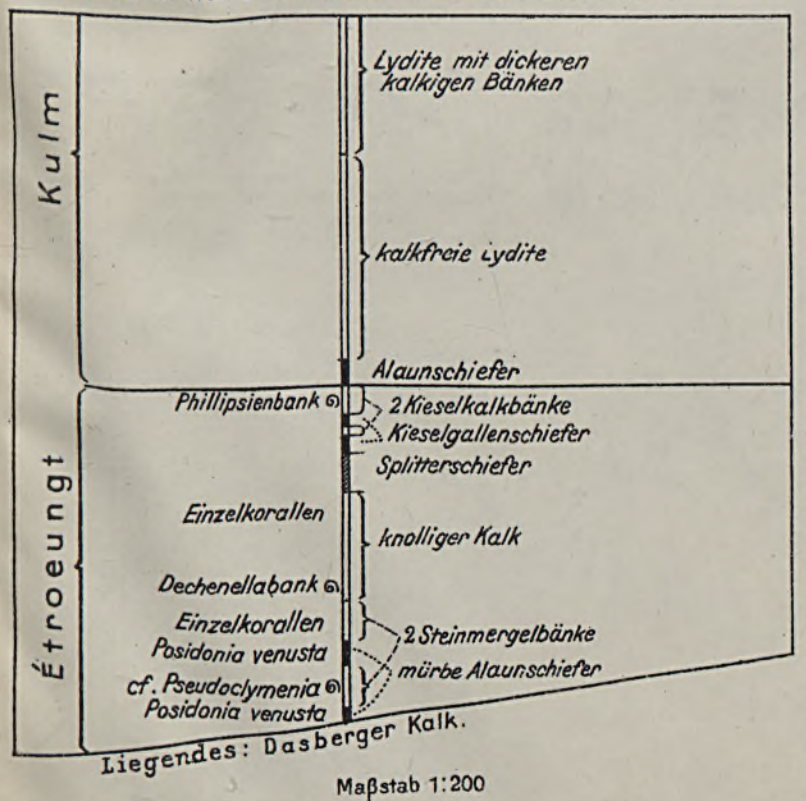
LAGE DES ÖSTRICHER KALKES,
Doppelprofil im westl. Prov. Steinbr. b. Drewer.



Maßstab 1:200

Fig. 3.

UNTERSTES KARBON,
Profil im östl. Prov. Steinbr. b. Drewer.



Maßstab 1:200

Fig. 2.

HAUPTPROFIL VON DREWER-OBERDEVON

ZONE	Profilmaß 1:300	Lager der wichtigsten Cephalopoden im Profil von Drewer.		Ergänzende Funde aus dem Warsteiner Gebiet.	
		LÜCKE MIT DISKORDANZ			
Vα	0	Gonioclymenia biimpressa	Laevigites Hoevelensis, Oxyclymenia undulata, Sporadoceras bilanceolatum	Vollständ. Fauna vielfach, dazu Trilobiten (Biesenbg., „Klippe")	
	2	Brancoceras sulcatum			
	+				
IV fehlt					
IIIβ	–	Oxycl. u. var. pygmaea, Prolobites delphinus	Sporadoceras Münsteri	Ox. u. v. pygm., Prol. delphinus, Spor. Münsteri	Eulenspiegel
	2				
	4		Sporadoceras biferum	Spor. Münsteri u. Spor. biferum	Kahlenbergs-Köpfe
IIIα	6				
	8	Ch. (Staff.) lagowiense, Ch. (Staff.) Pompeckji, Ch. (Euch.) Verneuili	Sporadoceras Pompeckji	Spor. Pompeckji, Pseudoclym. planidorsata, Dimeroc. Gümbeli, Ch. (Euch.) sacculum	Mädlers Länder
	10				
IIβ	12				
	14	Ch. (Torl.) curvispina	Cheil. (Eucheiloceras) angulatum	Spor. Pompeckji, Ch. (Dyscheil.) biesenbergense, Ch. (Torleyoc.) umbilicatum, Ch. (Euch.) angulatum	Biesenberg
	16				
	18	Ch. (Euch.) amblylobum			
IIα	20	Ch. (Euch.) planilobum		Cypridinenschiefer vom Schorenberg u.s.w.	
	22	„Subarticulata-Bank" (Brachiopodenfauna)			
	24				
	26			Östricher Kalk v. Korffschen Stbr.	
Iδ	28				
	30	Crickites Holzapfeli, Manticoceras cordatum			
Iγ				Manticoceras adorfense, Manticoceras retrorsum	Korff

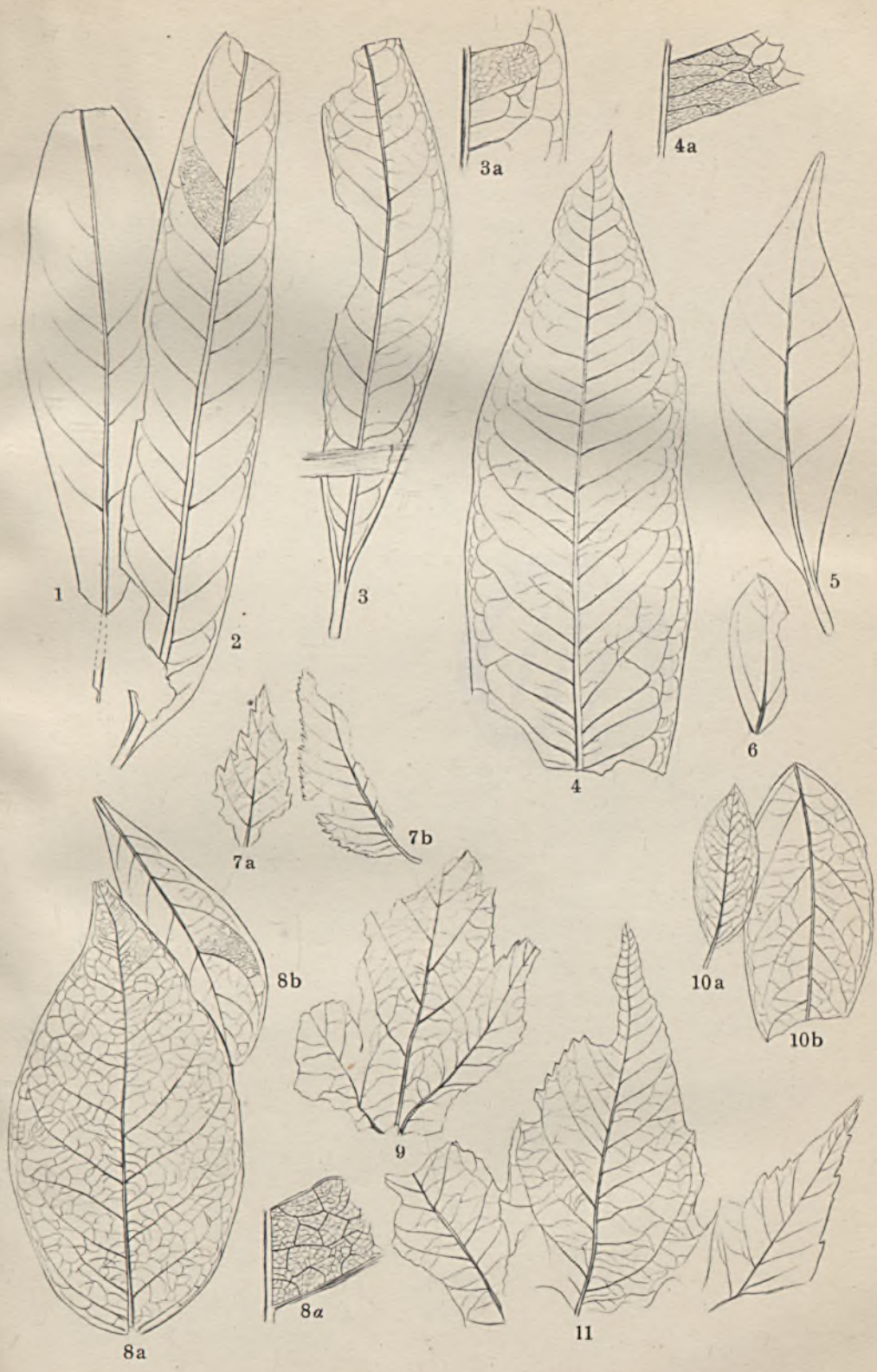
Lith. u. Druck d. Preuß. Geol. Landesanstalt, Berlin

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
Th 15008

Tafel 14.

Fig. 1—11. Braunkohle im Kesselwalde zwischen Obergrenzebach und Steina. (Originale in der Sammlung des Geologischen Institutes der Universität Marburg.)

Fig. 1. *Myrsinophyllum* sp. . . . . S. 349
Fig. 2, 3. *Myrsinophyllum Caronis* (Ung.) M. 3a vergr. S. 348
Fig. 4. *Myrsinophyllum Centaurorum* (Ung.) M. 4a vergr. S. 350
Fig. 5. *Apocynophyllum Amsonia* Ung. . . . . S. 351
Fig. 6. *Cinnamomum Scheuchzeri* Heer . . . . . S. 344
Fig. 7a. *Zelkowa Ungeri* Kóv. . . . . S. 343
Fig. 7b. cf. *Carpinus grandis* Ung. . . . . S. 343
Fig. 8a. *Malpighiastrum coriaceum* Ung. 8a[1] vergr. . . S. 345
Fig. 8b. *Myrica Silvani* Ung. . . . . S. 341
Fig. 9. cf. *Acer crenatifolium* Ett. . . . . S. 345
Fig. 10a. *Vaccinium acheronticum* Ung. . . . . S. 347
Fig. 10b. *Diospyros anceps* Heer . . . . . S. 347
Fig. 11. *Acer trilobatum* (Sternb.) A. Br. . . . . S. 344



gez. v. P. Menzel.

BIBLIOTHEK

Tafel 15.

Fig. 1—9, 15—20. Braunkohlenwerk Frielendorf. (Originale zu 1—9 im Geologischen Institut der Universität Marburg, zu 15—20 in der Sammlung der Preuß. Geolog. Landesanstalt Berlin.)

Fig. 1—9. *Castanopsis Schmidtiana* (Gein.) Kräusel . . S. 353
Fig. 15. cf. *Pinus Saturni* Ung. . . . . S. 355
Fig. 16—18. *Quercus Apocynophyllum* Ett. 17a vergr. . S. 355
Fig. 19a, b. *Sequoia Langsdorfii* (Brgt.) Heer . . . . S. 355
Fig. 20. Araliaceenblatt? . . . . . S. 357

Fig. 10—13. Ockergrube Marie am Ringsberge bei Frielendorf. (Originale zu 10—13 in der Sammlung der Preuß. Geolog. Landesanstalt Berlin.)

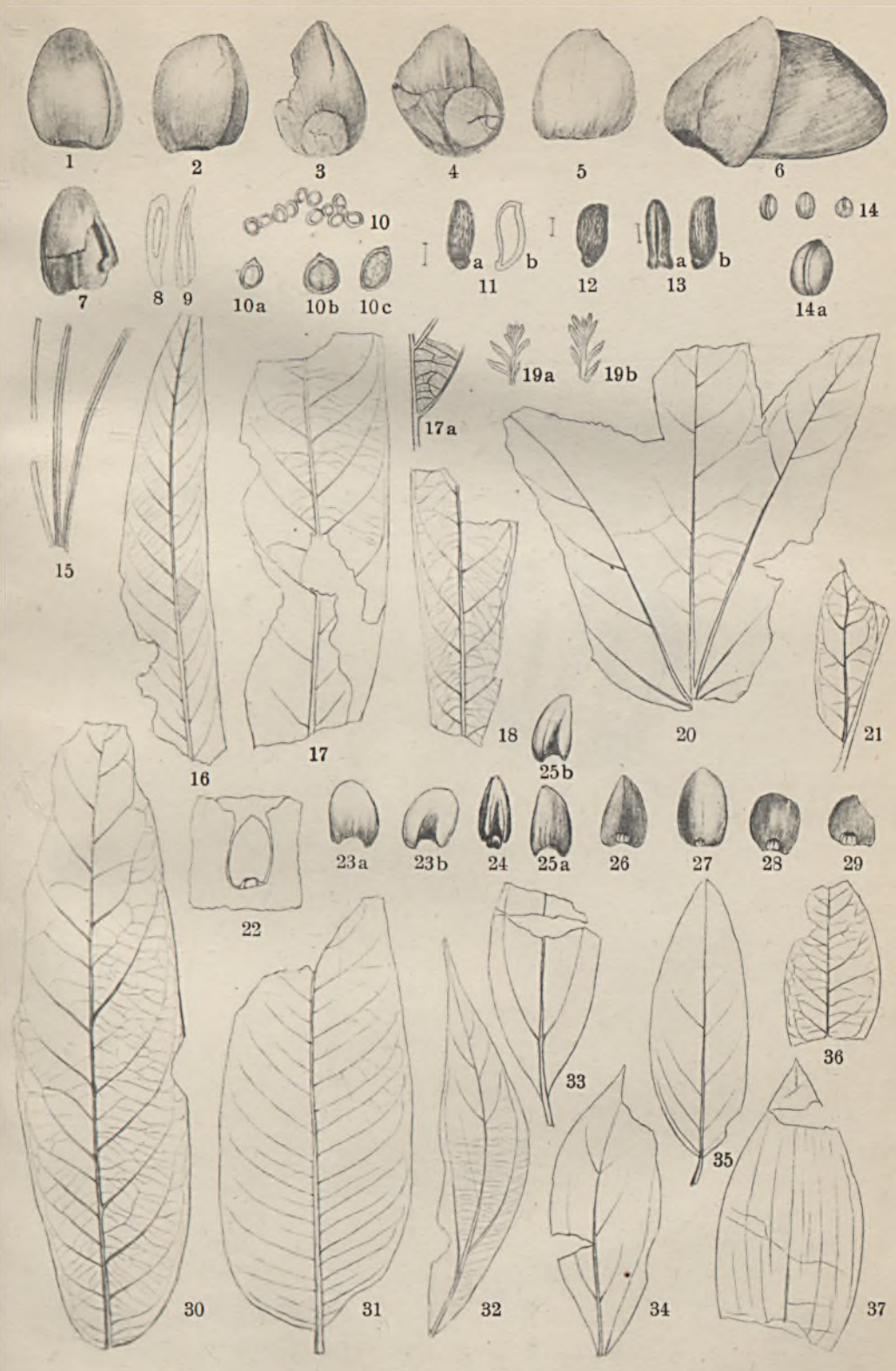
Fig. 10. *Carpolithes circumcinctus* n. sp. a—c vergr. . S. 358
Fig. 11—13. *Folliculites kaltennordheimensis* Zenker. vergr. S. 360

Fig. 14. Melanienton vom Großen Mosenberge. (Original zu Fig. 14 in der Sammlung der Preuß. Geolog. Landesanstalt Berlin.)

Fig. 14. *Leguminosites vicioides* n. sp. a vergr. . . . S. 373

Fig. 21—36. Qarzit und Kalkschiefer zwischen Rhünda und Gensungen. (Originale zu Fig. 21—36 in der Sammlung der Preuß. Geolog. Landesanstalt Berlin.)

Fig. 21. *Vaccinium* sp. . . . . S. 369
Fig. 22—29. *Carpolithes burseraceus* Menz. . . . . S. 371
Fig. 30. *Phyllites knemaeformis* n. sp. . . . . S. 370
Fig. 31. cf. *Neritinium majus* Ung. . . . . S. 369
Fig. 32. *Cinnamomum lanceolatum* (Ung.) Heer . . . S. 367
Fig. 33, 34. *Cinnamomum Scheuchzeri* Heer . . . . S. 367
Fig. 35. *Andromeda vaccinifolia* Ung. . . . . S. 368
Fig. 36, 37. Unbestimmbare Blattreste . . . . . S. 372



gez. v. P. Menzel.

BIBLIOTHEK

Tafel 16.

Fig. 1. Basalttuff vom Großen Schemberge. (Original zu Fig. 1 in der Sammlung der Preuß. Geolog. Landesanstalt Berlin.)

Fig. 1. cf. *Persea Braunii* Heer. . . . . S. 358

Fig. 2—18. Basalttuff von Sipperhausen. (Originale zu Fig. 2—18 in der Sammlung Dr. Schultz-Cassel.)

Fig. 2. *Juglans Blancheti* Heer. . . . . S. 374

Fig. 3—6. *Cyclobalanopsis gracilis* n. sp. vergr. 4b . . S. 374

Fig. 7. *Laurophyllum* sp. . . . . S. 379

Fig. 8. *Laurophyllum miocenicum* (Ett.) Schindeh. . . . S. 380

Fig. 9, 10. *Ficus* sp. . . . . S. 376

Fig. 11, 13. cf. *Laurus Omalii* Sap. et Mar. . . . . S. 376

Fig. 12. *Laurophyllum apolloniaceum* n. sp. . . . . S. 378

Fig. 14a, b, 17, 18. *Oreodaphne Heerii* Gaud. vergr. 14a. S. 377

Fig. 15, 16. *Laurophyllum* sp. . . . . S. 381



Gez. v. P. Menzel.

BIBLIOTHEK

Tafel 17.

Fig. 1—11. Basalttuff von Sipperhausen. (Originale zu Fig. 1—11 in der Sammlung Dr. Schultz-Cassel.

Fig. 1. *Ficus* sp. . . . . S. 376

Fig. 2. *Laurophyllum* sp. cf. *Actinodaphne Germari* (Heer) Friedr. . . . . S. 381

Fig. 3. cf. *Rhamnus deletus* Heer . . . . . S. 382

Fig. 4. cf *Rhamnus acuminatifolius* Web. . . . . S. 382

Fig. 5. *Viburnum Schultzii* n. sp. . . . . S. 385

Fig. 6, 11. *Styrax Blanckenhornii* n. sp. . . . . S. 383

Fig. 7, 8. *Laurophyllum* sp. . . . . S. 382

Fig. 9, 10a. cf. *Diospyros brachysepala* A. Br. . . . . S. 384

Fig. 10b, c. *Laurophyllum* sp. . . . . S. 382



gez. v. P. Menzel.


BIBLIOTHEK

Tafel 18.

Fig. 1—37. Rötel des Cassdorf-Lendorfer Höhenrückens. (Originale zu Fig. 1—3, 5—9, 11, 21, 23, 29—32, 34 in der Sammlung der Preuß. Geolog. Landesanstalt Berlin, zu Fig. 10, 12—20, 24—28, 35, 37 in der Sammlung des Geol. Institutes Marburg, zu Fig. 4, 22, 33, 36 in der Sammlung Willig-Homberg.)

Fig. 1—21. *Salix cinerea* L. vergr. Fig. 14a, 17a . . S. 388

Fig. 22. cf. *Mentha silvestris* L. . . . . S. 391

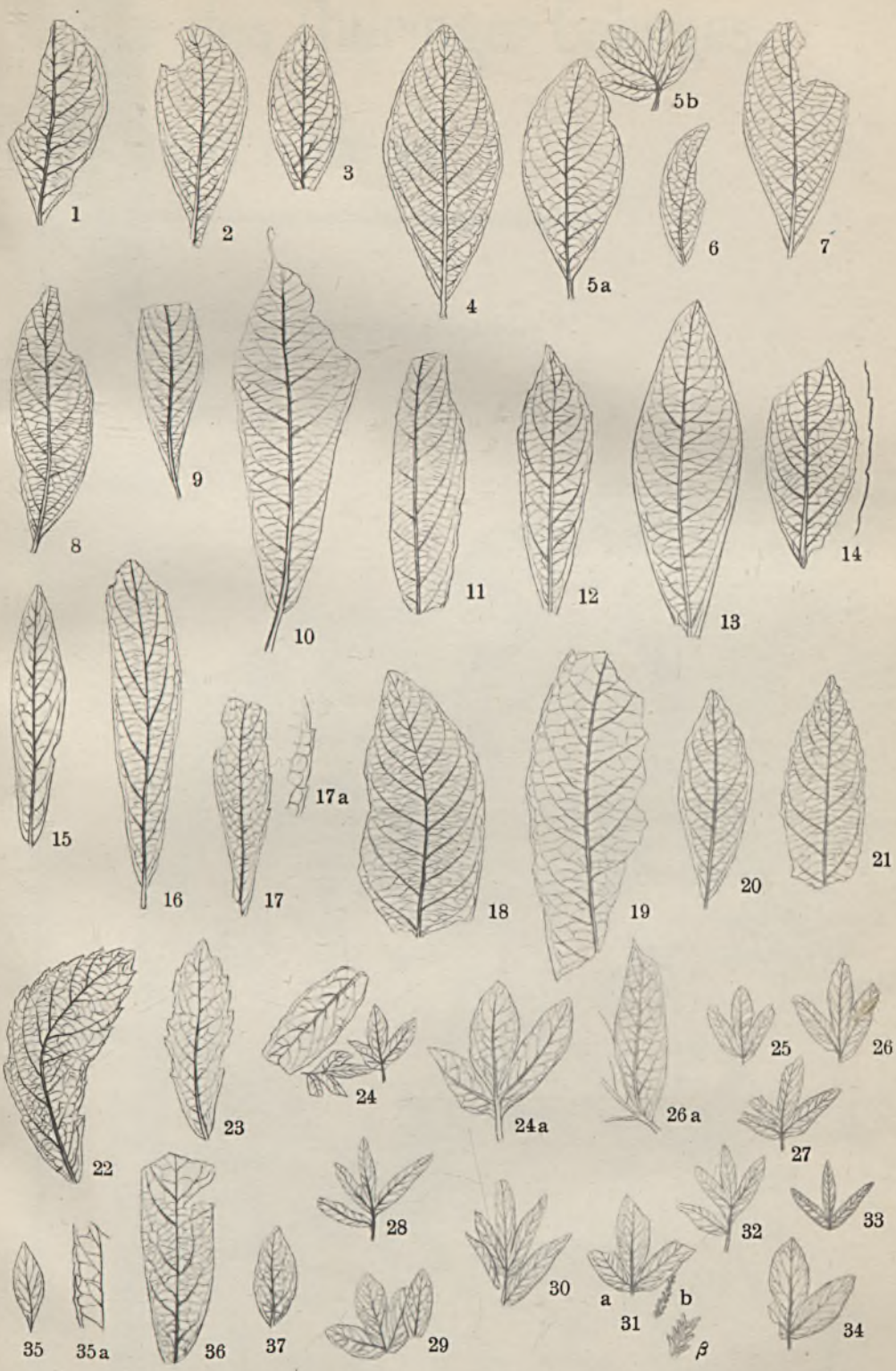
Fig. 23. *Pirola umbellata* L. . . . . S. 390

Fig. 5b, 24—34. *Potentilla fruticosa* L. . . . . S. 390

Fig. 31b. Moosrest. vergr. Fig. 31b[1] . . . . . S. 391

Fig. 35. cf. *Thymus* sp. vergr. Fig. 35a . . . . . S. 391

Fig. 36, 37. Unbestimmbare Blätter. . . . . S. 391



gez. v. P. Menzel.

BIBLIOTHEK
POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

Übersichtskarte des Thüringer Gebirges.

Maßstab 1:300000.

10 5 0 10 20 km

63 Quellwanne oder prätertiärer Rumpfrest

48

II Profillinien

Verwerfungen

Kammlinie

Gotha
Ruhla
Waltershausen
Friedrichroda
Ohrdruf
Arnstadt
Tambach
Crawinkel
Plauen
Stadtilm
Gräfenroda
Schmalkalden
Oberhof
Ilmenau
Mehlis
Zella St. Bl.
Gehren
Königsee
Blankenburg
Schwarza
Saalfeld
Dolmar
Suhl
Meiningen
Themar
Schleusingen
Hildburghausen
Eisfeld
Sonneberg
Muppbg.
Graefenthal
Lehesten
Würzbach
Lobenstein
Hirschberg
Ziegenrück
Pörmitz
Leutenbg.
Schleiz
Mühltroff
Saalburg
Tanna
Zeulenroda
Pausa
Auma
Knau
Oschitz
Gefell
Naila

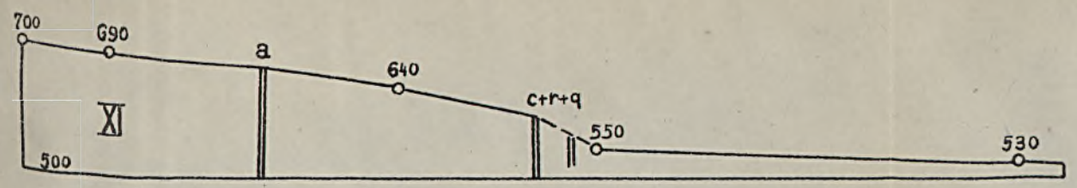
Bodenerhebungen in Metern.

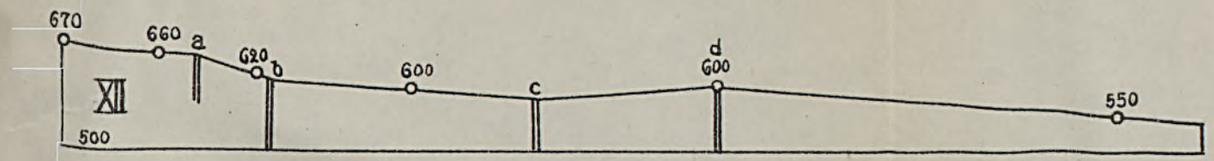
300 – 400 m
400 – 500 m
500 – 600 m
600 – 700 m
700 – 800 m
800 – 900 m
900 – 1000 m

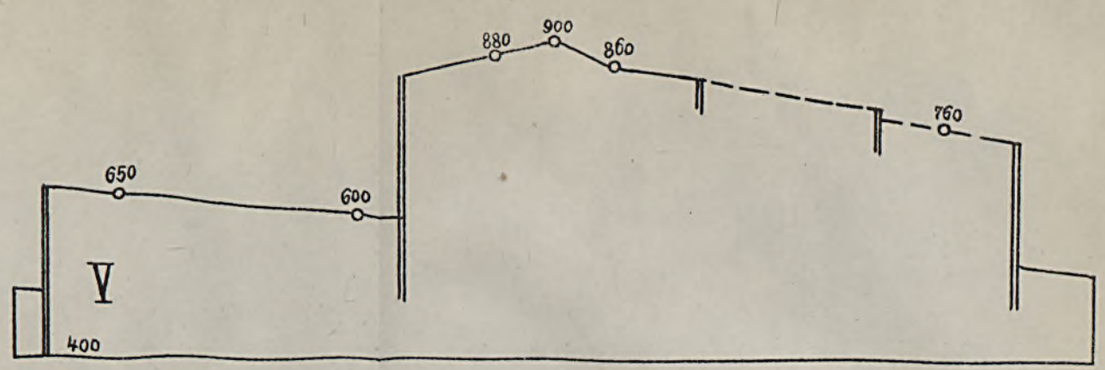
Gisaldruck d. Lith. Anst. v. Bogdan Gisevius, Berlin W. Bülowstr. 66.

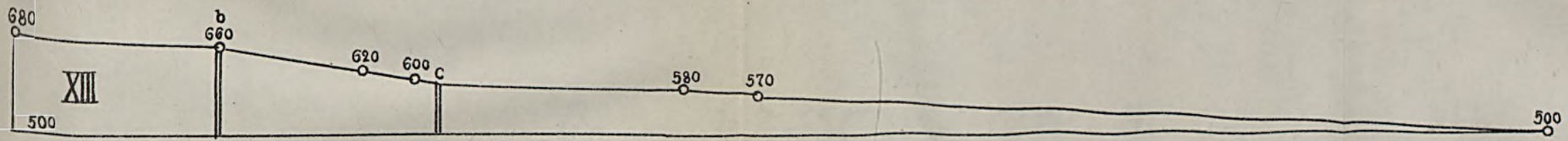
Gez. von A. Ebert.

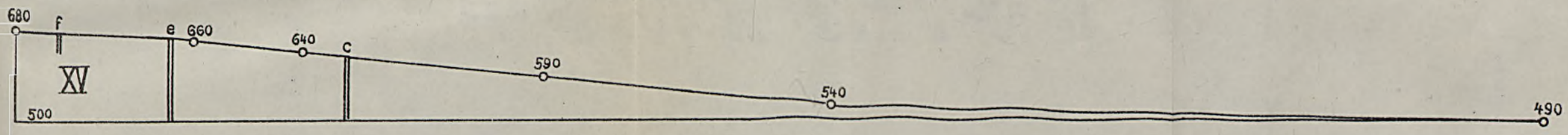
BIBLIOTHEK

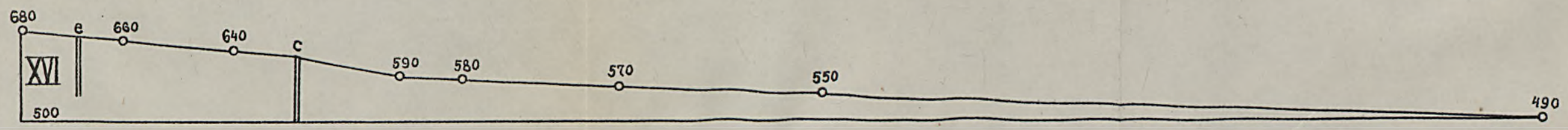


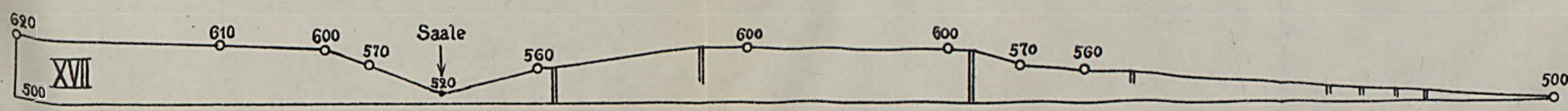


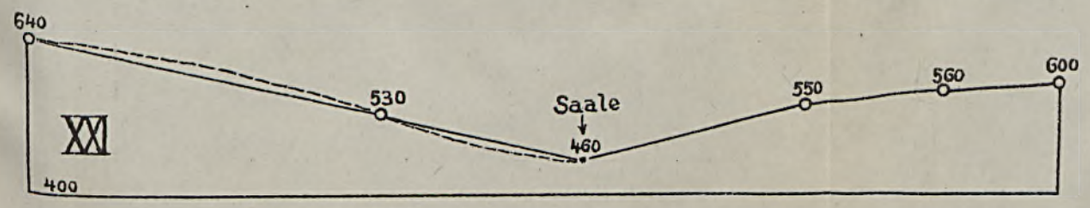












Beispiele einiger Querprofile durch das Thüringer Gebirge.

Maßstab 1: 100000 mit 10-facher Überhöhung.

Die Oberfläche stellt die Verbindungsfläche aller Quellwannenpunkte und Plateauflächen dar.
Sie läßt an den meisten Verwerfungen (Doppellinien der Profile) die postkretazischen Veränderungen erkennen.

Durchlichtungsdruck d. Preuß. Geol. Landesanstalt, Berlin.

BIBLIOTHEK

Stereophotogrammetrische Aufnahme des Gemäßgrundes bei Schlegel.

Maßstab 1:4500.

100 50 0 100 200 300 400m

mit dem Stereoautographen gezeichnete Schichtlinien.

Schichtlinien nur lückenweise mit dem Stereoautographen gezeichnet, vervollständigt durch Meßtischaufnahme.

⊙I Linker Basispunkt der Feldaufnahme I.

Aufgenommen u. gez. v. A. Ebert.

Photolith. d. Lith. Anst. v. Bogdan Giesevius, Berlin W. Bülowstr. 86.

BIBLIOTHEK
POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII



neuzeitliches Erosionstal

Rumpffläche mit Krähenhügel

Der Gemäßgrund bei Schlegel.

Wiedergabe einer stereophotogrammetrischen Aufnahme; Station II, rechter Basispunkt, Normalaufnahme. Aufgenommen mit Zeiß-Phototheodolit 13 × 18, F = 195,25 mm.

BIBLIOTHEK

Do 1588, N, 40

Jahrbuch

der

Preußischen Geologischen Landesanstalt

zu

Berlin

für das Jahr

1920



Band XLI, Teil II

Heft 1

Berlin

Im Vertrieb bei der Preußischen Geologischen Landesanstalt

Berlin N. 4, Invalidenstraße 44

1922

Do 1588

Inhalt

Seite

W. Quitzow†: Die Fauna des marinen Miocäns von Alt-Gleiwitz. Ein Beitrag zur Altersfrage des oberschlesischen Tertiärs. (Hierzu Tafel 1) . . . . . 1— 51

W. Paeckelmann: Oberdevon und Untercarbon der Gegend von Barmen. (Hierzu Tafel 2 und 3) . . . . . 52—147

R. Hundt: Beiträge zur Kenntnis der Graptolithenfauna Deutschlands (Westthüringisches Schiefergebirge, Kellerwald, Katzbachgebirge.) Mit einem Anhang über Herstellung von Graptolithen-Photographien von Herrn Albert Pietzsch. (Hierzu Tafel 4—7 und 2 Textfiguren) . . . . . 148—207

O. Mügge: Zur Kenntnis der Kontaktmetamorphose an den Diabasen des Harzes . . . . . 208—246

K. Keilhack: Neue Beiträge zur Geologie der Lausitz (Blatt Hohenbocka). (Mit 8 Abbildungen) . . . . . 247—263

K. Keilhack: Beiträge zur Stratigraphie und zu den Lagerungsverhältnissen der Trias und des Tertiärs des nordöstlichen Harzvorlandes. (Mit 1 Übersichtskarte 1 : 200000, Tafel 8 und 5 Abbildungen) . . . . . 264—307

K. Schlossmacher: Keratophyre aus dem rechtsrheinischen Vordertaunus. (Mit 1 Textfigur) . . . . . 308—348

H. Hess v. Wichdorff und **R. Hundt**: Über das Vorkommen von Graptolithen-Siculae im Obersilur von Saalfeld. (Hierzu Tafel 9) 349—355

E. Zimmermann I: Die Gänge und Stöcke von Porphyr im Katzbach- und Waldenburger Gebirge in Schlesien. (Mit einer Figur) 356—367

W. Kegel: Die Grube Raab bei Wetzlar, ein Beitrag zur Stratigraphie und Tektonik der südöstlichen Lahnmulde. (Hierzu Tafel 10 und 2 Figuren im Text) . . . . . 368—391

C. Gagel: Die diluvialen Artefakte vom Kaiser-Wilhelm-Kanal und ihre Lagerstätten. (Hierzu Tafel 11 und 12 und 3 Textfiguren) . . . . . 392—410

A. Seligo: Zur Kenntnis des Salzgehaltes, insbesondere der Carbonathärte westpreußischer Gewässer . . . . . 411—432

Jahrbuch

der

Preufsischen Geologischen Landesanstalt

zu

Berlin

für das Jahr

1920

Band XLI, Teil II

Berlin

Im Vertrieb bei der Preußischen Geologischen Landesanstalt

Berlin N. 4, Invalidenstraße 44

1922

Inhalt.

	Seite
W. Quitzow †: **Die Fauna des marinen Miocäns von Alt-Gleiwitz. Ein Beitrag zur Altersfrage des oberschlesischen Tertiärs.** (Hierzu Tafel 1)	1— 51
W. Paeckelmann: **Oberdevon und Untercarbon der Gegend von Barmen.** (Hierzu Tafel 2 und 3)	52—147
R. Hundt: **Beiträge zur Kenntnis der Graptolithenfauna Deutschlands (Westthüringisches Schiefergebirge, Kellerwald, Katzbachgebirge).** Mit einem Anhang über Herstellung von Graptolithen-Photographien von Herrn Albert Pietzsch. (Hierzu Tafel 4—7 und 2 Textfiguren)	148—207
O. Mügge: **Zur Kenntnis der Kontaktmetamorphose an den Diabasen des Harzes**	208—246
K. Keilhack: **Neue Beiträge zur Geologie der Lausitz.** (Blatt Hohenbocka.) (Mit 8 Abbildungen)	247—263
K. Keilhack: **Beiträge zur Stratigraphie und zu den Lagerungsverhältnissen der Trias und des Tertiärs des nordöstlichen Harzvorlandes.** (Mit einer Übersichtskarte 1:200000 Tafel 8 und 5 Abbildungen)	264—307
K. Schlossmacher: **Keratophyre aus dem rechtsrheinischen Vordertaunus.** (Mit 1 Textfigur)	308—348
H. Hess v. Wichdorff und R. Hundt: **Über das Vorkommen von Graptolithen-Siculae im Obersilur von Saalfeld.** (Hierzu Tafel 9)	349—355
E. Zimmermann I: **Die Gänge und Stöcke von Porphyr im Katzbach- und Waldenburger Gebirge in Schlesien.** (Mit 1 Figur)	356—367
W. Kegel: **Die Grube Raab bei Wetzlar, ein Beitrag zur Stratigraphie und Tektonik der südöstlichen Lahnmulde.** (Hierzu Tafel 10 und 2 Textfiguren)	368—391
C. Gagel: **Die diluvialen Artefakte vom Kaiser-Wilhelm-Kanal und ihre Lagerstätten.** (Hierzu Tafel 11 und 12 und 3 Textfiguren)	392—410
A. Seligo: **Zur Kenntnis des Salzgehaltes, insbesondere der Carbonathärte westpreußischer Gewässer**	411—432
Johannes Ahlburg †	(I—XI)
Fritz Herrmann †	(XII—XXII)
Oskar Tietze †	(XXIII—XXX)

Amtlicher Teil.

Bericht über die wissenschaftlichen Ergebnisse der geologischen Aufnahmen im Jahre 1920	(XXXIII—CXCII)
Bericht über die Tätigkeit der Preußischen Geologischen Landesanstalt für das Jahr 1920	I—XXII
Arbeitsplan der Preußischen Geologischen Landesanstalt für das Jahr 1921	XXIII—XXXVI
Personalbestand der Preußischen Geologischen Landesanstalt am 31. Dezember 1920	XXXVII—XLVI
Sach-Register	XLVII—LII
Orts-Register	LII—LV

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Die Fauna des marinen Miocäns von Alt-Gleiwitz. Ein Beitrag zur Altersfrage des oberschlesischen Tertiärs.

Von Herrn **W. Quitzow** † in Berlin.

Hierzu Tafel 1.

Vorbemerkung des Herausgebers. Die vorliegende Arbeit war für den Allgemeinen Deutschen Bergmannstag in Breslau geplant und im Jahre 1913 zum Druck eingereicht. Druck und Herstellung der Tafeln mußten aber bei Kriegsausbruch infolge der militärischen Einziehung des Verfassers vorläufig zurückgestellt werden. Zu unserem großen Schmerze ist der Verfasser nicht aus dem Feldzuge heimgekehrt, sondern wird seit Ende Dezember 1914 vermißt.

Für den unterzeichneten Herausgeber, der damit beauftragt wurde, die hinterlassene Arbeit druckfertig zu stellen, konnte es sich nur darum handeln, Lücken wie z. B. bei den Maßangaben zu schließen und kleine Ungenauigkeiten zu beseitigen; im übrigen erforderte es aber die Pietät, die Arbeit des Verfassers unangetastet zu lassen, insbesondere sich einer kritischen Stellungnahme zu enthalten. Aus Sparsamkeitsgründen konnte die Arbeit endlich nicht mehr so wie ursprünglich vom Verfasser beabsichtigt war, mit Abbildungen ausgestattet werden, sondern wir mußten uns beschränken auf die Darstellung der neuen Formen oder solcher weniger bekannten, die bei Kriegsausbruch bereits vom Zeichner Herrn G. Hoffmann fertig gestellt waren.

Berlin, im Januar 1920. **W. Koert.**

Einleitung.

Die marinen Tertiärablagerungen Oberschlesiens zwischen den Nordkarpaten und dem Tarnowitz-Krappitzer Muschelkalkrücken sind zuerst von R. v. Carnall[1]) im Jahre 1844 als »Gips- und Mergelgebirge« zusammengefaßt und als Flözgebirge angesprochen worden, das dem Alter nach zwischen Jura und Kreide gestellt wurde.

In demselben Jahre sprach Beyrich[2]) auf Grund einer paläontologischen Untersuchung der bis dahin nur von wenigen Fundpunkten bekannt gewordenen Fossilien die Ansicht aus, daß der fragliche Schichtenkomplex zweifellos dem Tertiär, und zwar seiner jüngeren Abteilung zuzurechnen sei.

Weitere Fossilfunde[3]) und ihre Untersuchung durch Reuss[4]) bestätigten diese Deutung. Es gelang festzustellen, daß die in mehreren Schächten bei Miechowitz aufgeschlossenen kalkigen Bildungen dem Leithakalk, die mehr tonigen von Mikultschütz dem Tegel des Wiener Beckens entsprechen.

Bedeutungsvolle Beiträge zur Altersbestimmung der marinen Tertiärbildungen lieferten dann die Arbeiten zur Herstellung der von F. Roemer herausgegebenen geognostischen Karte von Oberschlesien (1870). Namentlich die Auffindung weiterer Äquivalente des Leithakalkes bei Hohndorf unweit Leobschütz und mergeliger Ablagerungen in dem Hauptschlüsselstollen bei Zabrze erbrachte wertvolles Fossilmaterial zur Klärung der Altersfrage jener Bildungen und zur Befestigung der von Beyrich von Anbeginn vertretenen Auffassung.

In den Erläuterungen zur geognostischen Karte Oberschlesiens gibt F. Roemer[5]) eine Aufzählung sämtlicher damals bekannten Fundorte und eine kritische Beschreibung einzelner Faunen. Nach

---

[1]) Bergmännisches Taschenbuch I, 1844, S. 108—111.

[2]) E. Beyrich, Über die Entwicklung des Flözgebirges in Schlesien. Karsten's Archiv für Min., Bd. 18, 1844, S. 1—86.

[3]) Zs. der Deutsch. geol. Ges. Bd. II, 1850, S. 184.

[4]) A. E. Reuss, Ein Beitrag zur Paläontologie der Tertiärschichten Oberschlesiens. Zs. der Deutsch. geol. Ges. III, 1851, S. 149—184.

[5]) F. Roemer, Geologie von Oberschlesien. Breslau 1870.

der Art der Fossileinschlüsse, dem petrographischen Verhalten und den Lagerungsverhältnissen weist auch er diese Ablagerungen ins Miocän, indem er die tonigen Schichten dem unteren marinen Tegel, die kalkigen Bildungen dem Leithakalk des Wiener Beckens gleichstellt und dieses für einen Teil desselben Meeres erachtet, in dem auch das oberschlesische Tertiär zur Ablagerung gelangte.

Diese Auffassung, die auch GÜRICH[1]) sich zu eigen machte, hat bis in die neueste Zeit unbestrittene Geltung gehabt und ist erst im Jahre 1906 von A. QUAAS angezweifelt worden. QUAAS[2]) gelangte auf Grund einer paläontologischen Untersuchung des in den Bohrungen Lorenzdorf und Przesciscow (Galizien) zutage geförderten Conchylienmaterials zu der Ansicht, daß das marine Tertiär Oberschlesiens den Cerithienschichten des Wiener Beckens, also der sarmatischen Stufe des Obermiocäns zuzurechnen sei.

Demgegenüber hält MICHAEL[3]), vorzugsweise von stratigraphischen Erwägungen aus, in Übereinstimmung mit OPPENHEIM[4]), der von paläontologischen Gesichtspunkten aus die Auffassung von QUAAS verwirft, an der alten von BEYRICH bereits vertretenen Ansicht fest, wonach die Lorenzdorfer Fauna und weiterhin alle marinen Tegel des oberschlesischen Tertiärs nicht jünger als mittelmiocän, in ihren unteren Partien möglicherweise bereits untermiocänen Alters sind.

Bei dieser Altersbestimmung stützt sich MICHAEL im wesentlichen auf das fraglos obermiocäne Alter der überlagernden »Schichten

---

[1]) G. GÜRICH, Erläuterungen zu der geologischsn Übersichtskarte von Schlesien. Breslau 1890, S. 153 ff.

[2]) A. QUAAS, Über eine obermiocäne Fauna aus der Tiefbohrung Lorenzdorf bei Kujau (Oberschlesien) und über die Frage des geologischen Alters der »subsudetischen« Braunkohlenformation in Oberschlesien und über eine obermiocäne Fauna aus der Tiefbohrung von Przesciscow östlich Oswiecim (Westgalizien). Jahrb. der K. Preuß. geol. Landesanst. für 1906, Berlin 1909.

[3]) R. MICHAEL, Über das Alter der in den Tiefbohrungen von Lorenzdorf in Schlesien und Przesciscow in Galizien aufgeschlossenen Tertiärschichten. Jahrb. der K. Preuß. geol. Landesanst. für 1907, Berlin 1907. — Über die Altersfrage der oberschlesischen Tertiärablagerungen. Zs. der Deutsch. geol. Ges. 59, 1907, Mon.-Ber.

[4]) OPPENHEIM, Über das Miocän in Oberschlesien. Zs. der Deutsch. geol. Ges. 59, 1907, Mon.-Ber., S. 43.

von Kieferstädtel« (= oberschlesischer Vertreter der subsudetischen Braunkohlenformation), andererseits auf den charakteristischen, innerhalb der marinen Tegel auftretenden Gips-, Kalk- und Salzhorizont, dessen stratigraphische Bedeutung bereits Ebert[1]) erkannt hatte und der von Michael, entsprechend den salzführenden Schichten Galiziens, mit den älteren Autoren (Süss, Reuss, Niedzwiedzki, Tietze), ins Untermiocän bezw. an die Grenze vom Mittel- zum Untermiocän gestellt wird.

Die Bezugnahme auf galizische und mährische Verhältnisse nimmt neuerdings Friedberg[2]) zum Anlaß, um in einer Untersuchung über das polnische Miocän, teilweise in mißverständlicher Auffassung der Michael'schen Arbeiten, sich auch zu der Altersfrage des oberschlesischen marinen Tertiärs zu äußern. Durch kritischen Vergleich der in der älteren Literatur sowohl wie in den genannten Veröffentlichungen von Quaas, Michael und Oppenheim aufgeführten Fossilien, der von Kittl[3]) aus dem Tegel von Mährisch-Ostrau beschriebenen Fauna und endlich der aus dem Salzgebirge von Wieliczka bekannt gewordenen Formen gelangt Friedberg zu dem Schluß, daß weder in Polen noch in den fraglichen Gebieten Österreichs und Schlesiens ältere als mittelmiocäne Ablagerungen vorhanden sind, daß die tiefsten Schichten vielmehr dem Helvetien angehören und das Burdigalien vollkommen fehlt. Die Salzformation wird dem Helvetien gleichgestellt und dasselbe Alter auch der gesamten Tegelablagerung von Lorenzdorf zugewiesen, während die Fauna von Przesciscow dem Tortonien angesprochen wird.

Den Ausführungen Friedberg's gegenüber hält Michael in einem Vortrag vor der Deutschen Geologischen Gesellschaft[4]),

[1]) Th. Ebert, Die stratigraphischen Ergebnisse der neueren Tiefbohrungen im oberschlesischen Steinkohlengebirge. Abh. der K. geol. Landesanst. N. F., Heft 19, Berlin 1895, S. 121 ff.

[2]) W. Friedberg, Einige Bemerkungen über das Miocän in Polen. Verh. k. k. geol. Reichsanst. 1912, Nr. 16.

[3]) E. Kittl, Die Miocän-Ablagerungen der Ostrau-Karwiner Steinkohlenreviers und deren Faunen. Wien 1887.

[4]) R. Michael, Die Altersfrage des Tertiärs im Vorlande der Karpaten. Zs. der Deutsch. geol. Ges., Mon.-Ber. 1913, S. 238.

dessen Wortlaut ich im Korrekturabzug einsehen durfte, seinen im Jahre 1907 bereits dargelegten Standpunkt aufrecht, wonach also die Tegel über dem Salzhorizont sowie dieser selbst als Mittelmiocän, die Tegel unter dem Salzhorizont als Mittel- bis Untermiocän anzusehen sind. In einer zweiten, z. Zt. ebenfalls im Druck befindlichen Arbeit[1]) desselben Verfassers, deren Korrektur mir von Herrn MICHAEL in gleich dankenswerter Weise zur Verfügung gestellt wurde, kommt dieselbe Ansicht zum Ausdruck.

Einen weiteren Beitrag zur Klärung der Altersbeziehungen des oberschlesischen Tertiärs, zunächst der marinen Absätze, soll die folgende Untersuchung liefern, die sich mit der paläontologischen Bearbeitung einer reichhaltigen Conchylienfauna von Alt-Gleiwitz befaßt. Der Hauptteil des durchweg wohlerhaltenen Materials ist teils von dem Königlichen Landmesser Herrn GRUNDEY in Kattowitz, teils von mir selbst während meiner Aufnahmetätigkeit in Oberschlesien gesammelt worden. Ferner konnte die ansehnliche, demselben Fundort entstammende Sammlung des Herrn Rechnungsrats KLOSE-Gleiwitz berücksichtigt werden. Zum Vergleich standen mir das in der Sammlung der Königlichen Geologischen Landesanstalt von zahlreichen anderen Fundpunkten Oberschlesiens vorhandene Conchylienmaterial sowie die reichhaltigen Sammlungen des k. k. Naturhistorischen Hofmuseums und der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien zur Verfügung. Die Kenntnis der mährisch-schlesischen Formen wurde mir durch die Herren Prof. RZEHAK und Hofrat JAHN, die der galizischen Fossilien durch Herrn W. FRIEDBERG und die Leitung des Dzieduszyckischen Museums in zuvorkommendster Weise vermittelt. Allen Beteiligten spreche ich für ihre Unterstützung meinen verbindlichsten Dank aus.

Das Dorf Alt-Gleiwitz (Meßtischblatt Peiskretscham, Gr.-Abt. 78, Nr. 38) liegt etwa 3 km nordwestlich von Gleiwitz an der Kunststraße, die über Brzezinka nach Klüschau führt, inmitten einer lehmbedeckten Diluvialhochfläche, die den Lauf der Klodnitz linker Hand begleitet. Die Fundpunkte selbst — zwei Ziegelei-

[1]) R. MICHAEL, Steinsalz und Sole in Oberschlesien. Jahrb. der K. Preuß. geol. Landesanst. 1913.

gruben — liegen außerhalb des Dorfes, nördlich bezw. nordwestlich: die größere (Fortuna-Ziegelei) 1 km entfernt an der genannten Chaussee, die kleinere etwas näher dem Dorfe an der Straße nach Laband.

In beiden Gruben ist unter der diluvialen Lehmdecke, die in der kleinen auf der Hochfläche gelegenen Ziegelei bis zu 5 m, in der anderen höchstens 2 m ausmacht, eine Folge miocäner Tegel, bis zu einer Mächtigkeit von 6 m aufgeschlossen. Die Beschaffenheit des Tegels ist überaus wechselnd. Die Hauptmasse bildet ein feiner graublauer, fetter und plastischer Ton, der ohne erkennbare Schichtung häufig in gelbe sandigere Partien übergeht und nicht selten durch Anhäufung von Eisenoxydhydrat dunkelbraun bis rostrot gefärbt ist.

Die gesamte Schichtenfolge des Tegels, die sich nach Maßgabe vorhandener Bohrungen unverändert noch 10—20 m in die Tiefe fortsetzt, enthält eine Fülle von Versteinerungen, fast ausnahmslos Zweischaler und Schnecken, die in der größeren Fortuna-Ziegelei einen außerordentlichen Reichtum an Individuen aufweisen, in der kleineren dagegen, soweit die bisherigen Aufschlüsse reichen, nur in beschränkter Zahl vorhanden sind.

Der Erhaltungszustand ist vorzüglich. Die Schalen sind meist unversehrt und lassen die Feinheit des Baues und die Verzierung wie bei rezenten Exemplaren in schönster Weise erkennen. Verdrückt und strukturell unkenntlich sind nur einzelne größere Zweischaler. Andere wenige sind sehr zerbrechlich und in ganzen Exemplaren auch bei größter Vorsicht nicht abzulösen.

Die Fauna.

A. Gastropoda.

I. Opistobranchiata.

Ringicula buccinea Desh.

1838. *Ringicula buccinea* Deshayes, Lamarck, Hist. nat. d. Anim. sans vert. 2. éd. VIII., S. 344.

1856. » » M. Hoernes, Foss. Moll. Tert.-Beck. Wien I, S. 86, Taf. 9, Fig. 3—4.

1879. *Ringicula Gaudryana* Fontannes, Moll. Plioc. vallée d. Rhône I, S. 130, Taf. 7, Fig. 23.
1880. » *buccinea* R. Hoernes u. Auinger, Die Gastropoden, S. 70.
1892. *Ringiculella auriculata* Mén. var. *buccinea* Brocc., Sacco., Moll. terz. d. Piem. Bd. 12, S. 20, Taf. 1, Fig. 7.
1906. *Ringicula buccinea* Friedberg, Mlodszy mioc. Gel. Zach., S. 51.

Ein einzelnes, an der Spitze abgebrochenes Exemplar gleicht vollkommen der Beschreibung und Abbildung bei Hoernes (a. a. O.). Auf der etwas abgeriebenen Oberfläche bemerkt man die an den Jugendexemplaren deutlicher auftretende, regelmäßige Querstreifung unter der Lupe. Die äußere Lippe ist stark verdickt, auch innen in der Mitte ihres Bogens. Die Innenlippe ist mäßig zurückgeschlagen und reicht über den oberen Mündungsrand — im Gegensatz zu der Feststellung von Hoernes — nicht hinaus, so daß die Windungsnaht freibleibt. Die Spindel trägt oben einen kleinen, schiefstehenden Zahn, unten zwei dicke Spiralfalten, deren unterste mit der Außenlippe eine ziemlich enge Mündung einschließt.

Sacco (a. a. O.) greift auf die alte Bezeichnung von Ménarde *Ringiculella auriculata* zurück und bildet auf Taf. I, Bd. 12, Fig. 7 eine als var. *buccinea* bezeichnete Form ab, die den Brocchischen Typus (*Voluta buccinea* Brocchi, Conch. foss. subapenn. II, S. 319, Taf. 4, Fig. 9) entsprechen soll und auch auf unsere Form recht gut paßt. Allerdings ist bei der oberschlesischen Form die Querstreifung etwas enger und der obere Zahn der Spindel weniger scharf ausgeprägt. Wie weit die Innenlippe übergreift, ist aus der Figur nicht zu erkennen.

Die pliocäne, durch von Fontannes als *R. Gaudryana* beschriebene und abgebildete Form zeigt bis auf den oberen Zahn der Innenlippe, der hier weniger kräftig, lediglich als spitze Hervorragung ausgebildet ist, vollkommene Übereinstimmung.

R. buccinea ist aus dem Wiener Becken von den verschiedensten Fundpunkten und Ablagerungen her (Schlier, Helvetien, Tortonien) bekannt und gehört auch in Polen zu den häufigen Formen des Tortoniens. Lebend findet sie sich noch im Mittelmeer.

Für Oberschlesien ist die Form neu. In Alt-Gleiwitz (1 Exemplar) äußerst selten.

Teres anceps Eichw.

1853. *Pleurotoma anceps* Eichwald, Leth. Ross. S. 186, Taf. 8, Fig. 7.
1856. » » M. Hoernes, Foss. Moll. Tert.-Beck. Wien I, S. 368, Taf. 40, Fig. 11.
1877. *Homotoma* » Bellardi, Moll. terz. Piem. usw. Bd. 2, S. 280.
1904. *Teres* » Sacco, Moll. terz. Piem. usw. Bd. 30, S. 54, Taf. 14, Fig. 15—17.
1912. » » Friedberg, Moll. mioc. Pol. I, 2, S. 232, Taf. 14, Fig. 15.

Das spitze Gewinde besteht aus drei glatten runden Embryonalumgängen und fünf weiteren Windungen, von denen die oberste einen, die nächste zwei, die dritte drei und die vierte vier scharfe Querreifen auf der konvexen Oberfläche trägt. Die Schlußwindung ist mit 4—5 starken Querreifen bedeckt, desgleichen die Basis, wo die Linien enger verlaufen. Auch der obere Teil der Umgänge, nächst der Naht, ist konvex. Dicht über dem obersten Querreifen bemerkt man auf allen Windungen eine weitere parallel verlaufende Querlinie angedeutet. Die Mündung ist oval, oben und unten ein wenig zugespitzt. Der rechte Mundrand ist glatt und scharf, die Spindel ebenfalls glatt und in einen kurzen, flachen, etwas zurückgebogenen Kanal endigend.

Die Abbildung bei Eichwald gibt die äußere Form gut wieder, bis auf die stärkere Einschnürung zwischen den etwas übertrieben konvexen Umgängen und die Einzelheiten der Skulptur. Die Figur bei Hoernes, die im übrigen auch der Beschreibung auf S. 368 nicht genau entspricht, ist in der Art der Querreifung unterschieden. Die vierte Windung, die sich bei Hoernes noch im Embryonalstadium befindet, trägt bei der vorliegenden Form bereits einen deutlich und scharf ausgeprägten Querreifen, dem sich auf jeder folgenden Windung ein weiterer zugesellt. Auch die Aushöhlung der oberen glatten Windungsfläche ist nicht zutreffend. Auch die Abbildung bei Sacco, die übrigen zu der oberschlesischen Form am besten paßt, weicht in der Darstellung der Reifung ein wenig ab, indem der eine Reifen den andern gegenüber zu stark betont wird. Außerdem erscheinen die Zwischenräume durch Einschaltung schwächerer Reifen zu eng.

Im Wiener Becken (Baden) ist *Teres anceps* sehr selten, im

Ostrauer Tegel völlig unbekannt. Aus dem polnischen Miocän führt Eichwald ein Vorkommen von Zukowce, Friedberg einige Funde von Zborow an.

In Alt-Gleiwitz ist die Form ebenfalls sehr selten (4 Exemplare aus der Fortuna-Ziegelei).

II. Prosobranchiata.

Raphitoma hispidula Jan.

1847. *Raphitoma hispidula* Bellardi, Monogr. Pleurot. S. 92, Taf. 4, Fig. 17.
1853. *Pleurotoma plicatella* M. Hoernes, Foss. Moll. Tert.-Beck. Wien I, S. 374, Taf. 40, Fig. 5.
1877. *Raphitoma hispidula* Bellardi, Moll. terz. Piem. Bd. 2, S. 304, Taf. 9, Fig. 17 u. 18.

Gehäuse spindelförmig, an einzelnen Exemplaren nach der Seite gebogen. 2 glatte konvexe Embryonalwindungen und fünf weitere Umgänge, mehr oder weniger deutlich gekielt und mit kräftigen Längsrippen bedeckt, deren auf dem vorletzten Umgang 13—14 gezählt werden. Von den beiden Anfangswindungen abgesehen, beobachtet man außerdem auf dem ganzen Gehäuse feine Querstreifen, die besonders an der Basis hervortreten, während die Längsrippen dort verschwinden. Die Mündung ist länglich, ziemlich schmal, der rechte Mundrand scharf, oben mit schwacher Ausbuchtung versehen. Der Kanal ist kurz, mäßig breit, etwas gebogen.

Von verwandten Arten steht der vorliegenden *R. plicatella* Jan. so nahe, daß Hoernes (a. a. O.) beide verwechseln konnte. *R. plicatella* ist indessen durch die geringere Zahl der Längsrippen unterschieden, die bis an die Basis hinabreichen.

R. hispidula ist aus Oberschlesien bisher nicht bekannt geworden, ihr Vorkommen in Alt-Gleiwitz ist nicht gerade selten. Von den verschiedenen Arten, die nach Friedberg (Moll. Mioc. Polon. I, 1912, Taf. 14, Fig. 16—22) in Galizien und Polen auftreten, ist keine mit *R. hispidula* zu identifizieren. Auch im Ostrauer Tegel kommt die Form nicht vor. Dagegen wird sie von Hoernes (a. a. O.) aus dem Wiener Becken (Baden, Steinabrunn) als seltenes Fossil erwähnt.

Mitra (Uromitra) Borsoni Bell. var. ornata Q.

Taf. 1, Fig. 14.

1850. *Mitra Borsoni* Bellardi, Monogr. Mitre, S. 21, Taf. 2, Fig. 17 (z. T.).
1856. » *recticosta* (non Bell.) M. Hoernes, Foss. Moll. Tert.-Beck. Wien I, S. 106, Taf. 10, Fig. 31.
1879. » (*costellaria*) *Borsoni* R. Hoernes u. Auinger, Gastropoden usw. S. 86, Taf. 10, Fig. 9.
1887. *Uromitra Borsoni* Bellardi, Moll. terz. Piem. usw. Bd. 5, 2, S. 42, Taf. 5, Fig. 45.

Gehäuse ist turmförmig, spitz. Drei Embryonalwindungen und 7 schwach konvexe Umgänge, jene glatt, diese mit kräftigen, entfernt stehenden Längsrippen bedeckt, deren Zahl auf dem vorletzten Umgang 14 beträgt. Außerdem beobachtet man, auf den Rippenzwischenräumen besonders deutlich, feine Querstreifen, die an der Basis stärker werden und auf der Spindel kräftig hervortreten. Eine um die andere läuft in eine starke Spiralfalte aus, deren 4 sich um die Spindel legen und im Mündungsinnern verflachen. Die Mündung ist lang, ziemlich schmal, die Außenlippe glatt und scharf. Die Spindel ist mäßig lang, etwas gewunden, der Kanal eng und ein wenig zurückgebogen. Der zweite bis vierte Querreifen, von der Naht an gezählt, erscheint als tiefere Furche und wirkt, zumal beim Blick auf das liegende Gehäuse, unter seitlichem Licht schön verzierend (var. *ornata* Q.).

Hoernes (a. a. O.) bildet auf Taf. 10, Fig. 31 als *M. recticosta* eine Form ab, die nach dem ganzen Habitus wenn nicht ident, so doch sehr nahe verwandt mit *M. Borsoni* ist, *M. recticosta* ist durch das Fehlen der Querreifen deutlich unterschieden, hat auch etwas enger stehende, meist gebogene Längsrippen. *M. Borsoni* wird von Hoernes mit Unrecht zu *M. cupressina* Brocc. gestellt, ohne Rücksicht auf deren schlankere, mit weit längerem Kanal ausgestattete, fususähnliche Form und die fünffaltige Spindel, die *M. cupressina* von der vorliegenden Art merklich unterscheiden. Mit *Mitra Michelotti* M. Hoernes, die von Bellardi fälschlich mit *M. cupressina* vereinigt wurde, hat die vorliegende Form die erwähnte Zierfurche gemeinsam, weicht im übrigen aber, durch die Vierzahl der Spindelfalten, die gedrungene Form und den kürzeren Kanal hinlänglich ab.

Im Wiener Becken ist *M. Borsoni* bei Steinabrunn sehr häufig, seltener bei Gainfahren, Forchtenau, Porzteich u. a. zu finden. Aus dem Tegel von Ostrau, aus Galizien und Podolien ist sie bisher ebensowenig bekannt geworden wie aus Oberschlesien. Aus Alt-Gleiwitz liegen 18 meist wohlerhaltene Exemplare vor, die im ganzen etwas größer sind als der Wiener Typus.

Größe des abgebildeten Exemplars: Länge: 17 mm; Durchmesser der Schlußwindung: 6 mm.

Nassa Hoernesi Mayer var. ornata Q.

Taf. 1, Fig. 15.

1856. *Buccinum semistriatum* M. Hoernes, Foss. Moll. Tert.-Beck. Wien I, S. 144, Taf. 12, Fig. 9—10.
1882. » (*Zeuxis*) *Hoernesi* R. Hoernes u. Auinger, Gastropoden usw. S. 128, Taf. 14, Fig. 16—19.
1882. *Nassa Hoernesi* Bellardi, Moll. terz. d. Piem. usw. Bd. 3, S. 143, Taf. 9, Fig. 10.
1912. » » Mayer var. Friedberg, Moll. Mioc. Polon. I, S. 84, Taf. 5, Fig. 5.

Umriß spitz kegelförmig, Gewinde schwach nach rechts geneigt. Acht konvexe Umgänge: auf zwei embryonale folgen drei mit Längsrippen und feinen Querfurchen; jene verschwinden auf dem nächsten Umgang, der nur die entfernt stehenden Querfurchen zeigt. Den vorletzten Umgang zieren nur zwei Querfurchen, die der Naht zunächst verlaufen, während der letzte Umgang, an den Rändern deutlich, in der Mitte mehr oder weniger verwischt, mit 12—13 entfernt laufenden Querfurchen bedeckt ist. Die Spindel ist durch einen Spiralwulst verdickt, auf dessen Mitte eine feine Kiellinie verläuft. Die Mündung ist oval, der rechte Mundrand ist schwach oder gar nicht verdickt, ein wenig empor gezogen und innen gestreift. Der linke ist schwach kallös und ziemlich breit übergreifend auf Gewinde und Spindel. Die Ausrandung an der Basis ist tief und von ansehnlicher Breite.

M. Hoernes (a. a. O.) führt die hierher gehörigen Formen als *Buccinum semistriatum* Brocc. auf. Die Brocchi'sche Art ist indessen, wie bereits Hilber (Neue Conchylien aus den mittelsteirischen Mediterranschichten. Sitz.-Ber. d. k. k. Akad., 79. Bd.,

1879, S. 7, Taf. I, Fig. 5) und nach ihm R. Hoernes und Auinger (a. a. O., S. 129) hervorgehoben haben, durch das Fehlen der Längsrippen auf den oberen Windungen und den schmäleren Umschlag der Innenlippe von den Wiener Formen so deutlich unterschieden, daß die Identifizierung nicht gerechtfertigt erscheint. R. Hoernes und Auinger (a. a. O.) trennen daher den Wiener Typus als *Buccinum Hoernesi* Mayer mit vollem Rechte von der pliocänen Form Brocchi's ab.

Die vorliegende oberschlesische Form ist von dem Wiener Typus durch den weniger schlanken, mehr gedrungenen Umriß und die Verdickung der Spindel unterschieden, die mir zur Abtrennung der Varietät Anlaß gab. Die galizische, von Friedberg beschriebene und abgebildete Abart (a. a. O.) zeigt etwas stumpfere Formen und läßt die Längsrippen noch bis zum vorletzten Umgang gut erkennen. Die Verdickung der Spindel ist zwar angedeutet, aber nicht in dem Maße ausgebildet, wie bei dem oberschlesischen Typus. Noch weiter entfernt sich nach der Abbildung bei Prochazka (Ostböhm. Miocän, S. 91) die böhmische Form aus dem Tegel von Rudelsdorf.

In beiden Ziegeleien ziemlich häufig.

Größe des abgebildeten Exemplars: Länge: 19,5 mm; Durchmesser der Schlußwindung: 12 mm.

Nassa limata Chemn.

1786. *Buccinum limatum* Chemnitz, N. syst. Conch. Cab. Bd. 9, S. 871, Taf. 188, Fig 1808/9.
1837. » *prismaticum* Pusch, Polens Palaeont. S. 124.
1856. » » M. Hoernes, Foss. Moll. Tert.-Beck. Wien I, S. 146, Taf. 12, Fig. 13 u. 14.
1879. *Nassa limata* Fontannes, Moll. plioc. vallée d. Rhône, S. 56, Taf. 5, Fig. 3, 4.
1882. *Buccinum (Caesia) limatum* R. Hoernes u. Auinger, Gastropoden usw., S. 130, Taf. 13, Fig. 2–7.
1911. *Nassa limata* Friedberg, Moll. Mioc. Pol., S. 88, Taf. 5, Fig. 7–8.

Das schlank kegelförmige Gehäuse besteht aus 9—10 schwachkonvexen Umgängen, die durch tiefe Nähte getrennt sind. Die Schlußwindung ist stärker ausgebaucht, etwas niedriger als die Hälfte des ganzen Gehäuses. Von den beiden obersten, vollkommen

glatten Embryonalwindungen abgesehen, sind die Umgänge mit kräftigen, etwas gewundenen und entfernt stehenden Längsrippen bedeckt, deren Zahl auf dem vorletzten Umgang 16 beträgt. Auf dem letzten Umgang werden sie allmählich schwächer und verschwinden an der Basis. Sie werden gekreuzt von einer Anzahl gleichmäßig starker Querstreifen, so daß eine gitterartige Skulptur entsteht. Die Mündung ist ziemlich breit, oval, oben zugespitzt. Der rechte Mundrand ist außen ein wenig verdickt, innen mit Leistchen versehen. Die Innenlippe, oben mit der äußeren verbunden, ist an die Spindel angewachsen und trägt dicht unter dem oberen Mündungswinkel eine schwache Zahnleiste. Der Kanal ist kurz, tief und ziemlich breit, schräg zur Spindel gerichtet.

Von *N. prismatica* Brocc., mit der sie früher von den Autoren vereinigt wurde, ist *N. limata* Chemn. durch die fast doppelte Größe, die geringere Zahl der Rippen und die entfernt stehenden Querstreifen deutlich unterschieden. (Vergl. Bellardi, Moll. terz. Piem. Bd. 3, S. 72—75.)

Im Wiener Becken ist die Form von den verschiedensten Fundorten bekannt, als häufig von Gainfahren, Enzesfeld. Im Ostrauer Tegel kommt sie nicht vor, dagegen scheint sie nach den Angaben Friedberg's in Polen (einschl. Galiziens) nicht selten zu sein. Aus Alt-Gleiwitz liegt ein vollständiges Exemplar, dazu 2 Bruchstücke vor. Andere oberschlesische Fundpunkte sind bisher nicht bekannt geworden.

Murex tortuosus Sow.

1823. *Murex tortuosus* Sowerby, Mineral Conch. of Gr. Brit. Taf. 434, Fig. 2.
1855. » *affinis* Eichwald, Lethaea Rossica, S. 189, Taf. 8, Fig. 10.
1856. » *tortuosus* M. Hoernes, Foss. Moll. Tert.-Beck. Wien I, S. 249, Taf. 25, Fig. 12.
1885. » (*Pteronotus*) *tortuosus* R. Hoernes u. Auinger, Gastropoden usw. S. 203.
1912. » *tortuosus* Friedberg, Moll. Mioc. Pol. I, S. 164, Taf. X, Fig. 1 u. 2.

Schlanke Formen von mäßiger Größe. Zwischen den Varices, an den oberen Umgängen deutlich ausgebildet, am letzten in der Regel nur angedeutet, 2—3 Längsknoten. Querstreifung stärker hervortretend, auf den oberen Umgängen 2, selten mehr Streifen,

nach unten an Zahl zunehmend. Mündung oval, in einen langen, schwach gebogenen, offenen Kanal auslaufend. Der äußere Mundrand ist blattartig erweitert, nicht gezähnt.

Die galizischen Formen (vergl. Friedberg a. a. O.) sind ein wenig plumper, mehr konvex gegenüber der schlanken Kegelform des oberschlesischen Typus und erreichen fast die doppelte Größe. Die Querrippen treten hinter den Längsknoten zurück. Umgekehrte Skulpturausbildung zeigt die Figur 10 (Taf. 8) bei Eichwald, wo die Längsknoten, von den kleinsten Umgängen abgesehen, nur durch schwache Wülste bezeichnet sind, die von zahlreichen Querrippen gekreuzt werden. Auch die Größe dieser wolhynischen Form geht über das Maß der oberschlesischen erheblich hinaus. Dasselbe gilt nach der Beschreibung von M. Hoernes auch für den Wiener Typus, der im übrigen gute Übereinstimmung zeigt, bis auf die stärkere Auslappung des rechten Mundrandes.

In beiden Ziegeleien nicht häufig. Aus Galizien ist *M. tortuosus* von den verschiedensten Fundpunkten bekannt (bes. Holubica), auch in Wolhynien nicht selten. Im Wiener Becken beschränkt sich das Vorkommen auf die Schichten von Steinabrunn und Gainfahrn, Tortonien.

Cerithium deforme Eichw.

1853. *Cerithium deforme* Eichwald, Lethaea Ross. S. 159, Taf. 7, Fig. 22.
1880. » » Hilber, Ostgaliz. Miocän, S. 8, Taf. I, Fig. 18.
1895. *Cerithiopsis tubercularis* Sacco, Moll. terz. Piem. Bd. 17, S. 66, Taf. III, Fig. 72—74.
1906. *Bittium deforme* Friedberg, Mlodszy. Mioc. Gal. Zach. S. 66.

Ein einzelnes Exemplar, sehr gut erhalten, zeigt die typischen Eigenschaften des *C. deforme* Eichw. Im Gegensatz zu *C. scabrum* Olivi auf allen Umgängen nur drei Knotenreihen.

Im Wiener Becken wird *C. deforme* an verschiedenen Punkten im Tegel z. T. sehr häufig gefunden, desgleichen in Podolien und Galizien, wo es z. B. im Salzgebirge von Wieliczka zu den gemeinsten Formen gehört (Tortonien). Aus der Gegend von Gleiwitz wird bereits von Hilber (a. a. O.) ein Vorkommen erwähnt.

Bei Alt-Gleiwitz sehr selten.

Cerithium scabrum Olivi.

1792. *Murex scaber* Olivi, Zoolog. adriat., S. 153.
1853. *Cerithium deforme* (?) Eichwald, Leth. Ross., S. 159, Taf. 7, Fig. 22.
1856. » *scabrum* M. Hoernes, Foss. Moll. Tert.-Beck. Wien I, S. 410, Taf. 42, Fig. 16.
1895. *Cerithiopsis tubercularis* Sacco, Moll. terz. Piem. Bd. 17, S. 66, Taf. III, Fig. 72—74.
1906. *Bittium scabrum* Friedberg, Mlodszy Mioc. Ga. Zach., S. 66.

Ein einzelnes Exemplar stimmt bis auf die etwas schlankere Form mit Abbildung und Beschreibung bei Hoernes gut überein. Die Umgänge, mit Ausnahme der obersten, tragen je 4 Knotenreihen, von denen die der Naht zunächst verlaufende weniger kräftig ist als die drei übrigen.

C. deforme Eichw. zeigt nach der Abbildung auf den unteren Windungen die für *C. scabrum* charakteristischsn 4 Knotenreihen. Aus der Beschreibung erhellt aber, daß in der Tat *C. deforme* und nicht *C. scabrum* gemeint ist, dessen abweichende Skulptur zur Artbegründung ausdrücklich betont werden. *C. spina* Partsch (vergl. Hoernes a. a. O., S. 409, Taf. 42, Fig. 15) ist durch die schlankere, pfriemenförmige Gestalt und die größere Zahl der Umgänge, ferner durch Zahl der Knotenreihen unterschieden, die bei der vorliegenden Form auf sämtlichen Windungen 4 beträgt, während bei *C. spina* eine allmähliche Zunahme von 2 auf 4 festzustellen ist.

Die Exemplare des Wiener Beckens, wo die Form an den verschiedensten Fundpunkten, besonders bei Steinabrunn recht häufig, immerhin aber seltener als *C. deforme* auftritt, stimmen, wie ich mich im k. k. naturhistorischen Hofmuseum überzeugen konnte, mit der oberschlesischen Form durchaus überein.

Auch in Galizien scheint *C. scabrum* ziemlich selten aufzutreten. Friedberg (a. a. O.) erwähnt 2 Exemplare von Blonie in Westgalizien. Die Vorkommen von Wieliczka sind vermutlich ident mit *C. deforme* Eichw. Kittl erwähnt die Form nicht. In Alt-Gleiwitz sehr selten.

Turritella marginalis Brocc.

1814. *Turbo marginalis* Brocchi, Conch. foss. subapenn. II, S. 373, Taf. 6, Fig. 20.
1895. *Haustator marginalis* Sacco, Moll. terz. Piem. usw., Bd. 19, S. 16, Taf. 1, Fig. 55.

Drei unvollständige Exemplare liegen vor. Gehäuse turmförmig, aus 14—16 im Maximum etwa 6 mm hohen, flachen, durch ziemlich enge Nähte getrennten Umgängen bestehend. Die Oberfläche zeigt eine feine regelmäßige Querreifung. Dicht unterhalb der Umgangsmitte tritt eine Linie etwas kräftiger hervor, in gleichem Maße schwillt die vorletzte an und gewinnt den Charakter eines schwachen Kieles um so mehr, als unter ihr die Oberfläche der Windung schräg zur Naht hin einschneidet. Der schräge Teil läßt nur einen schwachen Querreifen erkennen.

Die oberschlesiche Form zeigt in der Regel den Brocchischen Typus übereinstimmend mit den Formen, die Friedberg (Mlodszy Mioc. Gal. Zach. S. 74) aus Westgalizien beschreibt. Doch kommen auch Exemplare vor, die Hoernes (Foss. Moll. Tert.-Beck. Wien I, S. 438, Taf. 43, Fig. 4 von Steinabrunn) abbildet und beschreibt. Einige Übergangsformen lassen die von Hoernes vorgenommene Vereinigung beider Typen wohl berechtigt erscheinen. Die Sacco'sche Art deckt sich im allgemeinen mit dem Brocchi'schen Typus.

T. marginalis gehört im Wiener Becken zu den selteneren Vorkommen, im Ostrauer Tegel scheint sie gänzlich zu fehlen. Dagegen führt Friedberg (a. a. O.) sie von Blonie in Galizien als häufig, von Zglobice als selten an. Ein älteres Stück von Gleiwitz, das dem Brocchi'schen Typus entspricht, befindet sich im k. k. Naturhistorischen Hofmuseum, desgleichen einige weitere Stücke in der Sammlung der Königl. Geologischen Landesanstalt in Berlin. In den Ziegeleien von Alt-Gleiwitz wird die Form nur selten gefunden.

Turritella communis Risso.

1826. *Turritella communis* Risso, Hist. nat. d. env. d. Nice usw., S. 106, Taf. 4, Fig. 37.
1853. » *indigena* Eichwald, Lethaea Ross., S. 278, Taf. 10, Fig. 21.
1895. » *tricarinata* Br. var. *communis* (Risso) Sacco, Moll. terz. Piem. Bd. 19, S. 6, Taf. 1, Fig. 15.

Nur unvollständige Exemplare liegen vor. Etwa 16 schwach konvexe Umgänge, durch eine tiefe Naht getrennt und bedeckt mit dichten Querreifen, von denen zwei auf den oberen Umgängen, zwei bis drei, selten vier auf den unteren stärker hervortreten. Der in der Mitte der Windungen verlaufende ist am schärfsten markiert, ohne jedoch die Bedeutung eines Kieles zu besitzen.

Von *T. turris* Bast. ist die Art, abgesehen von der geringeren Schalengröße, durch das schwache Hervortreten der Kiele und die mehr gleichmäßige Querreifung, ferner durch die geringere Zahl der Kiele, deren bei *T. turris* im Durchschnitt fünf gezählt werden, hinlänglich unterschieden. Am nächsten kommt ihr die von Sacco als var. *communis* zu *T. tricarinata* Brocc. gestellte Form, während die *T. indigena* von Eichwald durch die tieferen Nähte und die stärker ausgebauchten Windungen, weniger durch die Art der Querreifung abweicht.

Nach Sacco ist die Art im norditalischen Helvetien sehr häufig, desgleichen im Wiener Becken, wenn man, was nach dem Vergleich der Sammlungen des k. k. naturhistorischen Hofmuseums unbedenklich geschehen kann, einen Teil der von Hoernes als *T. turris* beschriebenen Form hierher stellt. In Galizien und Podolien ist ihr Vorkommen nicht gerade häufig und verbreitet, im Ostrauer Tegel scheint sie ganz zu fehlen.

In Alt-Gleiwitz gehört *T. communis* zu den selteneren Fossilien. Andere oberschlesische Fundpunkte sind nach Roemer (Geologie von Oberschlesien) Biskupitz und Gleiwitz.

Turritella communis Risso var. tricarinata Q.

Taf. 1, Fig. 17.

1904. *Turritella tricarinata* Sacco, Moll. terz. Piem. usw., Bd. 30, S. 123, Taf. 25, Fig. 7.

Als Varietät der vorhergehenden Art fasse ich eine Form auf, bei der drei Querstreifen getrennt durch 2—3 feinere Linien, als Kiele stärker hervortreten, zumal die beiden unteren, während der oberste ein wenig zurücksteht. Auf den Anfangswindungen scheint es beinahe, als ob nur zwei Kiele vorhanden wären, und nur ein Vergleich mit den unteren Umgängen läßt die Bedeutung des dritten erkennen.

Die Abbildung bei Sacco (a. a. O.) entspricht der vorliegenden Form ziemlich genau, nur daß die Kiele im allgemeinen weniger stark hervortreten. Dieses Merkmal veranlaßte mich, die Form nicht der selbständigen *T. tricarinata* Brocc. gleichzustellen, sondern als Varietät der *T. communis* Risso anzugliedern.

5 unvollständige Exemplare aus beiden Ziegeleien.

Turritella subangulata Brocchi var. silesiaca Q.

Taf. 1, Fig. 18.

1814. *Turbo spiratus* Brocchi, Conch. foss. subapenn. II, S. 374, Taf. 6, Fig. 16.
1853. *Turritella subangulata* Eichwald, Lethaea Ross., S. 279, Taf. 10, Fig. 22.
1856. » » M. Hoernes, Foss. Moll. d. Tert.-Beck. Wien I, S. 428, Taf. 43, Fig. 5—7.

Die oberschlesischen Formen entsprechen, übereinstimmend der Beschreibung und Abbildung bei Hoernes, die Brocchi als *Turbo spiratus* aufführt. Die Abtrennung der Varietät schien mir durch eine Eigentümlichkeit des Kieles gerechtfertigt, der bei allen Exemplaren übereinstimmend nicht unterhalb der Umgangsmitte, sondern in der oberen Hälfte verläuft. Von den embryonalen Windungen abgesehen, sind sämtliche Umgänge mit feinen Querreifen bedeckt, die an den oberen Umgängen von gleicher Stärke, an den unteren abwechselnd stärker und schwächer erscheinen. Dicht über der Naht ist ein Reifen etwas kräftiger entwickelt, ohne indessen die Bedeutung eines Kieles zu erreichen. Die Mündung ist an keinem der Exemplare erhalten.

Die Andeutung des zweiten Kieles weist auf *T. bicarinata* Eichw. hin; da indessen jener Reif die durch den einen starken Kiel gegebene Form in keiner Weise beeinflußt, die natürliche Entwicklung vielmehr von *T. subangulata* auf *T. bicarinata*, nicht umgekehrt, gerichtet ist, muß die Form als der *T. subangulata* zugehörig aufgefaßt werden.

Die vorliegende Varietät ist in Alt-Gleiwitz ziemlich selten.

Turritella subangulata Brocchi var. incisa.

Taf. 1, Fig. 18.

Zu dieser Varietät stelle ich einige Exemplare, die zwischen *T. subangulata* Brocc. und *T. bicarinata* Eichw. ungefähr die

Mitte halten. Der bei der vorhergehenden Form erwähnte stärkere Querreifen an der Umgangsbasis kommt stärker zum Ausdruck und gewinnt die Bedeutung eines zweiten, dem oberen gegenüber allerdings stark zurücktretenden Kieles durch eine Knickung des Umganges, der vom Kiel aus sich zur Naht hin abschrägt, so daß diese kräftiger markiert, tiefer eingeschnitten erscheint. Immerhin bleibt der Gesamthabitus der *T. subangulata* soweit erhalten, daß eine Zuordnung der Varietät zu *T. bicarinata* nicht in Frage kommt. Der Hauptkiel verläuft auch bei dieser Form oberhalb der Umgangsmitte. Sichelförmig gebogene Zuwachsstreifen sind auf dem ganzen Gehäuse, am deutlichsten an den unteren Windungen, wie bei der vorhergehenden Form erkennbar.

In Alt-Gleiwitz ziemlich selten.

Calyptraea chinensis Linn. anom. contorta Sacco.

1766. *Patella chinensis* Linné, Syst. Nat. ed. XII, S. 1257.
1856. *Calyptraea* » M. Hoernes, Foss. Moll. Tert.-Beck, Wien I, S. 632, Taf. 59, Fig. 17—18.
1896. » » Sacco, Moll. terz. Piem. Bd. 20, S. 29, Taf. 4, Fig. 7.

Die sehr dünne Schale ist kreisrund, ziemlich flach, doch von wechselnder Höhe, der Scheitel fast zentral gelegen. Die Nähte sind am Scheitel gut, am Rande kaum erkennbar. Von der feinen, spiralförmigen Zuwachsstreifung abgesehen, ist die Schale glatt, ebenso wie das Innere. Eine zarte Spirallamelle, die vom Rande ausgeht, verdeckt lippenartig den Nabel.

Die Abbildung bei Sacco (Bd. 20, Taf. 4, Fig. 7) deckt sich vollkommen mit den vorliegenden Exemplaren, während bei Hoernes (a. a. O.) die Drehung auf dem Schalenäußern nicht zum Ausdruck kommt. Die Eggenburger Form (Schaffer, das Miocän von Eggenburg, Gastropoden, S. 168, Taf. 44, Fig. 20 u. 21) unterscheidet sich durch eine wenn auch schwache Radialstruktur, die zu den lebenden, verzierten Formen überleitet.

Calyptraea chinensis wird im Wiener Becken in den tieferen Schichten bei Eggenburg und Gauderndorf (I. Mediterranstufe) selten, dagegen ziemlich häufig in den Sandablagerungen bei Grund, aber auch in den Tegeln gefunden. Aus Mähren ist die

Form bisher nicht bekannt geworden, dagegen erwähnt Friedberg (Mlodszy Mioc. Gal. Zach., S. 80) ein seltenes Vorkommen von Blonie.

In den Ziegeleien bei Alt-Gleiwitz ist die vorliegende Form ziemlich häufig.

Natica helicina Brocc.

1823. *Natica helicina* Brocchi, Conch. foss. subapenn. II, S. 297, Taf. 1, Fig. 10.
1853. » *protracta* Eichwald, Lethaea Rossica, S. 255, Taf. 10, Fig. 43.
1856. » *helicina* M. Hoernes, Foss. Moll. Tert.-Beck. Wien I, S. 525, Taf. 47, Fig. 6—7.
1879. » » Fontannes, Moll. plioc. vallée d. Rhône I, S. 115, Taf. 7, Fig. 11.
1891. *Naticina catena* (Da Costa) var. *helicina* Sacco, Moll. terz d. Piem. Bd. 8, Taf. II, Fig. 43.
1906. *Natica helicina* Friedberg, Mlodszy mioc. Galic. Zach., S. 81.

Die in Form und Größe mannigfach variierende Form entspricht im allgemeinen der Beschreibung bei Hoernes. Bemerkenswert ist die an den größeren Exemplaren durchweg, an den kleineren meist auftretende und besonders am letzten Umgang deutlich erkennbare Abplattung dicht unter den Nähten, die an der Abbildung bei Eichwald (a. a. O.), wenn auch etwas übertrieben, gleichfalls zum Ausdruck kommt. Die Nabelschwiele schneidet im Innern des offenen Nabels mit einer geraden Linie ab, die im spitzen Winkel auf die unten verdickte, oben flach übergreifende Innenlippe stößt. Der äußere Mundrand ist glatt und scharf. Die Innenlippe läßt einen schwachen Wulst erkennen, der vom unteren Mündungsrand geradlinig schräg nach oben verläuft. Die im Tegel von Vöslau und Baden sehr häufige Wiener Form steht mit dem oberschlesischen Typus vollkommen in Übereinstimmung, nur die erwähnte Depression auf den Umgängen tritt bei diesen etwas stärker hervor, etwa wie bei *N. millepunctata* Lam., die sich im übrigen durch die größeren Dimensionen, die charakteristische Fleckung der Schale, die gedrungene Form und die weniger übergreifende Innenlippe unterscheidet. Die pliocäne Form aus dem Rhonetal (Fontannes a. a. O.) ist größer, gedrungener und durch die Gestalt der Innenlippe ein wenig modifiziert.

Bei der Sacco'schen Form ist der letzte Umgang von relativ

geringerer Höhe, auch scheint die Abflachung der Umgänge zu fehlen.

Natica helicina kommt in beiden Ziegeleien häufig vor. Aus Oberschlesien ist diese Form im Gegensatz zu der öfter gefundenen *N. millepunctata* Lam. bisher nur in einem Bohrloch bei Dirschel dicht über dem Gipshorizont von A. Halfar beobachtet worden (vergl. F. Roemer, Geologie von Oberschlesien, S. 389 Anm. und S. 390). Auch in Galizien scheint die Form (Bogucice, Blonie, Zglobice) seltener vorzukommen als *N. millepunctata* Lam. (Friedberg a. a. O.). Aus Mähren beschreibt Kittl (die Miocänablagerungen des Ostrau-Karwiner Steinkohlenreviers usw., S. 257) eine von *Natica helicina* nur wenig, aber charakteristisch unterschiedene neue Form *N. plicatulaeformis* Kittl (Taf. 8, Fig. 23 und 24), die durch eine an der Naht auftretende Faltenreihe und die eigentümliche Gestaltung der Innenlippe ausgezeichnet ist. Die obere Abflachung der Windungen ist auch an den mährischen Exemplaren teilweise zu erkennen. M. E. könnte auch diese Form unbedenklich noch zu *Natica helicina* gezogen werden.

Odontostoma plicatum Mont.

1803. *Turbo plicatus* Montagne, Test. Britann., S. 325, Taf. 21.
1814. » *conoidens* Brocchi, Conch. foss. subapenn. II, S. 660, Taf. 16, Fig. 2.
1853. *Tornatella conoidea* Eichwald, Leth. Ross., S. 261, Taf. 10, Fig. 3.
1856. *Odontostoma plicatum* M. Hoernes, Foss. Moll. Tert.-Beck. Wien I, S. 496, Taf. 43, Fig. 26.
1892. *Odontostomia conoidea* Sacco, Moll. terz. Piem. Bd. 11, S. 33, Taf. I, Fig. 66–70.
1901. » » Sacco, Moll. terz. Piem. Bd. 30, S. 108, Taf. 24, Fig. 7.
1906. *Odontostoma plicata* Friedberg, Mlodszy Mioc. Gal. Zach., S. 82.

Ein einzelnes Exemplar zeigt ein schlank-kegelförmiges, glattes Gehäuse mit 7 flachkonvexen Umgängen, die durch tiefe Nähte getrennt sind. Die Mündung ist oval, oben spitz, der rechte Mundrand scharf, innen glatt. Der linke, oben ein wenig verbreiterte Mundrand trägt in seiner Mitte eine spitze, zahnartige Hervorragung. Die Spindel ist sehr kurz, der Nabel kaum angedeutet.

Die oberschlesische Form entspricht bis auf den in der Zeichnung vielleicht etwas übertriebenen Nabel und die in der Beschreibung erwähnte innere Kerbung des rechten Mundrandes vollkommen der Abbildung bei Hoernes (Steinabrunn). Von den Sacco'schen Typen paßt am besten die auf Taf. I (Bd. 11), Fig. 69 abgebildete var. *perconoidalis*. Die Eichwald'sche Form (a. a. O.) zeigt den charakteristischen Zahn etwas zu tief sitzend und namentlich den letzten Umgang, der bei der oberschlesischen Form an der Basis eine deutliche Kante aufweist, zu sehr gerundet.

O. plicatum kommt im Tegel des Wiener Beckens selten, etwas häufiger nur bei Steinabrunn vor. Aus dem Ostrauer Tegel ist die Form bisher nicht bekannt geworden und auch in Podolien in Galizien auf einzelne Vorkommen beschränkt.

Aus Alt-Gleiwitz liegt nur ein Exemplar vor, andere Fundpunkte Oberschlesiens enthalten die Form nicht.

Turbonilla subumbilicata Grat. var.

1853. *Eulima conulus* Eichwald, Leth. Ross., S. 264, Taf. 10, Fig. 5.
1856. *Turbonilla subumbilicata* Hoernes, Foss. Moll. Tert.-Beck. Wien I, S. 499, Taf. 43, Fig. 29.
1892. *Eulimella subumbilicatoides* Sacco, Moll. terz Piem. Bd. 11, Taf. 2, Fig. 21 und 22.

Zwei kleine Exemplare, die mit der Beschreibung bei Hoernes im allgemeinen übereinstimmen und lediglich durch das steilere Aufsteigen der mehr konvexen Umgänge (10) unterschieden sind, stelle ich hierher.

Sehr selten (Fortuna-Ziegelei). Aus Böhmen, Ostrau und Galizien bisher nicht bekannt. Eichwald erwähnt ein Vorkommen von Zukowce.

Gibbula angulata Eichw.

1853. *Trochus angulatus* Eichwald, Lethaea Ross., S. 228, Taf. 9, Fig. 17.
1856. *Monodonta angulata* M. Hoernes, Foss. Tert.-Beck. Wien, S. 439, Taf. 44, Fig. 9 u. 10.
1896. *Colliculus Andansoni* Payr. var. *taurinensis* Sacco, Moll. terz. Piem. etc. S. 37, Taf. 4, Fig. 15.
1906. *Gibbula angulata* Friedberg, Mlodszy Mioc. Gal. Zach., S. 85.

Die Beschreibung bei Hoernes ist im allgemeinen zutreffend. Das kegelförmige Gewinde ist mehr oder minder erhaben, die

Umgänge meist schwach konvex, seltener flach. In diesem Falle zeigt die Schlußwindung an der Basis einen deutlichen, zum Mundrand hin allmählich verflachenden Kiel. Feine, dichte, regelmäßige Querstreifen, die an der Basis in der Regel zwiegespalten erscheinen. Der tiefe, aber enge Nabel ist bei den niedrigeren Formen offen, bei den erhabenen meist von der Innenlippe ein wenig verdeckt. Wie bei den Wiener Exemplaren ist teilweise noch die Farbe erhalten. Hoernes, der die gleiche Beobachtung gemacht hat, irrt nur insofern, als der Grundton gelblichweiß, die flammenartige Zeichnung hingegen schieferblau ist. An Stellen, wo die Epidermis sich abgelöst hat, bemerkt man einen schönen Perlmutterglanz.

Von *G. affinis* Eichwald ist die vorliegende Art durch die rege und regelmäßige Querstreifung gut unterschieden, während die äußere Form übereinstimmt. Sacco führt aus Norditalien eine Reihe von Formen an, die nach den Abbildungen eine gewisse Verwandtschaft verraten, bei der mangelhaften Reproduktion indessen die Feststellung näherer Beziehungen nicht erlauben.

G. angulata gehört in Alt-Gleiwitz zu den häufigeren Vorkommen. Von anderen oberschlesischen Fundpunkten ist er bisher nicht bekannt geworden. Desgleichen fehlt er in Böhmen und in der Ostrauer Fauna, tritt aber im polnisch-galizischen Miocän (Tortonien) ziemlich häufig auf.

Oxystele patula Brocc.

1814. *Trochus patulus* Brocchi, Conch. foss. subapenn. II, S. 356, Taf. 5, Fig. 19.
1853. » » Eichwald, *Lethaea* Ross., S. 216, Taf. 9, Fig. 5.
1856. » » M. Hoernes, Foss. Moll. Tert.-Beck. Wien I, S. 458, Taf. 45, Fig. 14.
1896. *Oxystele patula* Sacco, Moll. terz. d. Piem. etc. Bd. 21, Fig. 3, Taf. 28.
1906. » » Friedberg, Mlodszy Mioc. Gal. Zach., S. 87.

Kegelförmig, mehr oder weniger erhaben. Umgänge flach schwach konvex, durch tiefe Nähte getrennt und bedeckt mit ziemlich groben Querreifen, die von feinen, in Abständen stärker hervortretenden Zuwachsstreifen schräg geschnitten werden. Die Schlußwindung ist ziemlich groß, schräg abfallend, am Rande abgerundet, die Basis ist fast eben, an einzelnen Exemplaren schwach

konvex oder ein wenig ausgehöhlt. Die Mündung ist weit, sehr schief, der rechte Mundrand scharf und weit vorgezogen. Die flach ausgebreitete glatte Spindellamelle bedeckt den Nabel vollkommen.

Oxystele patula Brocc. steht, wie bereits Hoernes (a. a. O.) hervorhebt, zu *O. Amedei* Brongn. in naher Beziehung und ist von dieser Form im wesentlichen nur durch das höhere Gewinde unterschieden. Sacco (a. a. O.) hat daher einen Teil der Wiener Exemplare auf *O. Amedei* bezogen und nur die erhabenen Formen bei *O. patula* belassen. Auch die oberschlesischen Formen zeigen teilweise eine merkliche Verflachung, freilich nicht in dem Grade, daß — auch im Hinblick auf die vielfachen Übergänge — eine Trennung der Arten am Platze wäre. Immerhin ist die vorliegende Form von dem pliocänen Typus des *Oxystele patula* Brocc. durch das im allgemeinen höhere Gewinde wohl unterschieden.

In Alt-Gleiwitz ziemlich selten (5 Exemplare), aus der Gegend von Gleiwitz jedoch schon seit Roemer (Geologie von Oberschlesien, S. 387, Anm.) bekannt. Im polnisch-galizischen Miocän ist die Form, z. B. im Salztrümmergebirge von Wieliczka (Tortonien) häufig. Im Wiener Becken zählt die Art zu den gemeinsten Vorkommen, zumal in den Sandablagerungen (Helvetien), wird aber auch im Tegel häufig gefunden. In Norditalien geht die Form bis ins Helvetien, in Frankreich sogar bis ins Burdigalien hinunter.

III. Scaphopoda.

Dentalium novemcostatum Lam.

1814. *Dentalium entalis* Brocchi, Conch. foss. subapenn. II, S. 261.
1870. » *mutabile* Hoernes, Foss. Moll. Tert.-Beck. Wien II, S. 654, Taf. 50, Fig. 32.
1897. » *novemcostatum* var. *mutabilis* Dod., Sacco, Moll. terz. Piem., Bd. 22, S. 102, Taf. 8, Fig. 61, 62.
1906. » » Friedberg, Mlodszy Mioc. Gal. Zach., S. 88.

Zahlreiche abgebrochene Spitzenenden liegen vor. Die schwach gekrümmte Schale ist mit 8—9 hervorstehenden Längsrippen ge-

ziert, die gegen die Mündung hin flacher werden. In den verhältnismäßig breiten Zwischenräumen laufen feine Längslinien, in der Regel eine, doch werden auch 2—3 beobachtet. Feine Anwachsstreifen, zuweilen etwas tiefer eingeschnitten, vollenden die Skulptur.

Die im Tegel von Steinabrunn im Wiener Becken sehr häufige Art ist auch in den Tonen von Alt-Gleiwitz nicht selten und kommt (vergl. Friedberg a. a. O.) auch in Galizien und Podolien an einzelnen Fundorten spärlich vor. Aus Oberschlesien wird als älterer Fundpunkt noch Dirschel genannt.

Dentalium novemcostatum var. **duodecimcostata** Sacco.

1897. Sacco, Moll. terz. Piem. etc., Bd. 22, S. 103, Taf. 8, Fig. 69.

Die vorliegende Varietät unterscheidet sich von der vorhergehenden durch die größere Zahl der Längsrippen (12), die schmale Zwischenräume ohne Längsstreifung bilden. Der Umfang der Schale ist, soweit die Bruchstücke vermuten lassen, etwas größer (Durchmesser 4 mm). Etwas seltener als die var. *mutabile*. Aus Oberschlesien, auch aus der weiteren Umgebung sonst nicht bekannt.

B. Lamellibranchiata.

I. Tetrabranchia.

Ostrea cochlear Poli.

1791. *Ostrea cochlear* Poli, Test. utr. Sic. II, S. 179, Taf. 28, Fig. 28.
1867. » *navicularis* Reuss, Fauna von Wieliczka, S. 128.
1870. » *cochlear* Hoernes, Foss. Moll. Tert.-Beck. Wien II, S. 435, Taf. 68, Fig. 1—3.
1897. *Pycnodonta cochlear* Poli var. *navicularis* Br. Sacco, Moll. terz. Piem., Bd. 23, S. 22, Taf. 8, Fig. 2—6.

Eine Unterschale und zwei Oberschalen lassen die für *O. cochlear* charakteristischen Eigenschaften erkennen. Jene ist stark gewölbt, gekrümmt, zu beiden Seiten des Wirbels flügelartig ausgebreitet. Schloßfeld normal, Seitenränder sehr regelmäßig gekerbt, Oberschalen flach löffelförmig, unterhalb der Mitte ein kräftiger Muskeleindruck. Wirbel schwach umgebogen, breitdreieckig, mit undeutlich gekerbten Seitenrändern.

O. cochlear gehört zu den häufigsten und verbreitetsten Arten des oberschlesischen Tertiärs und ist seit Roemer von den verschiedensten Fundorten (Biskupitz, Bobrek, Lipine, Zabrze, Czernitz, Pschow u. a.) bekannt geworden. In Alt-Gleiwitz sind außer einigen unsicheren Bruchstücken bisher nur die erwähnten drei Schalen gefunden worden. In den Nachbargebieten Österreichs, zumal im Ostrauer Tegel, ist die Form überaus häufig, ebenso in Galizien.

Ostrea cf. digitalina Dub.

1870. *Ostrea digitalina* M. Hoernes, Foss. Moll. Tert.-Beck. Wien II, S. 447, Taf. 73, Fig. 1—9.

Eine schlecht erhaltene Unterschale dürfte am besten hierher zu stellen sein. Aus Oberschlesien bisher nicht bekannt, dagegen im Wiener Becken (obere Tegel) und in Galizien sehr häufig. Im Ostrauer Tegel selten.

Pecten elegans Andrz.

Taf. 1, Fig. 3, 4.

1830. *Pecten elegans* Andrzejowski, Not. coqu. foss. Volh. Pod. II, S. 102, Taf. 5, Fig. 5 u. 6.
1853. » » Eichwald, Leth. Ross. III, S. 62, Taf. 4, Fig. 3.
1860. » *sarmentilius* Reuss, Mar. Tertiärsch. Böhm., S. 236.
1870. » *elegans* Hoernes, Foss. Moll. tert. Beck. Wien II, S. 416, Taf. 64, Fig. 6.
1906. *Chlamys elegans* Friedberg, Mlodszy Mioc. Gal. Zach., S. 92.

Klappen ziemlich dick, kaum ungleichseitig, mäßig gewölbt, von nahezu kreisförmigem Umriß. Beide mit 14—15 starken, runden Rippen bedeckt, die vom Wirbel an bis etwa zur Mitte der Schale glatt oder mit Wachstumsknötchen besetzt, gegen den Schalenrand hin längsgestreift erscheinen. Die tiefen, breiteren Zwischenräume sind mit konzentrischen, feinen Streifen geziert und lassen 3—4 schwache Längsrippen erkennen. Die Wirbel sind spitz und ragen kaum über die gerade Schloßlinie hinaus. Die Wirbelkanten sind gerade, zum Bauchrand hin abgerundet und bilden einen Winkel von etwa 100°. Die Ohren sind deutlich abgegrenzt, mäßig groß; an der rechten Klappe ungleich, das vordere verlängert, mit Byssusausschnitt, an der linken Klappe

nahezu gleich groß, in schwachem Bogen an den Schloßrand angelehnt. Sämtlich mit Radialrippen und Anwachsstreifen. Ligamentgrube niedrig dreieckig, nach unten schwach ausgebuchtet, beiderseits flankiert von einer deutlichen Ligamentfurche. Das Schaleninnere zeigt kräftige Radialfurchen mit flachen Zwischenräumen, die bisweilen eine leichte Längsstreifung erkennen lassen.

Die Abbildung bei EICHWALD (a. a. O.) zeigt gute Übereinstimmung mit der vorliegenden Form bis auf die in einzelnen Abständen stärker markierten Zuwachsstreifen und die in der Abb. b etwas zu stark betonte Ungleichseitigkeit der Schale. Bei HILBER (Ostgaliz. Miocänconch., S. 31, Taf. 4, Fig. 5) paßt, abgesehen von dem kleineren Ohrenpaar, nach Beschreibung und Abbildung die nach der einzig vorliegenden linken Klappe unbestimmt gelassene Form recht gut hierher. Auffällige Unterschiede sind an der HOERNESschen Form (a. a. O.) bemerkbar, besonders an der Abb. 6b. Die in der Zahl übereinstimmenden Rippen erscheinen hier breiter und stärker gerundet und lösen sich etwa von der Schalenmitte ab in Bündel von 6 kleineren Rippen auf. Desgleichen kommt auch hier, noch in weit stärkerem Maße, die an der EICHWALD'schen Abbildung auffallende scharfe Markierung einzelner Zuwachsstreifen zum Ausdruck. Doch bemerkt HOERNES, daß die Oberflächenverzierung stark wechselt und insbesondere die starken Zuwachslinien bei jugendlichen Exemplaren höchstens in den Zwischenfurchen erkennbar sind. Die Jugendform des oberschlesischen Typus zeigt auf den Rippen über die ganze Schale feine Zuwachsknötchen, die bei den älteren Individuen abgerieben sind. Die galizischen Exemplare sind nach einer freundlichen Mitteilung von FRIEDBERG mit der vorliegenden Form vollkommen ident.

Von anderen Arten steht, was Form und Verzierung angeht, *P. scabrellus* LAM. dem *P. elegans* so nahe, daß gewisse Varietäten jener Form (*P. scabr.* var. *Bollenensis* MAY. und var. *taurolaevis* SACCO) von manchen Autoren (vergl. SCHAFFER, Miocän von Eggenburg, I, S. 33/34) direkt gleichgestellt werden. Sie sind indessen, wie ein Vergleich der Abbildungen bei SCHAFFER (a. a. O., Taf. 15, Fig. 13—17) und SACCO (Moll. terz. d. Piem., Bd.

24, S. 27 u. 28, Taf. VIII, Fig. 26—25 und 26—32) deutlich zeigt, durch die größere Zahl (15—17) der enger stehenden Rippen sowie durch die bis zum Wirbel hinaufreichende Skulptur hinlänglich unterschieden.

Die Form ist für Oberschlesien neu, von Alt-Gleiwitz liegen 14 meist gut erhaltene Schalen vor (13 linke, 1 rechte Klappe). Im galizischen Miocän ist die Art eine der häufigsten Formen des Tortoniens (nach Friedberg) und von den verschiedensten Fundpunkten bekannt. In Mähren ist er seltener, dagegen in Böhmen und im Wiener Becken weit verbreitet, weniger in den Tegeln als in den Mergelschichten des Leithakalkes, sowie in der Sandfacies von Gainfahren, Meißenau, Burgschleinitz.

Größe der abgebildeten Exemplare: Breite 31,0 bezw. 39,5 mm; Höhe 31,0 bezw. 38,5 mm.

Pecten scissus Favre var. podolicus Q.

Taf. 1, Fig. 5, 6.

1869. *Pecten scissus* E. Favre, Descr. d. Moll. foss. d. Lemberg, S. 152, Taf. 13, Fig. 9.
1882. » » Hilber, Ostgal. Mioc., S. 20, Taf. 2, Fig. 11—15.
1907. » aff. *Haueri* Friedberg, Nowe Skam. Mioc. Polsk., S. 23, Taf. 1, Fig. 9.

Die Schalenoberfläche der vorliegenden Form zeigt eine schöne, regelmäßige Skulptur, die an den Abbildungen bei Favre und Hilber nicht hervortritt. Favre sowohl wie Hilber hatten für hre Untersuchungen großenteils nur Steinkerne zur Verfügung, die eine nähere Präzisierung nicht zuließen, die Abbildungen erscheinen deshalb in manchen Punkten abweichend. Nach freundlicher Mitteilung des Herrn Friedberg, der an der Hand zahlreicher Schalenexemplare Vergleiche angestellt hat, stimmt die vorliegende Form jedoch mit dem Typus von Lemberg im allgemeinen gut überein, so daß an der Zugehörigkeit zu *P. scissus* kein Zweifel sein kann. Die Ohren z. B., die bei Hilber erheblich kleiner gezeichnet sind, stimmen in der Größe gut überein, andererseits ist die oberschlesische Form durch weit stärkere Rippchen und durch deutlicheres Hervortreten der Querreihen gekennzeichnet. Diese beiden Merkmale sind dagegen an den podo-

lischen Exemplaren (Umgegend von Tarnopol) nach FRIEDBERG gut ausgebildet, wodurch die neue Benennung Erklärung finden mag. Es ist nicht ausgeschlossen, daß auch der von HILBER (a. a. O., Taf. IV, Fig. 2) abgebildete *Pecten* (*Pseudamussium*) *forma indeterminata* hierher zu stellen ist, wenngleich die unvollständige Schale ein sicheres Urteil nicht zuläßt. Die Zahl der Rippen ist die gleiche, doch sind die Zwischenräume kleiner, die Radiallinien feiner. Besser scheint die von FRIEDBERG (a. a. O., S. 23) beschriebene und auf Taf. I, Fig. 9, abgebildete Form zu passen, die allerdings stärker gerundete Rippen aufweist, in ihrem ganzen Habitus aber besser zu *P. scissus* als zu *P. Haueri* zu stellen ist.

Die Form zeigt, wie auch an den podolischen Exemplaren zu beobachten ist, starke Variationen. Im Alter verwischt sich die feinere Skulptur in der Wirbelgegend, wird dagegen dem Rande zu erheblich gröber (vergl. Fig. 6). Häufig beobachtet man auch eine Verbreiterung der Rippen auf Kosten der Zwischenräume und das Anschwellen einzelner Zuwachsstreifen. Bei der Konstanz der übrigen Merkmale glaubte ich indessen, eine besondere Varietät daraufhin nicht abtrennen zu dürfen.

Das Vorkommen dieser Art ist für Oberschlesien neu. In Galizien und Podolien ist die Form charakteristisch für das Tortonien, im Lemberger Miocän für die untere Abteilung, die FRIEDBERG (Einige Bemerkungen über das Miocän in Polen. Verh. K. K. Geol. Reichs-Anst. 1912) als »Schichten unter dem Gipse« ausscheidet.

Größe der abgebildeten Exemplare: rechte Klappe 31,5 mm breit und 31,0 mm hoch; linke Klappe 32,5 mm breit und 32,5 mm hoch.

Pecten Wulkae HILBER.

Taf. 1, Fig. 1, 2.

1882. *Pecten Wulkae* HILBER, Ostgaliz. Miocän, S. 22, Taf. II, Fig. 24—26.

Schale flachgewölbt, nahezu gleichseitig. Die in einem Winkel von wenig mehr als 90° gerade abfallenden Wirbelkanten gehen mit sanfter Rundung in den halbkreisförmigen Unterrand über.

Die Wirbel überragen den geraden Schloßrand nicht. 8—9 Paare kräftiger Rippen, die durch feine, radiale Furchen ihrerseits wieder in ein Bündel feiner Rippen zerlegt sind oder wenn die Paarung weniger deutlich, ebenso viele Hauptrippen, die gegen den Schalenrand hin sich bündelförmig in eine Anzahl mehr oder weniger gleichwertiger Rippen zerteilen. In den Zwischenräumen der Rippen treten gewöhnlich etwas oberhalb der Mitte schwache Zwischenrippen auf, von denen die mittelste am weitesten hinaufreicht. Die Wirbelgegend ist in bald kleinerem, bald größerem Umkreis abgerieben, im übrigen beobachtet man fast allgemein, besonders an den Schalenrändern, eine feine Granulierung, hervorgerufen durch Kreuzung der Radialstreifen mit den Zuwachslinien, die in Abständen etwas stärker markiert sind. Der Schloßrand ist gerade, die Ligamentgrube mäßig groß, flachdreieckig, eine schmale Ligamentfurche ist beiderseits sichtbar. Das vordere Ohr der rechten Klappe ist stark verlängert, mit tiefem Byssusausschnitt. Die linke Klappe läßt nur auf der Innenseite die typische Zweiteilung der Rippen gut erkennen. Die Oberfläche zeigt 8—9 starke, längsgestreifte, gegen den Schalenrand hin bisweilen geteilte Rippen, zwischen denen 1—3, selten mehr schwächere Rippen verlaufen.

Die Abbildung bei Hilber (a. a. O.) zeigt die typischen Merkmale der Form, nur daß die Zweiteilung der Rippen beim vorliegenden Typus weiter hinauf, bei einzelnen Exemplaren bis dicht an den Wirbel erkennbar ist. Die Form ist durch alle Übergänge mit dem von Hilber als *P. subscissus* und *P. quadriscissus* besonders ausgeschiedenen Typen verbunden, daß mir eine Trennung nicht angängig erscheint. Allen gemeinsam ist die paarige Anordnung der Rippen und der Wechsel kleinerer und größerer Zwischenräume, wodurch sie von *P. scissus* und seinen Nebenformen unterschieden sind.

P. Wulkae ist bisher aus Oberschlesien nicht bekannt, aus Galizien (Hilber, a. a. O.) von Blich bei Zalosce und Wulka bei Lemberg beschrieben worden. Zu den Pectiniden des Wiener Beckens sind nähere Beziehungen nicht festzustellen.

Größe der abgebildeten rechten Klappen:

Breite: 35, 35, 39 mm
Höhe: 34,5, 36, 40 »

Pecten Lilli Pusch.

Taf. 1, Fig. 7.

1837. *Pecten Lilli* Pusch, Pol. Pal., S. 40, Taf. 5, Fig. 5.
1866. » *scabridus* Eichw., Reuss, Wieliczka, S. 124, Taf. 6, Fig. 5—7.
1877. » *Malvinae Dubois* = *scabridus* Eichw., Lenz, Verh. k. k. geolog. R.-A. S. 278.
1882. » *Lilli* Pusch, Hilber, Ostgal. Mioc., S. 23, Taf. II, Fig 29 u 30.
1906. *Chlamys Lilli* Friedberg, Mlodszy mioc. Gal. Zach., S. 94.

Die Beschreibung bei Hilber (a. a. O.) ist zutreffend bis auf die Größe, die bei den galizischen Formen geringer ist. Von dem Eichwald'schen *P. scabridus*, der von Reuss mit der vorliegenden Form identifiziert wurde, unterscheidet sich *P. Lilli*, wie bereits Hilber hervorhebt, im wesentlichen durch die mehr kreisförmige Gestalt und die Teilung der Hauptrippen in zwei oder drei untergeordnete. *P. scabridus* steht hingegen zu *P. Malvinae* du Bois in näherer Beziehung. Die linke Schale von *P. Lilli* zeigt, wie die vorliegenden beiden Exemplare verdeutlichen, die Teilung der Rippen nicht in dem gleichen Maße wie die rechte. Die Mehrzahl der Rippen ist einfach ausgebildet und läßt in der Regel nur am Rande den Beginn einer Spaltung erkennen. Die Zwischenräume tragen je eine schwache Zwischenrippe, die bis zur Schalenmitte hinaufreicht.

In Alt-Gleiwitz nicht selten, vorher aus Oberschlesien nicht bekannt, dagegen im podolischen Miocän und im Salzton von Wieliczka ziemlich häufig. Hilber führt auch St. Kathrein bei Troppau (Gipstegel) als Fundort an.

Größe der abgebildeten rechten Klappe: Breite 25 mm; Höhe

Pecten Lilli Pusch var. triscissus Q.

Taf. 1, Fig. 8.

Die Form zeigt zu den typischen Merkmalen des *P. Lilli* in der Berippung so charakteristische Abweichungen, daß ich mich zu der Abtrennung der Varietät berechtigt glaubte. An den

Seitenrändern der Schale stehen einfache und jederseits 2—3 zweigeteilte Rippen. In der Schalenmitte bemerkt man vier flache, aus je drei kleineren gebündelte Rippen, die je durch eine tiefere Furche abgegrenzt werden. Die Teilrippen zeigen gegen den Rand hin stellenweise Anfänge einer leichten Zweiteilung. Außerdem ist eine feine Radialstreifung bemerkbar, aber weniger deutlich als die ziemlich grob markierten Anwachslinien.

Fortuna-Ziegelei (1 rechte Klappe). Breite 30 mm; Höhe 30,5 mm.

Pecten biradiatus n. sp. (aff. Lilli Pusch).

Taf. 1, Fig. 9.

Zu dieser neuen Art stelle ich eine Anzahl von Exemplaren, die zu *P. Lilli* Pusch zwar in naher Verwandtschaft stehen, durch einzelne Sondermerkmale aber ihre Selbständigkeit bekunden.

Durchschnittlich doppelt so groß als *P. Lilli*, Schale erheblich gewölbt, schwach ungleichseitig, nahezu kreisförmig, stark. 25—28 ziemlich schmale, abgeplattete Rippen, die sich oberhalb der Schalenmitte einmal spalten, niemals öfter. Die Randrippen bleiben ungeteilt. In den schmalen Zwischenräumen laufen feine Radiallinien, deren mittelste bisweilen die Form einer Zwischenrippe annimmt. Die Ohren sind verhältnismäßig klein, das vordere der rechten Klappe stark verlängert, mit tiefem Byssusausschnitt; sämtlich radial gestreift und mit konzentrischen Zuwachslinien bedeckt. Die Wirbel schneiden mit dem geraden Schloßrand ab, der auf der Innenseite zu beiden Seiten der ziemlich großen Ligamentgrube eine schmale Ligamentfurche trägt. Die Schloßkanten bilden einen Winkel von 100—110° und sind schwach konkav, gegen die Ohren durch eine Stufe abgesetzt. Die Innenseite der Schale ist radial gefurcht. Anwachslinien schwach, nur in Abständen deutlich ausgebildet.

Von *P. Lilli* Pusch, dem sie sehr nahe steht, unterscheidet sich die Art, von den größeren Dimensionen abgesehen, hinlänglich durch die größere Zahl und die auf zwei Teile beschränkte Spaltung der Rippen. Von *P. Neumayri*, mit dem sie äußerlich starke Ähnlichkeit besitzt, weicht die Längsstreifung in den

Zwischenräumen ab, die bei *P. Lilli* charakteristisch, bei *P. Neumayeri* aber niemals vorhanden ist. *Pecten Malvinae* DU BOIS, der nach der Abbildung bei ROEMER (Geologie von Oberschlesien, Taf. 45, Fig. 7) starke Übereinstimmung zeigt, ist durch die flachere Schale und nach HOERNES (Foss. Moll. tert. Beck. Wien Taf. 64, Fig. 5) auch durch die größere Rippenzahl (etwa 30) und die Bündelung zu 3—4 Rippchen unterschieden. In Alt-Gleiwitz nicht selten.

Größe der abgebildeten rechten Klappe: Breite 28,5 mm; Höhe 30 mm.

Pecten (Pseudamussium) Richthofeni HILBER.

Taf. 1, Fig. 10, 11.

1882. *Pecten (Pseudamussium) Richthofeni* HILBER, Ostgal. Mioc., S. 30, Taf. III, Fig. 19, IV, Fig. 1.

Die vorliegende Form zeigt gegen die HILBER'schen Abbildungen einzelne Abweichungen, die bei der sonstigen Übereinstimmung jedoch eine Identifizierung nicht in Frage stellen. Die Rippen (7—8) sind bei dem oberschlesischen Typus flacher, die Zwischenräume weniger tief. Die Radiallinien laufen in deutlicher Ausbildung bis dicht unter die Wirbelspitze, deren Oberfläche glatt ist. Einzelne Zuwachsstreifen sind deutlicher abgesetzt, der Byssusausschnitt tiefer. Die Innenseite der Schale läßt, entsprechend den Zwischenräumen der Oberseite, 7—8 schwach gerundete, radiale Erhabenheiten erkennen, zwischen denen und auf denen schwächere Längslinien verlaufen.

Von *P. septemradiatus* MÜLL. (vergl. HOERNES, Foss. Moll. tert. Beck. Wien II, Taf. 64, Fig. 4) ist diese Form durch die weit stärker hervortretenden, an Zahl geringen Rippen und die Tiefe der Zwischenräume deutlich unterschieden. Noch stärker weichen die Abbildungen bei SACCO ab (Moll. terz. d. Piem. usw. Bd. 24, Taf. 12, Fig. 16—21).

Größe der abgebildeten beiden rechten Klappen: Breite 32 bezw. 33 mm; Höhe 33,5 bezw. 33,5 mm.

Bathyarca polyfasciata Sism.

1842. *Arca polyfasciata* Sismonda, Syn. méth., 1. éd., p. 20.
1842. » » » Osserv. terz. Piem. No. 5.
1847. » » Michelotti, Descr. foss. mioc., p. 104, pl. III, fig. 8—11.
1852. » » d'Orbigny, Prod. III, p. 124, 26. ed., No. 2330.
1868. » *multifasciata* Mayer, Cat. foss. tert. Mus. Zürich, III, p. 97.
1898. *Bathyarca pectunculoides Scacchi* var. *polyfasciata* Sacco, Molluscі terz. del Piem. usw. XXVI, p. 12, pl. III, fig. 36—40.
1912. » *polyfasciata* Cossmann et Peyrot, Conch. néog. de l'Aquitaine, Tome II, livr. I, p. 197, pl. X, fig. 48—51.

Das zarte, dünnschalige Gehäuse ist gleichklappig, ungleichseitig, vorn abgerundet, hinten etwas abgeschrägt, stark gewölbt. Der Bauchrand ist leicht gekrümmt, der Schloßrand geradlinig. Die Oberfläche ist mit konzentrischen Streifen und sehr feinen, vorn etwas kräftigeren Radiallinien bedeckt. Die Wirbel sind verhältnismäßig groß und nach hinten eingerollt. Die Ligamentfläche ist klein, der Schloßrand schmal, nach den Rändern zu etwas breiter und beiderseits mit 4—7 ziemlich kräftigen, schiefgestellten Zähnen besetzt. Die tiefausgehöhlte Innenseite läßt eine deutliche Radialstreifung erkennen, die randwärts verschwindet. Der Bauchrand ist fein gekerbt.

Nach der Abbildung von Cossmann und Peyrot stimmt die aquitanische Form mit der vorliegenden gut überein, während die Schalen von Colli torinesi (Sacco a. a. O.) mehr gerundet, fast gleichseitig und mit kürzerem Schloßrand erscheinen. *Arca pisum* Partsch, das von Hoernes (Foss. Moll. d. Wien. Beck. Bd. II, S. 342, Taf. 44, Fig. 11) beschrieben und abgebildet wird, ist, obwohl unverkennbare Ähnlichkeit vorliegt, durch die dreifache Größe, die gleichmäßige Rundung der Schale und eine leichte Biegung des Schloßrandes von *B. polyfasciata* hinreichend unterschieden.

In beiden Ziegeleien ziemlich selten. Nach Sacco häufig in Colli torinesi und Baldissero, selten in St. Etienne-d'Orthe und Peyrère. Aus Mähren und Galizien bisher nicht bekannt. — Helvetien.

Pectunculus (Axinaea) bimaculatus Poli.

1795. *Arca bimaculata* Poli, Test. utr. Sic. II, p. 143, Taf. 25, Fig. 17—18.
1870. *Pectunculus pilosus* L., M. Hoernes, Foss. Moll. tert. Beck. Wien II, S. 316, Taf. 40 und 41, Fig. 1—10.

1879. *Pectunculus bimaculatus* Fontannes, Moll. plioc. vallée d. Rhône, Bd. II, p. 173, Taf. 11, Fig. 1.
1882. » *pilosus* Hilber, Ostgal. Mioc., S. 17—18.
1898. *Axinaea bimaculata* Poli (an var. *polyodonta* (Br.)) Sacco, Moll. terz. d. Piem., Bd. 26, S. 28, Taf. VI, Fig. 7—14.

Die vorliegenden Formen zeichnen sich durch einen auffallend schwachen, wenig vorstehenden Wirbel und die Kleinheit der Area aus. Die Schale ist in der Regel nahezu kreisrund, und bei den alten Exemplaren nach hinten mäßig verlängert. Die Skulptur der schwach gewölbten Schale ist nur selten erhalten. Die Oberfläche ist mit feinen Radialfurchen bedeckt, die von feinen Zuwachsstreifen gekreuzt werden. Das Innere läßt eine undeutliche Radialstreifung erkennen. Die Area ist flach nur von stumpfen Parallelleisten durchzogen, die von einer Mittelsenkrechten in stumpfem Winkel vor- und rückwärts auseinander laufen. Die von Hoernes beobachteten Horizontallinien sind an keinem der Stücke sichtbar, dagegen die vertikalen Leisten mehr oder weniger deutlich vorhanden. Die schräg gestellten, knieförmig gebogenen, kräftigen Zähne bedecken im Jugendstadium den ganzen Schloßrand, während sie bei den älteren Exemplaren mittwärts verkümmern.

Die Formen des Wiener Beckens weichen nach den Abbildungen bei Hoernes durch die stärkere Wölbung der Schale, den kräftigeren Wirbel und die Breite der Area von den oberschlesischen beträchtlich ab. *P. Fichteli* Desh., den Schaffer (Miocän von Eggenburg, Bd. I, S. 57, Taf. 27, Fig. 3—6 und Taf. 28, Fig. 1) beschreibt und abbildet und der nach Sacco (a. a. O.) dem rezenten *P. bimaculatus* Poli nahestehen soll, ist durch die größeren und plumperen Schalen und die Ausbildung des Schloßrandes deutlich unterschieden. Fontannes (a. a. O.), dessen Abbildung große Ähnlichkeit zeigt, weist auf die Identität mit der rezenten Mittelmeerform des *P. Siculus* Reeve hin (= *P. stellatus* M. Mayer). Desgleichen passen die von Hilber (a. a. O.) und Friedberg (Mlodszy Mioc. Gal. Zach. p. 98) aus Galizien beschriebenen Formen recht gut. Abb. 11, Taf. VI bei Sacco (a. a. O. Bd. 26) stimmt mit der oberschlesischen Form bis auf die ein wenig stärker

entwickelte Schalenwölbung und den kräftigeren Wirbel vollkommen überein.

Aus Alt-Gleiwitz liegen 16, meist unvollkommen entwickelte Schalen vor. Weitere Fundorte in Oberschlesien sind: alte Ziegeleigruben nördlich von Gleiwitz (Roemer, Geologie von Oberschlesien 1870, S. 387, Anm.), Slawentzitz (Roemer, S. 389) und Zabrze. Aus Galizien ist die Form durch Hilber und Friedberg von mehreren Orten als ziemlich selten bekannt geworden.

Congeria cf. amygdaloides Dunker var. tenuis Qu.

1851. *Congeria amygdaloides* Dunker, Palaeontographica I, p. 162, Taf. XXI, Fig. 8—9.
1870. » » Hoernes, Foss. Moll. tert. Beck. Wien II, S. 368, Taf. 44, Fig. 14.
1879. aff. *amygdaloides* Dunker, var. *graecata* Fontannes, Moll. plioc. vallée d. Rhône, p. 139, Taf. VIII, Fig. 10.

Die in zahlreichen Exemplaren vorhandene Form erschwert die Bestimmung außerordentlich infolge der dünnen, durchscheinenden Schale, die beim Herauspräparieren sofort zerbricht. Eben diese Dünnschaligkeit unterscheidet sie hinlänglich von der Wiener Form, die im übrigen, abgesehen von einzelnen Abweichungen in der Schloßbeschaffenheit, starke Annäherung zeigt.

Das Gehäuse ist oval, nicht übermäßig gewölbt, die Oberfläche glatt, mit feinen Zuwachslinien in unregelmäßigen Abständen bedeckt. Der Wirbel ist zugespitzt, ein wenig nach vorn gebogen. Die Schloßwand ist mäßig gebogen und von einer Leiste begleitet, die mit ihr eine lange schmale Rinne einschließt. Der Schloßwinkel ist klein.

Die Form ist der echten *C. amygdaloides* (vergl. Hoernes a. a. O.) nahe verwandt, unterscheidet sich aber hinlänglich durch die Dünnschaligkeit und den kleineren Schloßwinkel, so daß die Abtrennung der Varietät berechtigt erscheint. Etwas weiter entfernt sich, im Umriß sowohl wie in der Schloßbeschaffenheit, *C. Brardii* Al. Brongn. (Goldfuss, Petref. II, S. 171, Taf. 129, Fig. 10).

Die pliocäne Form, die von Fontannes aus den Congerienschichten von St. Restitut beschrieben und als var. *graecata* mit

C. amygdaloides Fuchs (die jüngeren Tertiärbildungen Griechenlands, S. 6, Taf. I, Fig. 8) in Beziehung gebracht wird, ist durch den weniger gleichseitigen Umriß, durch die stärkere Krümmung der Längsachse u. a. deutlich unterschieden.

Vorkommen in den Tonen von Alt-Gleiwitz häufig, für Oberschlesien neu, auch aus den Nachbargebieten bisher nicht beschrieben. Im Wiener Becken ist sie nach Hoernes aus den marinen Sanden von Grund und Großbach sowie von Gainfahren aus den Mergeln des Leithakalkes bekannt.

Nucula nucleus L.

1766. *Arca nucleus* Linné, Systema nat. ed. XII, Nr. 184, p. 1143.
1870. *Nuculus nucleus*, Hoernes, Foss. Moll. tert. Beck. Wien, S. 297, Taf. 38, Fig. 2.
1898. » » Sacco, Moll. terz. d. Piem., Bd. 26, S. 44, Taf. 10, Fig. 24—27.

Die in zahllosen Schalen vorliegenden Exemplare zeigen die von Hoernes beschriebenen typischen Eigenschaften in guter Erhaltung. Die Oberfläche der Schale läßt außer den Anwachsstreifen, besonders deutlich an den Seiten, weniger ausgeprägt in der Mitte sehr feine, dicht gedrängte Radiallinien erkennen. Der Schloßrandwinkel beträgt etwa 90°, der vordere Schalenrand wird von einem schwach gebogenen Wulst begleitet.

Nucula placentina Lam. (vergl. R. Hoernes, die Fauna des Schliers von Ottnang, S. 378, Taf. 14, Fig. 9; Sacco a. a. O., S. 46—47, Taf. 10, Fig. 35—40; Fontannes, Moll. plioc. vallée d. Rhône II, S. 179, Taf. 11, Fig. 3) ist durch den stumpferen Schloßrandwinkel von *N. nucleus* unterschieden, ebenso wie *N. Mayeri* (Hoernes a. a. O., S. 296/7, Taf. 38, Fig. 1), die außerdem durch die zweigeteilte Ligamentgrube charakterisiert ist.

Die oberschlesische, von Gleiwitz und Laband bereits bekannte Form ist mit den Wiener Vorkommen und den rezenten Mittelmeerformen durchaus identisch, auch die Exemplare von Wieliczka, Holubica und andern galizischen Fundorten, sowie aus Böhmen, Mähren und Podolien stimmen mit den vorliegenden gut überein.

Leda fragilis Chemnitz.

1784. *Arca fragilis* Chemnitz, Neues system. Conch.-Cabinet, Vol. VII, S. 199, Taf. 55, Fig. 546.
1830. *Nucula acuminata* Eichwald, Naturhist. Skizze v. Lithauen usw., S. 211.
1852. *Leda fragilis* Deshayes, Traité élem. d. Conch. II, S. 285.
1860. » *minuta* Reuss, Die mar. Tertiärsch. Böhmens, S. 245.
1870. » *fragilis* Hoernes, Foss. Moll. tert. Beck. Wien, S. 307, Taf. 38, Fig. 8.
1879. » *commutata* Fontannes, Moll. plioc. vallée d. Rhône II, S. 181, Taf. 11, Fig. 6 u. 7.
1898. *Ledina fragilis* Sacco, Moll. terz. d. Piem. usw., Bd. 26, Taf. 11, Fig. 41–43.

Die in zahlreichen Exemplaren und wechselnden Größen vorliegende Form ist stark gewölbt, in der Regel ziemlich gleichseitig, ausnahmsweise nach hinten stärker verlängert. Die Vorderseite ist abgerundet, die hintere in einen spitzen Schnabel auslaufend. Auf der Oberfläche bemerkt man 25—30 feine konzentrische Streifen, vorn außerdem 2—5 schwache Radiallinien, von denen in der Regel zwei kräftiger entwickelt sind und eine schwache Depression einschließen. In der Wirbelgegend verschärft sich der vordere von beiden zu einem deutlichen Kiel, der die zum vorderen Schalenrand hin kaum unterschiedene Lunula gegen den Wirbel scharf absetzt. Die lanzettförmige Area ist mit feinen Längsstreifen versehen und läßt auf beiden Schalen einen stumpfen, schwach gebogenen Kiel deutlich erkennen. Ein zweiter, kräftigerer, durch die konzentrischen Schalenstreifen gekerbter Kiel umschließt beiderseits die Innenfläche. Von diesem Kiel schwach divergierend, zieht vom Wirbel aus zum hinteren Schalenrand eine schwach gebogene, stets deutliche Linie, die auf der Schalenoberfläche eine am Wirbel schärfere, zum Rand hin verflachende Kante bildet. Der Schloßrand bildet einen Winkel von etwa 130° und trägt beiderseits eine Reihe von 15—20 engstehenden, spitzen Zähnen. Die Bandgrube ist dreiseitig, tief unter dem Wirbel versteckt. Die Muskeleindrücke sind oval, die Mantelbucht mäßig breit und ziemlich tief. Der Schalenrand ist glatt. In seiner Nähe bemerkt man auf der Schaleninnenseite Spuren Radialstreifung.

Die Abbildung bei Eichwald (Leth. Rossica, Taf. IV, Fig. 13 u. 14) entspricht in keiner Weise der oberschlesischen *L. fragilis*,

sie ist nach ihrem ganzen Habitus vielmehr mit der folgenden Form verwandt, die ich als *Leda sulcata* abgetrennt habe. Gute Übereinstimmung zeigen dagegen eie Wiener Exemplare, die ich im Original vergleichen konnte. Abweichend ist, von der meist geringeren Größe abgesehen, im wesentlichen nur die starke Schalendepression hinter dem Kiel der Area, die bei der oberschlesischen Form nur schwach angedeutet und durch die erwähnte Kante scharf abgeschnitten ist. In der Regel ist auch der hintere Schloßrand weniger gebogen, doch im Verhältnis länger als bei den Alt-Gleiwitzer Exemplaren. Die Ungleichseitigkeit kommt auch bei den italienischen Formen mehr zum Ausdruck (vergl. Sacco a. a. O.) sowie in den Abbildungen bei Fontannes (a. a. O.), die im übrigen recht gut übereinstimmen.

Aus Oberschlesien ist *L. fragilis* von Miechowitz seit langem bekannt. Bei Alt-Gleiwitz wird sie in beiden Ziegeleien sehr häufig gefunden. In Galizien kommt sie im oberen Salztrümmergebirge von Wieliczka sowie bei Lemberg u. a. nicht gerade häufig vor, in Mähren ebenfalls an verschiedenen Fundorten und in den böhmischen Miocänablagerungen, wo sie im Tegel am häufigsten, aber auch in den sandigen und mergeligen Bildungen zu finden ist. Auch im Wiener Becken hat sie in den Tegeln (Vöslau, Baden, Möllersdorf usw.) ihre größte individuelle Entwicklung, ist aber auch aus den Sandablagerungen bekannt.

Leda fragilis Chemn. var. sulcata Q.

Taf. 1, Fig. 12.

Diese weniger häufige Form zeigt zwar die allgemeinen Eigenschaften der *L. fragilis*, ist in den Einzelheiten aber so stark unterschieden, daß ich sie als Varietät besonders ausgeschieden habe. Unter Umständen würde vielleicht sogar die Aufstellung einer neuen Art gerechtfertigt erscheinen.

Das Gehäuse ist länglich eiförmig, ziemlich dickschalig, mehr oder weniger stark gewölbt, vorn abgerundet, hinten in einen spitzen Schnabel auslaufend, ungleichseitig. Die Oberfläche ist mit 15—20 kräftigen, am Rande enger, in der Wirbelgegend ent-

fernt stehenden schief nach oben gerichteten konzentrischen Leisten bedeckt. Auf der Vorderseite der Schale bemerkt man, vom Wirbel zum Rande in schwachem Bogen verlaufend, eine kielartige Erhabenheit, die durch eine schwache Schalendepression stärker markiert erscheint. Eine tiefere und breitere Einsenkung befindet sich suf der hinteren Schalenseite und läßt den hinteren, die Area umschließenden Kiel scharf hervortreten. Sie kennzeichnet sich in der Regel auch am Bauchrande durch einen Ausschnitt, der bisweilen, nicht immer auch am vorderen Teil des Schalenrandes vorhanden ist. Die Lunula ist klein, schmal, durch einen schwachen Absatz begrenzt, glatt; die Area breit-lanzettlich, von starken Kielen umschlossen, im Innern fein gestreift und von einem zweiten, aber schwächeren Kielpaar durchzogen. Der Wirbel ist mäßig eingezogen. Die Beschaffenheit des Schlosses entspricht der Grundform. Das Schaleninnere ist glatt.

Von der Grundform abweichend sind die Kleinheit und die Ungleichheit der Schale, die stärkere Ausbildung und die geringere Zahl der konzentrischen Streifen, die beiderseitigen Einschnürungen der Oberfläche und in Verbindung mit ihr die Ausbuchtungen des Bauchrandes. Diese Merkmale in ihrer Gesamtheit berechtigen hinlänglich zur Abtrennung der Varietät, die sich mit den bisher bekannten nicht identifizieren ließ und daher eine Neubenennung erforderlich machte.

Am meisten nähert sich die Form der von Eichwald, *Lethaea* Rossica S. 72 beschriebenen und auf Taf. 4, Fig. 13 u. 14 abgebildeten *Nucula acuminata* Eichw. Diese ist indessen vorn etwas spitzer und stärker eingesenkt, innen von starkem Perlmutterglanz, während die vorliegende Varietät stets weißglänzend ist.

Bei Sacco (a. a. O.) erinnert nur der in Fig. 41, Taf. 11 dargestellte Grundtypus der *L. fragilis* durch die Stärke der Leisten an var. *sulcata*, weicht im übrigen aber erheblich ab. *Leda pella* (vergl. Hoernes a. a. O., S. 305, Taf. 38, Fig. 7) gibt die Ausbuchtung des hinteren Bauchrandes gut wieder, entfernt sich aber merklich im Umriß, Schalenskulptur und Beschaffenheit des Schloßrandes.

In den Ziegeleien von Alt-Gleiwitz nicht selten.
Größe der abgebildeten Schale: 11,7 mm lang, 7 mm hoch.

Yoldia nitida Brocc.

1814. *Arca nitida* Brocchi, Conch. foss. subapp. II. S. 482, Taf. XI, Fig. 3.
1852. *Leda* » d'Orbigny, Prod. Pal. strat. III, S. 104.
1870. » » Hoernes, Foss. Moll. tert. Beck. Wien II, S. 308, Taf. 38, Fig. 9.
1875. *Yoldia* » Bellardi, Monogr. Nucul. terz. Piem., S. 23, Fig. 20.
1898. » » Sacco, Moll. terz. d. Piem. etc. Bd. 26, S. 57, Taf. XII, Fig. 14—17.
1879. » » Fontannes, Moll. plioc. vallée d. Rhône II, S. 183, Taf. 11, Fig. 8.

Eine einzelne rechte Klappe aus der großen Ziegelei entspricht bis auf die etwas gedrungenere der Abbildung und Beschreibung bei Hoernes (a. a. O.). Die lanzettförmige Arca ist von einem scharfen Kiel abgesetzt, der von einer stumpfen, gleichsinnig gebogenen Kante begleitet wird. Der hintere Schloßrand ist mäßig konkav und läuft in eine Spitze aus, der vordere ist gerade, beide mit dichtstehenden, ziemlich spitzen Zähnen besetzt. Die dreieckige Bandgrube ist klein, aber deutlich. Die Größe entspricht dem von Hoernes abgebildeten Exemplar. Die Sacco-schen Formen sind etwas mehr in die Länge gezogen und zeigen am Hinterrand stärkere Abrundung. Fontannes bildet ein Exemplar aus dem Pliocän des Rhonetals ab, das von der miocänen Form in mancher Hinsicht verschieden ist. Der Kiel ist weniger scharf ausgebildet und die ihn begleitende Kante ersetzt eine flache Einmuldung der Schale, dagegen bemerkt man auf der Innenseite schwach angedeutet, eine Erhabenheit, die aus der Wirbelhöhle geradlinig auf den hinteren Muskeleindruck zu verläuft. Größe und Umriß stimmen im allgemeinen überein, nur der hintere Schloßrand zeigt schwächere Biegung.

Yoldia nitida ist für Oberschlesien neu, auch aus Galizien bisher nicht bekannt. Aus Böhmen erwähnt Reuss (die marinen Tertiärschichten Böhmens, Wien 1860, S. 41) sehr kleine Exemplare, Prochazka dagegen (das ostböhmische Miocän, Prag 1900, S. 132/33) fand im Rüdelsdorfer Tegel verschiedene Größen und schließt daraus, daß die Form auch in Böhmen die Dimensionen

der Wiener Exemplare erreichen mag. Seine Abbildung weicht von der oberschlesischen Form insonderheit durch den schwach konvexen hinteren Schloßrand ab.

In Mähren ist *Y. nitida* sowohl aus den Tegeln von Lažánky und Borač wie aus den sandigen Mergeln von Vejhon bei Gr. Seelowitz und Grußbach bekannt. Im Wiener Becken ist die Art ziemlich häufig in den marinen Sanden von Grußbach, Grund u. a. sowie im Badener Tegel.

Cardium papillosum Poli.

1791. *Cardium papillosum* Poli, Test. utr. Sic. I, p. 56, Taf. 16, Fig. 2—4.
1870. » » M. Hoernes, Foss. Moll. tert. Beck. Wien II, p. 191, Taf. 30, Fig. 8.
1881. » » Fontannes, Moll. pl. vallée d. Rhône, II, p. 83, Taf. 5, Fig. 4 u. 5.
1899. *Papillicardium papillosum* Sacco, Moll. terz. del Piem. Bd. 27, Taf. XI, Fig. 1—3.
1900 *Cardium papillosum* Prochazka, Ostböhm. Miocän, S. 124.

Die vorliegenden 7 Exemplare zeigen mit den Wiener Formen gute Übereinstimmung und entsprechen durchaus der Beschreibung von Hoernes, der auch die starke Variabilität hervorhebt. Das von Sacco abgebildete Exemplar ist fast gleichseitig, während die Alt-Gleiwitzer Formen vorn merklich verlängert erscheinen. Dasselbe gilt von der Abbildung bei Fontannes, der ebenfalls auf den starken Formenwechsel bei den Wiener Vorkommen hervorhebt. Auch die wenigen aus dem oberschlesischen Miocän vorliegenden Schalen lassen mancherlei Übergänge erkennen, doch scheint der vorn verlängerte Typus (s. Abbildung) vorzuherrschen. Die Knötchen scheinen sich erst mit zunehmendem Alter auszubilden, während die Jugendform glatte Rippen zeigt. *C. hispidum* Eichw., das von M. Hoernes mit *C. papillosum* identifiziert wird, unterscheidet sich von diesem deutlich durch die flachere Form, die mehr gerundeten Rippen, die durch breitere Zwischenräume getrennt sind, und die weniger engen Knotenreihen.

C. papillosum Poli ist im Wiener Becken weit verbreitet, von Ungarn und Siebenbürgen und aus dem Mittelmeergebiet (Griechenland, Rhodus, Sizilien, Italien, Frankreich) als häufig

bekannt und von Böhmen über Mähren nach Polen und Wolhynien zu verfolgen. Aus Ostgalizien ist die Form bisher nicht beschrieben worden.

Cardium fortunae nov. sp.

Taf. 1, Fig. 13.

1758. *Cardium echinatum* Linné, Systema Naturae, ed. X, p. 679.
1831. » » Dubois, Conch. foss. Wolhyn. Podol., S. 13—14, 62.
1882. » *praeechinatum* Hilber, Ostgal. Mioc, T. I, Fig. 36—39.
1899. » *paucicostatum* Sow. var. *rotundicosta* Sacco, Moll. terz. d. Piem. Bd. 27, p. 36, Taf. VIII, Fig. 18.
1906. » *praeechinatum* Friedberg, Mlodszy mioc. Gal., p. 101.

Die vorliegenden Bruchstücke von drei verschiedenen Exemplaren lassen 14—15 starke, abgeplattete Radialrippen erkennen, die von schmaleren Furchen getrennt werden. Auf den Rippen verläuft, meist undeutlich, eine feine Mittelfurche, die in Abständen von 1—1,5 mm mit kleinen runden Knötchen bedeckt ist. In der Nähe des Bauchrandes erscheinen diese Knötchen zuweilen weniger hoch, in die Länge gezogen und stellenweise verwachsen, so daß anstatt der Mittelfurche eine scharfe Kiellinie auftritt. Wo die Knötchen abgebrochen sind, bemerkt man in der Mittelfurche, die in der Regel jederseits von einer Seitenfurche begleitet ist, kleine Gruben. Die verhältnismäßig schmalen und mäßig tiefen Zwischenräume werden von starken, konzentrischen Runzeln gequert, die den Anwachsstreifen entsprechen und ihrerseits wieder von 2—3 feinen, in der Mitte verlaufenden Radialstreifen durchkreuzt werden. Das Innere der stark gewölbten, hinten leicht abgestutzten Schale ist glatt und mit flachen Radialfurchen versehen, der Rand kaum gezackt. Schloß und Wirbel sind nicht erhalten.

Die vorliegende Form weicht von den bisher bekannten weniger in der Form, als in den Einzelheiten der Schalenstruktur so stark ab, daß ihre Selbständigkeit nicht zweifelhaft sein kann. Am nächten steht ihr das rezente *Cardium echinatum* L. Abweichend sind indessen die geringere Zahl der Rippen bei *C. fortunae* und die Einzelheiten ihrer Struktur, auch die Form der Knötchen, die bei *C. echinatum* stets etwas länglich sind. *C. Tu-*

ronicum Mayer (Abb. bei M. Hoernes, Bd. II, Taf. 27, Fig. 3) ist durch die fast gleichseitige Schalenform, die größere Form und die gerundete Form der Rippen deutlich unterschieden, zeigt aber in der Anordnung der Knötchen nahe Beziehungen. Das von Eichwald, Leth. Ross. auf Taf. IV, Fig. 21, abgebildete *C. hispidum* Eichw. weicht in Zahl und Form der Rippen und in der geringeren Dichte der Höckerreihen von *C. fortunae* stark ab. Enger schließt sich die vorliegende Form an das von Sacco, Moll. terz. del Piem., Bd. 27, Taf. VIII, Fig. 18, abgebildete *C. paucicostatum* Sow. var. *rotundicosta* Sacc. an. Form und Breitenverhältnis der Rippen zu den trennenden Zwischenräumen stimmen bei beiden Arten überein, dagegen läßt die größere Rippenzahl und die Form der Knötchen, ferner das Fehlen der Seitenfurchen auf den Rippen und der Längslinie innerhalb der Zwischenräume eine Identifizierung nicht zu.

Breite des abgebildeten Exemplars: 32 mm.

Cardium subhispidum Hilber.

1853. *Cardium hispidum* Eichwald, Leth. Ross., p. 94, Taf. IV, Fig 21.
1854. » *transversale* Deshayes, Proc. Zool Soc. London, p. 333.
1870. » *papillosum* M. Hoernes, Foss. Moll. tert. Beck. Wien, p. 191, Taf. 30, Fig. 8.
1882. » *subhispidum* Hilber, Ostgal. Miocän, p. 14, Taf. I, Fig. 32—33.
1899. *Parvicardium transversale* Desh. var. *pliopapillosa* Sacco, Moll. terz. del Piem. Bd. 27, S. 44, Taf. XI, Fig. 8—10.
1906. *Cardium subhispidum* Friedberg, Mlodszy mioc. Gal., p. 101.

M. Hoernes (a. a. O.) vereinigt unter *C. papillosum* Poli, indem er die starke Variation der Art betont, eine ganze Anzahl verschiedener Formen, unter anderen auch *C. hispidum* Eichw. und die scharf gekielten Formen mit trapezförmigem Umriß, wie sie bei Ritzing im Wiener Becken vorkommen, obschon er hervorhebt, daß diese Form recht gut als Art unterschieden werden könnte. Hilber hat diese Trennung in der Tat und mit vollem Recht vorgenommen. Sein *C. subhispidum* stimmt mit der vorliegenden Form durchaus überein. *C. hispidum* E. zeigt deutliche Unterschiede nicht bloß in Zahl und Form der Rippen, im Abstand der Knötchen und in der Breite der Zwischenräume, vor

allem auch im Verlauf des Schloßrandes, der bei *C. hispidum* fast vollkommen geradlinig verläuft, bei *C. subhispidum* dagegen stark nach hinten abfällt. Bei *C. papillosum* Poli (vergl. die Abbildung bei M. Hoernes II, Taf. 30, Fig. 8) fällt besonders die abweichende Schalenform ins Auge, ferner die größere Zahl der Rippen und die längliche Form der Knötchen. Nahe Beziehungen zeigt dagegen das von Sacco (a. a. O.) abgebildete *Parvicardium transversale* var. *pliopapillosa* von Villalbernia, wo die Form sehr häufig vorkommt. Die Trapezform ist freilich weniger ausgesprochen, auch der Schloßrand schwächer abfallend, dagegen stimmt die Zahl der Rippen (21) gut überein, desgleichen Zahl und Form der Knötchen. Die Beschreibung von Friedberg (a. a. O.) trifft in allen Punkten durchaus zu, so daß ich an der Identität der galizischen Form, obwohl ich das Original nicht gesehen habe, nicht zweifle.

Chama gryphoides Linné.

1766. *Chama gryphoides* Linné, Systema Nat. XII. éd., p. 165, No. 1139.
1853. » *asperella* Eichwald, *Lethaea* Ross. III, S. 57.
1870. » *gryphoides* M. Hoernes, Foss. Moll. Tert. Becken. Wien II, S. 210, Taf. 31, Fig. 1.
1899. » » Sacco, Moll. terz. Piem., Bd. 27, S. 61, Taf. 13, Fig. 1—4.

Eine Oberschale im Jugendstadium entspricht in Form und Größe ziemlich genau der Abbildung 1f, Taf. 31 bei Hoernes (a. a. O.). Die Schale ist flach, zum Wirbel allmählich ansteigend. Die Oberfläche ist mit unregelmäßigen, blattartigen, konzentrischen Streifen bedeckt, die gefältelt sind und stellenweise gekerbt erscheinen. Am Schloßrand bemerkt man einen schiefen unten gekerbten Zahn. Die Muskeleindrücke sind nicht sichtbar.

Im Wiener Becken, besonders in den tonigen Zwischenlagen des Leithakalkes bei Steinabrunn, Gainfahren u. a. O. (Hoernes), kommt die Art in großen Exemplaren vor, die kleinen, vormals als *Ch. echinula* Desh. bestimmten Formen sind seltener. Aus dem Ostrauer Tegel ist *Ch. gryphoides* nicht bekannt, dagegen nach Eichwald und Friedberg in Galizien und Podolien an verschiedenen Fundpunkten, wenn auch nicht häufig, zu finden.

Aus Alt-Gleiwitz liegt ein Exemplar vor.

Isocardia cor. L.

1766. *Chama cor* Linné, Systema naturae, éd. XII, p. 1137.
1870. *Isocardia cor* M. Hoernes, Foss. Moll. tert. Beck. Wien II, S. 163, Taf.
1819. » » Lamarck, Hist. Nat. An. s. Vert., VI, p. 31.
1900. » » Sacco, Moll. terz. del Piem., Bd. 28, p. 3, Taf. I, Fig. 1—4.

Zahlreiche Schalenbruchstücke, die in der Regel nur die Wirbelgegend erhalten zeigen, liegen aus beiden Ziegeleigruben vor. Die konstante Form läßt in der Wirbelgegend neben den konzentrischen Zuwachsstreifen feine Radiallinien erkennen. Der Wirbel ist gedrungener, als die Abbildung von Hoernes erkennen läßt und mehr der Form entsprechend, die Sacco (a. a. O. Fig. 2) von *Astigiana* abbildet. Von der Spitze des Wirbels verläuft, vom Schloßrande sich allmählich entfernend, ein breiter flacher Wulst, der bei Hoernes an *I. cor*, wohl aber an *I. subtransversa* (Fig. 3) deutlich zum Ausdruck kommt.

Die Form ist in Alt-Gleiwitz nicht selten und außerdem von Biskupitz, Laband, Gleiwitz, Dirschel und Schreibersdorf bei Troppau bekannt. Friedberg führt aus Galizien ein Exemplar von Blonie an. Nach ihm soll *I. cor* mit zu den häufigsten Fossilien der Baranower Schichten zählen, die er dem Unteren Tortonien zurechnet. Aus Mähren ist die Form bisher nicht bekannt geworden, hingegen im ganzen Mittelmeergebiet weit verbreitet.

Venus Haidingeri Hoernes.

1848. *Cytherea Haidingeri* Hoernes, Verz. in Czjzek's Erl. z. geogn. Karte von Wien, S. 26.
1870. *Venus Haidingeri* M. Hoernes, Foss. Moll. tert. Beck. Wien II, S. 134, Taf. XV, Fig. 7.
1900. *Circomphalus? Haidingeri* Sacco, Moll. terz. d. Piem., Bd. 28, p. 45.
1899. *Chione (Clausinella) Haidingeri* Cossmann et Peyrot, Conch. Néog. de l'Aquit., t. II, p. 64, Taf. XIV.

Diese in 15 wohlerhaltenen Exemplaren und mehreren Schalenbruchstücken aus beiden Ziegeleien vorliegende Art ist zuerst von Hoernes als selbständige Form von *V. plicata* Gmel. getrennt worden, zu der sie in naher Beziehung steht. Die Hauptunterschiede liegen in der Schalenform, die bei *V. plicata* mehr dreiseitig, bei *V. Haidingeri* elliptisch und weniger gewölbt ist, vor

allem aber in der Eigenart der Schalenlamellen, die bei *V. plicata* entfernt und senkrecht stehen, bei der andern Form hingegen enger, fast schuppenförmig angeordnet sind und schräg nach oben gerichtet, sich kaum über die Schalenoberfläche erheben. Vor dem vorderen Zahn der linken Klappe bemerkt man, dem unteren Schloßrande aufgesetzt, einen schwachen Höcker, der die Form von der Lamellenbeschaffenheit abgesehen, auch von *V. multilamella* deutlich unterscheidet. *V. plicata* (*Circomphalus plicatus* var. *pliocenica* DE STF.), aus dem Pliocän von Piacenza, die sich bei SACCO (a. a. O., Taf. X, Fig. 15—19) abgebildet findet, betont die genannten Unterschiede noch stärker. Dagegen scheint *Ventricola libellus* (RAYN, v. D. ECKE, PONZI) der vorliegenden Form nahe verwandt.

Die Formen des Wiener Beckens, die ich im k. k. Hofmuseum vergleichen konnte, stimmen bis auf die im ganzen etwas größeren Dimensionen mit den oberschlesischen Exemplaren gut überein, besonders die Formen von Grund. Aus Mähren beschreibt REUSS (die marinen Tertiärschichten von Böhmen usw. Sitz.-Ber. d. Akad. d. Wissensch. Wien 1860, S. 254, Taf. IV, Fig. 7) eine *Cytherea fasciculata*, die mit der vorliegenden Form mancherlei Ähnlichkeiten besitzt, und KITTL führt von Orlau ein Schalenbruchstück an, das der *C. fasciculata*, vielleicht auch der *V. Burdigalensis* nahe stehen soll. Ich habe das Original nicht gesehen, aber es besteht immerhin die Möglichkeit einer Übereinstimmung mit der oberschlesischen Art. Das von PROCHAZKA (d. ostböhm. Miocän, Prag 1900, S. 122) abgebildete und beschriebene jugendliche Exemplar von Rudelsdorf weist in der Schalenstruktur wesentliche Abweichungen auf, indessen läßt sich über die Beziehungen zu *V. Haidingeri* kein Urteil fällen. Aus dem galizischen Miocän ist die Form bisher nicht bekannt geworden.

In Alt-Gleiwitz ist *V. Haidingeri* nicht selten. Die von älteren Autoren (ROEMER) als *V. multilamella* beschriebenen Vorkommen von Biskupitz, Gleiwitz und Slawentzitz gehören, soweit die Erhaltung eine Bestimmung zuließ, ebenfalls hierher.

Venus cf. cincta Eichw.

1853. *Venus cincta* Eichwald, *Leth.* Ross. p. 107, Taf. V, Fig. 14.
1870. » » Hornes, Foss. Moll. tert. Beck, Wien, S. 127, Taf. 13, Fig. 4.
1870. » *multilamella* Roemer, Geol. Oberschl. S. 42, Taf. 47, Fig. 4.
1882. » *cincta* Hilber, Ostgaliz. Mioc., S. 259.

Eine einzelne rechte Schale, zwar etwas größer als die Abbildungen andeuten, paßt im übrigen zu den Beschreibungen sehr gut, so daß mir die Identität sichergestellt erscheint. Von *V. Haidingeri* unterscheidet sie sich durch die entfernt stehenden, stärker hervorragenden Lamellen, die besonders am hinteren Schalenrand unregelmäßige Auslappungen zeigen, was in der Abbildung bei Roemer nicht recht zum Ausdruck kommt, bei den Wiener Formen aber deutlich sichtbar ist. Die Wiener Form zeigt auch sonst recht gute Übereinstimmung, während der podolische Typus (vergl. die Abbildung bei Eichwald a. a. O.), der die Größen- und Formverhältnisse zutreffend wiedergibt, der kräftiger und stärker gekrümmte Wirbel auffällt.

Das Alt-Gleiwitzer Vorkommen steht für Oberschlesien bisher allein, die älteren Fundorte führen lediglich die andere Form. Eichwald beschreibt aus dem podolischen Miocän Exemplare von Zukowce, Szuskowce und Zawadynce. In den galizischen Ablagerungen tritt die Form ebenfalls nur selten auf (vergl. Friedberg, Mlodszy Mioc. Galiz. Zach. S. 103) und Hilber (a. a. O. S. 259). Aus Ostböhmen ist *V. cincta* bisher nicht bekannt geworden, doch wäre, soweit sich aus der Abbildung bei Prochazka, Ostböhm. Miocän S. 122) vermuten läßt, immerhin an eine Übereinstimmung mit der als *V. fasciculata* beschriebenen Form zu denken. Die von Hilber beobachteten feinen konzentrischen Streifen in den Zwischenräumen der Zuwachsleisten sind auch an dem vorliegenden Exemplar sehr gut ausgebildet.

Corbula gibba Olivi var. dilatata.

1792. *Tellina gibba* Olivi, Zool. adriat. p. 101.
1870. *Corbula* » M. Hoernes, Foss. Moll. tert. Beck. Wien II, S. 34, Taf. III, Fig. 7.
1853. » *dilatata* Eichwald, Leth. Ross., p. 117, Taf. V, Fig. 11.
1901. » *gibba* Sacco, Moll. terz. del Piem., Bd. 29, Taf. 9, Fig. 1—11.
1906. » » Friedberg, Mlodszy Mioc. Gal. Zach. p. 105.
1909. » » Cossmann et Peyrot, Conch. néog. Aquit. Livr. I, Taf. II, Fig. 100,

Die von EICHWALD (Leth. Ross. Taf. V, Fig. 11) als *Corbula dilatata* abgebildete Form entspricht dem oberschlesischen Typus bis auf die bei EICHWALD stärkere konzentrische Streifung der kleinen Schale. HOERNES, der etwas schlankere, in der Skulptur der kleinen Schale aber zutreffendere Formen abbildet, identifiziert die EICHWALD'sche Form mit der alten *C. gibba* durchaus mit Recht. In der Tat erscheint die Abtrennung von *C. dilatata* als besondere Spezies nicht gerechtfertigt. FONTANNES (Moll. plioc. vallée d. Rhône, Tome II, p. 19) bereits weist darauf hin, daß *C. gibba* von ihrem frühesten Auftreten zur Gegenwart hin nicht nur größere Dimensionen, sondern auch breitere Formen annimmt. Die im k. k. Naturhistorischen Hofmuseum von den verschiedensten Fundpunkten aufbewahrten Exemplare sowie ein Vergleich der in der Literatur zahlreich vorhandenen Abbildungen bestätigen diesen Befund. Die vorliegende Form ist daher lediglich als Entwicklungsvarietät aufzufassen.

Von den bei SACCO aufgeführten Formen trifft keine den oberschlesischen Typus, der von der Form abgesehen, bei HOERNES richtig beschrieben wird (a. a. O. S. 35). Die SACCO'sche Grundform betont zu wenig die Ungleichseitigkeit der rechten (großen) Klappe, die bei der vorliegenden Form auch stärker gewölbt erscheint. Die in Fig. 6—7 als var. *curta* dargestellte Form läßt dieses Merkmal auf Kosten der Breitenausdehnung zu sehr hervortreten, und noch weiter entfernen sich die übrigen Varietäten.

Die Abtrennung der var. *dilatata* ist, von der charakteristischen Rückwärtsverlängerung der rechten Klappe abgesehen, durch das Auftreten von stumpfen Kielen gerechtfertigt, die vom Wirbel ausgehend bogenförmig zum hinteren Schalenrande verlaufen. Auch die kleine Klappe trägt neben der stets deutlich vorhandenen Radialstreifung auf der hinteren Schalenseite meist einen schwach gekrümmten Kiel.

Corbula gibba var. *dilatata* kommt an der Fundstelle, wie im Wiener Tegel und in den Miocänablagerungen Böhmens, Mährens, Polens und Galiziens, überaus häufig vor und bildet für die Fauna ein wichtiges Charakteristikum. Die mährischen Formen stimmen

nach Prochazka mit den Wiener Exemplaren vollkommen überein, dagegen nähert sich (Friedberg a. a. O.) die galizische Form der var. *curta* Sacco und damit dem oberschlesischen Typus.

Thracia convexa W. Wood sp.

1815. *Mya convexa* W. Wood, Gen. Conchol. I, S. 92, Taf. 18, Fig. 1.
1870. *Thracia ventricosa* M. Hoernes, Moll. tert. Beck. Wien II, S. 48, Taf. III, Fig. 15.
1882. » » Hilber, Ostgal. Mioc. S. 12, Taf. I, Fig. 29.
1901. » *convexa* Sacco, Moll. terz. del Piem., Bd. 29, S. 136, Taf. 27, Fig. 21—23.

8 mehr oder weniger verdrückte Schalenexemplare, die in Form und Größe mit der Abbildung bei Sacco (Fig. 15) gut übereinstimmen. Die neben der Grundform ausgeschiedenen Varietäten treffen nicht zu, obwohl der von Cerulli-Irelli (Fauna malacologica Italiana, T. XXII, Fig. 9) abgebildete, mit *Thr. convexa* var. *breviastensis* Sacco (a. a. O. Fig. 26) identifizierte Typus zu der vorliegenden Form nahe Beziehungen zeigt. Hilber (a. a. O.) bildet den Steinkern einer *Thr. ventricosa* Phil. ab, die in Form und Größe sich den Exemplaren von Alt-Gleiwitz durchaus anpaßt. Hingegen unterscheiden sich die von demselben Autor (V. Hilber, Neue Conchylien aus den mittelsteirischen Mediterranschichten. Sitz.-Ber. k. Akad. d. Wiss. Wien, I. Abt. 1879, S. 34, Taf. V, Fig. 10—12) angeführten irrtümlich als *Thr. convexa* Sow. bezeichneten Formen durch die extrem verlängerten Schalen. Cossmann und Peyrot (Conch. néog. Aquit. p. 45, pl. I, Fig. 19 bis 22, pl. VI, Fig. 20) beschreiben eine *Thracia* (*Cyathodonta*) *Dollfusi*, die mit unserer Art große Ähnlichkeit zeigt, in der Größe aber beträchtlich abweicht. Auch die von Hoernes (a. a. O.) beschriebene *Thr. ventricosa* Phil. unterscheidet sich durch die Rundung der vorderen Schalenseite, die bei der oberschlesischen Form nur schwache Biegung zeigt, und die stärkere Verlängerung nach hinten. Dieselben Unterschiede trennen die Form von *Thr. pubescens* Pult., die Dollfus und Dautzenberg (Conch. mioc. Bassin d. l. Loire, 1901, Part. I, p. 89, pl. II, fig. 14 u. 15) aufführen. Dasselbe gilt von der Eggenburger Form (Schaffer, Bd. I, S. 104, Taf. 47, Fig. 11).

Thracia convexa ist, von andern Vorkommen abgesehen, im Wiener Becken ziemlich selten: HOERNES nennt 2 Exemplare von Enzesfeld. Aus den Nachbargebieten Oberschlesiens sind bisher nur die Exemplare aus Ostgalizien durch HILBER bekannt geworden.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Oberdevon und Untercarbon der Gegend von Barmen.

Von Herrn **Werner Paeckelmann** in Berlin.

Hierzu Tafel 2 und 3.

In den letzten Jahren sind eine Reihe wichtiger Arbeiten erschienen, welche die Kenntnis des jüngeren Rheinischen Paläocoikums erweitert und auch die im Jahre 1919 durchgeführte geologische Spezialaufnahme des Oberdevons und Untercarbons der Gegend von Barmen wesentlich gefördert haben.

Im folgenden soll als Nachtrag zu meiner früheren Arbeit über »Das Oberdevon des Bergischen Landes«[1]) über die stratigraphischen, tektonischen und paläontologischen Ergebnisse der Aufnahmearbeiten im Oberdevon und Untercarbon der Meßtischblätter Barmen und Hattingen berichtet werden. Eine Bearbeitung des Massenkalkes, zu der schon vor dem Kriege durch eine eingehende Untersuchung der reichen Fauna von Schwelm der Grund gelegt wurde, soll als weiterer Nachtrag in Kürze folgen.

Wie aus der l. c. gegebenen Übersichtskarte hervorgeht, bilden die Schichten des Oberdevons und Untercarbons in der Gegend von Barmen ein schmales WSW-ONO-streichendes Band im Liegenden des Obercarbons der Herzkamper Mulde; das Oberdevon wird im Liegenden allenthalben durch eine streichende Verwerfung des Ennepesystems gegen Massenkalk verworfen, so daß die Schichten des Unteren Oberdevons mehr oder weniger vollständig unterdrückt sind. Auch innerhalb des Oberdevon-

[1]) Abh. Geol. Landes-Anst., N. F., Heft 70, Berlin 1913.

Culmbandes sind mehrere Äste der Ennepestörung nachgewiesen, die auf Blatt Hattingen eine starke Reduzierung des Oberdevons und Untercarbons bewirkt haben. Die Schichten zeigen im allgemeinen sehr regelmäßige Lagerungsverhältnisse. Die im Liegenden und besonders im Hangenden hervortretende Spezialfaltung fehlt; die einzelnen Horizonte folgen, soweit nicht durch streichende Verwürfe Unterbrechungen im Profil auftreten, nach NNW—N ganz normal aufeinander.

I. Stratigraphie des Oberdevons und Untercarbons.

a) Das Untere Oberdevon.

Wie schon früher betont werden konnte[1]), ist das Untere Oberdevon vorwiegend schiefrig und kalkig-schiefrig entwickelt und stellt ein Grenzgebiet zwischen der Sauerländischen und der Belgisch-Aachener Facies dar. Während das Obere Mitteldevon und auch noch das unterste Oberdevon der Barmer Gegend völlig dem Sauerländischen Faciesgebiet anzugehören scheinen, sind die jüngeren Glieder des älteren Oberdevons abweichend entwickelt auch sie zeigen zwar noch mannigfache Anklänge an die Sauerländische Ausbildung, im einzelnen aber doch viel Verwandtschaft mit der Entwicklung im linksrheinischen Gebiet.

Der Massenkalk im Liegenden des Oberdevons bei Barmen scheint stratigraphisch dem Massenkalk der Gegend von Hagen und Letmathe zu entsprechen; er wird dort überlagert vom Flinz und von den Tentaculitenschiefern des Oberen Mitteldevons; die Tentaculitenschiefer gehen ohne petrographische Grenze in die Prolecanitenschiefer des Unteren Oberdevons über. Bei Barmen zeigt der Massenkalk, wie in einer späteren Arbeit gezeigt werden soll, keine wesentlichen Verschiedenheiten weder petrographischer noch paläontologischer Art gegenüber dem Massenkalk des Sauerlandes. Die hangenden Schichten des Oberen Mitteldevons sind bei Barmen durch die Ennepestörungen unterdrückt, so daß über ihre Entwicklung nichts Bestimmtes ausgesagt werden kann.

[1]) l. c., S. 71 ff., S. 355.

Jedenfalls erreicht der Massenkalk bei Barmen — wie im Letmather Gebiet — nicht die obere Grenze des Mitteldevons. Die Annahme einer analogen Entwicklung des Oberen Mitteldevons ist nicht nur aus dem Vergleich der Massenkalkfaunen, sondern vor allem aus dem Nachweis eines Prolecanitenschiefer-Horizontes an der Basis des Oberdevons nordöstlich von Barmen zu schließen.

Nach der Feststellung von *Pharciceras* cf. *lunulicosta* im Dorperkalk von Elberfeld[1]) ergibt sich die Altersgleichheit des Dorperkalkes mit den Prolecaniten-Schichten nordöstlich von Barmen. Es muß demnach der Übergang der Sauerländischen Facies in die Elberfelder Massenkalkfacies im obersten Mitteldevon und untersten Oberdevon westlich von Barmen ein verhältnismäßig rascher gewesen sein.

Der Horizont der Prolecaniten-Schichten konnte als schmaler Streifen, in einer größten Mächtigkeit von etwa 120 m, an der Basis des Oberdevons zwischen Hölken (Blatt Barmen) und der Linderhausener Schule (Bl. Hattingen) nachgewiesen werden. Er ist im Liegenden gegen Massenkalk des Oberen Mitteldevons verworfen; die steilstehende Verwerfungskluft ist bei Oberberge und Korthausen in Dolinen aufgeschlossen. Im Hangenden ist die Grenze der Prolecanitenschiefer ebenfalls durch einen Ast der Ennepestörung bezeichnet; auf Bl. Hattingen bilden Obere Matagne-Schichten, auf Bl. Barmen teils die obersten Lagen des Flinzschiefer-Horizontes, teils Untere Matagne-Schichten das Hangende.

Wie bei Hagen, Letmathe und Iserlohn werden die Prolecaniten-Schichten vorwiegend aus milden Mergelschiefern zusammengesetzt; ihre Farbe ist in frischem Zustande meist dunkelbraun oder graubraun; sie verwittern ausgesprochen lederfarbig, teils mehr gelblich teils mehr ins graue. Wie die Schiefer von Büdesheim, denen unsere Prolecanitenschiefer faciell entsprechen, sind sie reich an kleinen Pyritkonkretionen. Dichte Kalke von grauer Farbe, reich an Schwefelkieskriställchen, sind in kleinen Linsen hin und wieder eingelagert. Die Prolecanitenschiefer

[1]) Paeckelmann, a. a. O. S. 50 und Anmerkung S. 199.

liefern einen schweren, gelblich- bis graubraunen, wasserundurchlässigen Verwitterungslehm und bilden meist eine ausgesprochene, mit Wiesen bedeckte Senke im Gelände. Der Prolecaniten-Horizont ist an mehreren Stellen aufgeschlossen, so im Bachriß bei der Linderhausener Schule, hinter den Häusern der Gehöfte Korthausen und Evertsbusch, im Bachriß unterhalb Blech, im südlichen Teil der verfallenen Ziegelei bei Ellinghausen, besonders fossilreich in den Dolinen bei Oberberge und Blumenroth im Hangenden des Massenkalkes, endlich hinter den Häusern von Hölken.

Die Fauna dieses Horizontes ist eine individuen- und artenreiche. *Styliolina laevis* bedeckt ganze Schichtflächen; derartige Styliolinenschiefer sind sehr verbreitet. Die an Styliolinen armen Lagen beherbergen nicht selten eine wohlerhaltene, ganz vorherrschend aus *Koenenites bifurcatus*, *Gephyroceras schwelmense*, *Tornoceras simplex*, *Bactriten*, *Pleurotomaria Waldschmidti*, *Buchiola*-Arten und *Liorhynchus subreniformis* bestehende Fauna in meist kleinen verkiesten Exemplaren. Diese Schichten habe ich früher zu den Büdesheimer-Schiefern gestellt[1]); glückliche Funde und umfangreiche Aufsammlungen, bei denen ich in entgegenkommendster Weise von Herrn Lehrer Zimmermann in Schwelm unterstützt wurde, haben die Irrigkeit meiner früheren Auffassung ergeben. Die Neubearbeitung der Fauna, die nach dem Erscheinen der Wedekindschen Goniatiten-Arbeiten notwendig wurde, ergab die Zugehörigkeit der Schichten von Oberberge, Hölken, Blumenroth usw. zu Wedekinds Zone Iα, wie aus der folgenden Zusammenstellung der Fauna hervorgeht:

? *Leperditia* sp.
Pharciceras lateseptatum Frech sp.
Gephyroceras schwelmense n. sp.
? *Manticoceras nodulosum* Wedk.
Koenenites bifurcatus n. sp.
**Tornoceras simplex* v. B. sp.
* » *undulatum* Sdb. sp.

[1]) l. c. S. 103.

**Bactrites ausavensis* Stein. sp.
* » *gracilis* Sdb. sp.
**Styliolina laevis* Reinh. Richt.
Pleurotomaria (Euryzone) Waldschmidti n. sp.
**Platyceras ausavensis* Stein. sp.
**Buchiola retrostriata* v. B. sp.
* » *palmata* Gf. sp.
» *nodulosa* n. sp.
**Opisthocoelus concentricus* Beush.
Cardiola sp.
**Camarotoechia (Liorhynchus) subreniformis* Schnur sp.
*? » *rotundata* Mstr. sp.
**Spirifer* cf. *simplex* Phill.
* » sp.
**Athyris* sp.

Manticoceras intumenscens fehlt dieser Fauna bezeichnender Weise noch völlig; die früher (l. c. S. 103) von mir hierher gestellten Exemplare von Oberberge gehören zu *Koenenites bifurcatus*. Die Gattung *Pharciceras*, die vor allem leitend für Wedekinds Zone Iα[1]) ist, wurde zwar bisher nur in einem Bruchstücke gefunden; da es aber sicher bestimmt werden konnte, ist es besonders wichtig. Die Gattung *Koenenites* ist nach Wedekinds umfangreichen Untersuchungen ebenfalls völlig auf die Zone Iα beschränkt[2]) und wird durch *K. bifurcatus*, eine dem *K. lamellosus* Sdb. nahestehende Art vertreten. *Gephyroceras schwelmense*, dessen Verwandte, *G. Pernai* und *G. Barroisi* nach Wedekind[3]) ebenfalls die Zone Iα charakterisieren, ist ein weiteres Leitfossil. Die mit * bezeichneten Formen, also die große Mehrzahl der Arten, sind auch in den faciell gleichartigen Bildungen der höheren Horizonte unseres älteren Oberdevons weit verbreitet.

---

[1]) Wedekind, die Goniatitenkalke des unteren Oberdevon von Martenberg bei Adorf. Sitzungsber. d. Ges. Naturforschender Freunde zu Berlin, 1913. S. 28.

[2]) Wedekind, die Genera der Paläoammonoidea (Goniatiten), Paläontographica Bd. 62, 1918, S. 126.

[3]) l. c. 1918, S. 123.

Über das Vorkommen der übrigen, selteneren Arten sind im paläontologischen Teil die erforderlichen Angaben gemacht.

Der auf weite Erstreckung gleichbleibende petrographische Charakter und die ganz vorherrschend aus kleinen Cephalopoden, Paläoconchen und Styliolinen zusammengesetzte Fauna weisen auf Ablagerung der Prolecaniten-Schichten aus tieferem Meere hin.

Die höheren Horizonte des Unteren Oberdevons.

Wie bereits erwähnt wurde, sind die Prolecaniten-Schichten nur im östlichen Teile des Gebietes erhalten; westlich von Hölken werden unmittelbar Schichten des Flinzschiefer-Horizontes, deren Fauna auf Wedekinds Zone Iγ hinweist, gegen den Massenkalk verworfen. Nach der großen Mächtigkeit, die der Flinzschiefer-Horizont im Westen von Elberfeld einnimmt[1]), zu urteilen, ist es wahrscheinlich, daß bei Barmen nur die hangenden Schichten des Horizontes vorliegen. Seine Mächtigkeit schwankt infolge der ihn im Liegenden begrenzenden streichenden Verwerfung außerordentlich. Die größte Mächtigkeit, etwa 250 m, wurde westlich von Beckacker festgestellt; ganz im Westen, am Klausen beträgt die Mächtigkeit nur etwa 25 m. Östlich von Möddinghofe, an der Nordgrenze des Blattes Barmen und auf dem Blatte Hattingen fehlt der Horizont überhaupt.

Der Flinzschiefer-Horizont des Blattes Barmen besteht vorherrschend aus dunklen, grau bis grauschwarz, seltener graubraun gefärbten, schlecht und uneben spaltenden Schiefern mit hohem Kalk- und Schwefelkiesgehalt, die sich in der Regel durch ausgesprochene Streifung und durch plattige Absonderung auszeichnen. Sie verwittern zu bräunlichen bis gelbgrauen, leicht und uneben spaltenden, bröckligen Schiefern. Sehr häufig neigen sie infolge starker Transversalschieferung zu kurzgriffligem Zerfall. Von den Prolecanitenschiefern sind sie oft schwer zu unterscheiden, zumal Styliolinenschiefer in gleicher Weise hervortreten. Im allgemeinen sind die Flinzschiefer fester und plattiger, durch das häufigere Auftreten von grauen bis schwarzen schiefrigen Kalken und

[1]) Paeckelmann, l. c. S. 86.

dichten bis feinkrystallinen Flinzkalken in dünnen Bänkchen und kleinen Linsen ausgezeichnet. Eine sichere Unterscheidung gelingt nur durch die Fauna, die zwar weit spärlicher ist als in den Prolecanitenschiefern, aber bei eifrigem Suchen doch zur Behebung von Zweifeln ausreicht. Gute natürliche Aufschlüsse sind im Flinzschiefer-Horizont selten; seine Gesteine liefern einen wasserundurchlässigen Verwitterungsboden; dieser wird meist von Wiesenflächen bedeckt, die eine oft deutlich hervortretende Senke im Gelände bilden, wie z. B. im Klingelholl am Nordrande der Stadt Barmen. Gut zu beobachten ist der Flinzschiefer-Horizont vor allem in den Ziegeleien im Norden der Stadt, in denen zum Teil vollständige Profile vom Flinzschiefer-Horizont bis in das Obere Oberdevon aufgeschlossen sind; im Liegenden der leicht verfolgbaren tiefschwarzen Schiefer und Flinzkalke der Unteren Matagne-Schichten ist der Horizont besonders gut am Klausen, an der Winchenbach- und Riescheider Straße, am Klingelholl, bei Beckacker und südlich von Windhövel zu studieren. Die Fauna dieser Schichten ist, soweit die meist starke Verdrückung eine Bestimmung zuließ, die folgende:

Entomis latesulcata n. sp.
Manticoceras cordatum Sdb. sp.
» ? *calculiforme* Beyr. sp.
**Tornoceras simplex* v. B. sp.
**Bactrites ausavensis* Stein. sp.
* » *gracilis* Sdb. sp.
**Orthoceras* cf. *Vicarii* Whidb.
» cf. *gregarium* Murch.
**Styliolina laevis* Reinh. Richt.
Pleurotomaria sp.
Paracyclas sp.
**Opisthocoelus concentricus* Beush.
**Buchiola retrostriata* v. B. sp.
* » *palmata* Gf. sp.
» *nodulosa* n. sp.
**Camarotoechia (Liorynchus) subreniformis* Scrnur sp.

**Camarotoechia* (?) *rotundata* Mstr. sp.
**Athyris* cf. *minuta* Klähn
**Chonetes nana* de Vern.
**Strophalosia productoides* Murch sp.
**Tentaculites acuarius* Reinh. Richt.
* » ? *tenuicinctus* Roe.

Als Seltenheit finden sich ferner eingeschwemmte Pflanzenreste.

Der größte Teil dieser Fossilien (mit * bezeichnet) ist zur Horizontbestimmung unbrauchbar, da es sich um Arten handelt, die sowohl in den Prolecanitenschiefern wie in den Matagne-Schichten weit verbreitet sind. Wichtig ist zunächst das völlige Fehlen der Gattungen *Pharciceras* und *Koenenites*. *Manticoceras cordatum* gilt nach Wedekinds Untersuchungen als leitend für seine Zone Iγ, zu der ich den Flinzschiefer-Horizont von Barmen auch nach seiner Lage an der Basis der Unteren Matagne-Schichten, die ebenfalls noch zur Zone Iγ gehören, ohne Bedenken stelle. *Manticoceras calculiforme* ist zwar weniger bezeichnend, kommt aber in der Regel auch an anderen Stellen (Adorf, Büdesheim usw.) zusammen mit *M. cordatum* vor. Die leicht kenntliche, tief gefurchte *Entomis latesulcata* (Paeckelmann, 1913, Taf. 3, Fig. 11) fand sich zwar als große Seltenheit auch noch in den Oberen Matagne-Schichten; häufig begegnet man ihr jedoch nur im Flinzschiefer-Horizont, für den sie als recht bezeichnende Form gelten kann. Auch das Auftreten von Tentaculiten in den Styliolinenschiefern kann im Felde zur Unterscheidung von den Prolecanitenschiefern herangezogen werden; selbstverständlich ist aber das Fehlen der Tentaculiten in den tieferen Schichten nur von lokaler Bedeutung.

Wie sich aus der Kartierung und aus den paläontologischen Untersuchungen ergibt, scheinen im Norden und Nordosten von Barmen Äquivalente von Wedekinds Zone Iβ (und wohl auch des tieferen Teiles der Zone Iγ) infolge der Störung der Profile durch streichende Sprünge zu fehlen. Im Elberfelder Gebiet dürften sie vorhanden sein, da den Flinzschiefern mit *Beloceras*

multilobatum zwischen dem Dorper- und Ibergerkalk[1]) wohl das Alter der Zone Iβ zuzusprechen sein wird.

Das jüngste Glied unseres Unteren Oberdevons bilden die Matagne-Schichten[2]), deren Gliederung in Untere- und Obere Matagne-Schichten ich auf Grund der Spezialkartierung beibehalte, wenn auch im einzelnen in etwas abweichender Form als früher. Die Gliederung, die zunächst auf rein petrographischer Grundlage ohne Schwierigkeiten durchgeführt werden konnte, wurde durch den Vergleich der Faunen bestätigt.

Die Unteren Matagne-Schichten bilden im Liegenden des vorherrschend aus Nierenkalken und Büdesheimer-Schiefern zusammengesetzten Horizontes der Oberen Matagne-Schichten eine nur etwa 25 m mächtige Folge von tiefschwarzen milden Schiefern, die denen von Matagne und der Aachener Gegend völlig gleichen, mit eingelagerten schwarzen oder auch helleren, graublauen, meist feinkristallinen Flinzkalken, teils in Linsen und Flasern, teils in geschlossenen Bänken von 10 bis 20 cm Mächtigkeit; daneben treten harte, dünnplattige, kalkreiche Schiefer auf, die neben plattgedrückten, meist weitnabeligen Goniatiten häufig *Lingula subparallela* führen. Die Flinzkalke sind im allgemeinen fossilfrei, nur *Tentaculites tenuicinctus* ist nesterweise massenhaft vorhanden. Diese mächtigeren reinen Flinzkalkbänke sind häufig mit weißen Kalkspatadern stark durchsetzt, die bei der Verwitterung leistenförmig über die Oberfläche des Kalkes hervorragen und diesem das Aussehen eines Zellenkalkes verleihen. Diese bankigen Flinzkalke sind im Barmer Gebiet ganz auf die Unteren Matagne-Schichten beschränkt und erleichtern die Verfolgung des Horizontes sehr; im Letmather Gebiet sind sie in tieferen Horizonten nicht nur im Unteren Oberdevon, sondern auch im Oberen Mitteldevon weit verbreitet. Die schwarzen Schiefer und die Flinzkalke sind reich an Pyrit, der sowohl in zahlreichen Konkretionen als auch in feiner Verteilung vorkommt; die Fossilien, besonders die Cephalopoden, sind häufig vererzt. Neben den

[1]) Paeckelmann, l. c. S. 80.
[2]) Ebendort S. 96.

schwarzen Schiefern, schiefrigen Kalken und Flinzkalken treten graue, graubraune und grauschwarze streifige Schiefer nur untergeordnet auf; auch diese sind kalkreich und im frischen Zustande fest und plattig, flinzschieferartig; seltener sind mildere graubraune Styliolinenschiefer. Die schwarzen Schiefer sind frisch sehr zäh und schwer spaltbar; angewittert behalten sie ihre tiefschwarze Farbe, spalten aber leicht und ebenflächig; bei stärkerer Verwitterung gehen sie in bröcklige, graue Schiefer über. Die Kalke liefern bei der Verwitterung einen eisenreichen braunen Mulm.

Auf Blatt Barmen sind die Unteren Matagne-Schichten als schmales Band in ungestörter Lagerung mit senkrechtem oder steil nördlichem Einfallen überall nachzuweisen. Auf Blatt Hattingen waren sie nur an einzelnen Stellen (bei Evertsbusch und an der Linderhausener Schule) in geringer Mächtigkeit über den Prolecaniten-Schichten aufzufinden; sie scheinen hier an einer der Ennepestörungen zusammen mit dem Flinzschiefer-Horizont größtenteils unterdrückt zu sein.

Gut aufgeschlossen ist der Horizont vor allem in den Ziegeleien am Klausen, an der Winchenbach- und Riescheider Straße, am Klingelholl, bei Beule unweit Beckacker und bei Ellinghausen. Abgesehen von plattgedrückten Goniatiten und Bactriten, *Lingula subparallela*, Styliolinen und Tentaculiten, die aber auch nur in einzelnen Lagen häufiger, die Styliolinen und Tentaculiten auch wohl gesteinsbildend, auftreten, sind Fossilien selten. Nur die schwarzen Schiefer der Ziegelei an der Winchenbachstraße haben eine reiche, schon früher[1]) beschriebene Fauna geliefert, in der neben Goniatiten und Orthoceraten vor allem kleine Bactriten und Paläoconchen eine Hauptrolle spielen, wie in den gleichaltrigen und auch petrographisch entsprechenden Schiefern von Matagne und Aachen, zum Teil auch von Büdesheim. Weiter östlich, im nördlichen Sauerlande, fehlen derartige Gesteine völlig; da eine paläontologische Bearbeitung der »Büdesheimer Schiefer« und des Oestricher Kalkes der Gegend von Letmathe und Iser-

[1]) Paeckelmann, l. c. S. 108.

lohn noch nicht vorliegt, ist eine genaue Parallelisierung mit diesen noch nicht möglich. Ein Vergleich der nachstehend aufgeführten, auf Grund von neueren Aufsammlungen bestimmten Fauna mit den von Wedekind gemachten Angaben[1]) ergibt, daß unsere Unteren Matagne-Schichten wohl noch zur Zone $I\gamma$ zu stellen sind.

Es fanden sich:

Fischflossenstachel
Phacops sp.
Gephyroceras sp.
» cf. *forcipiferum* Sdb. sp. (häufig)
**Manticoceras intumescens* Beyr. sp. (selten)
» *retrorsum* v. B. var. (1 Ex.)
* » *affine* Stein. sp. (1 Ex.)
* » *bickense* Wedk. (1 Ex.)
Tornoceras sp. (nicht selten)
* » ? *simplex* v. B. sp. (selten)
» *undulatum* Sdb. sp. (häufig)
» n. sp. (häufig)
» , Gruppe des *T. auris* Qu. (selten)[2])
**Bactrites ausavensis* Stein. sp. (häufig)
* » *gracilis* Sdb. (häufig)
Orthoceras sp. (selten)
* » cf. *Vicarii* Whidb. (nicht selten)
**Styliolina laevis* Reinh. Richt. (in den Schiefern stellenweise gesteinsbildend)
**Platyceras ausavensis* Stein. sp. (nicht selten)
**Posidonia venusta* Mstr. (selten)
**Buchiola retrostriata* v. B. sp. (sehr häufig)
* » *palmata* Gf. sp. (sehr häufig)
* » *eifeliensis* Beush. (selten)

[1]) Adorfer Kalk, 1913, l. c., S. 29 und 36.

[2]) 1913 l. c. von mir als *T. paucistriatum* A.-V. angeführt. Welche Art der von Wedekind l. c. 1918 neugegliederten Gruppe vorliegt, konnte noch nicht festgestellt werden.

Opisthocoelus concentricus Beush. (sehr häufig)
Ontaria ? sp. (1 Ex.)
» cf. *Clarkei* Beush. (nicht selten)
? » *subŏrbicularis* Hall sp. (1 Ex.)
Cardiola sp. (selten)
Prosochasma sp. *aff. dilatatum* Beush. (selten)
Lingula subparallela Sdb. (in den plattigen schwarzen Kalkschiefern verbreitet)
Camarotoechia (*Liorhynchus*) *subreniformis* Schnur sp. (selten)
» (») *planeplicata* n. sp. (selten)
» (») *bijugata* Schnur sp. (häufig)
» (?) *rotundata* Mstr. sp. (häufig)
Athyris cf. *minuta* Klähn (selten)
Spirifer (? cf. *inflatus* Schnur) (nicht selten)
Orthis (*Schizophoria*) *?striatula* Schloth sp. (selten)
Chonetes nana de Vern. (nicht häufig)
Strophalosia productoides Murch. sp. (1 Ex.)
Tentaculites tenuicinctus Roem. (in den Flinzkalkknollen stellenweise massenhaft)
» *acuarius* Reinh. Richt. (selten, nur in Schiefern)
Crinoidenstielglieder (selten)
Polypora ?populata Whidb. (selten)
Hederella sp. aff. *filiformis* Billings sp. (selten)
Cyathophyllum heterophylloides Frech (1 Ex.)
Alveolites sp. (1 Ex.)
Pflanzenreste (selten).

Die Hauptmenge dieser Formen (*) sind wegen ihrer größeren vertikalen Verbreitung wieder zur Horizontbestimmung nicht zu verwerten; einige andere, wie die Ontarien und Bryozoen sind zu Vergleichen ebenfalls ungeeignet. *Gephyroceras* cf. *forcipiferum*, das sehr bezeichnend für unseren Horizont ist, spricht entschieden dafür, daß wir uns noch in der Zone Iγ befinden; *Gephyroceras* sp., wahrscheinlich aus der *gerolsteinensis*-Gruppe, weist ebenfalls darauf hin. *Manticoceras intumescens* Typus ist nach Wedekind bei Adorf wahrscheinlich auf Iγ beschränkt, kommt

nach meinen Beobachtungen bei Barmen aber auch noch in typischen Exemplaren in Iδ vor. *Manticoceras retrorsum*, dessen Typus für Iγ bezeichnend sein soll, liegt in einer Varietät mit paarigen Externfurchen vor. *M. affine* findet sich bei Büdesheim in Iγ, kommt aber auch noch höher vor; für *M. bickense* gilt dasselbe; bei uns hat es seine Hauptverbreitung in den Kellwasserkalken (Iδ) der Oberen Matagne-Schichten. *Tornoceras undulatum* und die Gruppe des *T. auris* haben ebenfalls größere vertikale Verbreitung im höheren Unteren Oberdevon. Beachtenswert ist das erste Auftreten der kleinen, im Oberen Oberdevon weit verbreiteten und häufigen *Posidonia venusta*; sie verliert damit ihren Charakter als Leitfossil. Aus der Goniatitenfauna geht einwandfrei die hohe Lage im Profil des Unteren Oberdevons hervor, jedenfalls nahe der Grenze Iγ—Iδ. Man wird daher nicht fehlgehen, die Unteren Matagne-Schichten mit den Goniatitenschiefern von Büdesheim zu parallelisieren[1]), in deren stratigraphischer Deutung ich mit Wedekind[2]) übereinstimme.

Die Oberen Matagne-Schichten bilden den Abschluß des Unteren Oderdevons. Sie treten als schmales, meist nur 25—50 m breites Band im Hangenden der Unteren Matagne-Schichten und im Liegenden der Unteren Cypridinenschiefer auf. Die Mächtigkeit schwankt; im allgemeinen scheint sie nur etwa 25 m zu betragen; zwischen dem Leimbacher- und Schellenbeckertal ist die Mächtigkeit durch ein eingeschaltetes Diabaslager erheblich größer.

Zusammen mit den unter ihnen liegenden widerstandsfähigen Flinzkalken bilden die Oberen Matagne-Schichten im Gelände meist einen deutlichen Anstieg, der im allgemeinen ohne merklichen Absatz bis zum Plattensandstein-Horizont des Oberen Oberdevons anhält.

Die Gesteine der Oberen Matagne-Schichten sind recht mannigfaltig; als auffälligstes Gestein tritt ein harter grauer Nierenkalk auf, der früher (l. c. S. 98) bereits beschrieben wurde.

[1]) Paeckelmann, l. c., 1913, S. 108.
[2]) Adorf, 1913, S. 36.

Dieser Nierenkalk kommt in mehr oder weniger mächtigen Paketen von wechselnder Reinheit vor; in der Gegend von Hottenstein fehlen reine und geschlossene Nierenkalkbänke lokal überhaupt, so daß hier die Abgrenzung des Horizontes schwierig wird; die Spezialkartierung ergab, daß die früher (l. c. S. 105) noch hierher gestellten Sandsteine und flinzartigen Gesteine der Ziegelei Hottenstein bereits dem Oberen Oberdevon angehören.

Neben dem Nierenkalk haben mehr oder weniger schiefrige Knotenkalke und Kalkknotenschiefer von ebenfalls grauer Farbe eine erhebliche Verbreitung. Überall treten zwischen den Kalkbänken Pakete von graubraunen, dunkelgrauen, manchmal auch schwarzen, meist sehr milden mergeligen Schiefern auf, die petrographisch den Büdesheimer Schiefern entsprechen. Hierher gehören u. a. auch die fossilreichen braunen Goniatitenschiefer, die ich als Büdesheimer Schiefer von der Ziegelei am Klausen beschrieb (l. c. S. 109); ich habe sie früher zu den Unteren Matagne-Schichten gestellt, doch ergab die Aufnahme des durch Querverwerfungen sehr gestörten Gebietes an Hand einer von der der Stadt Barmen ausgeführten Neuvermessung, daß die Goniatitenschiefer über den Flinzkalken der Unteren Matagne-Schichten liegen und mit dünnen Nierenkalkbänkchen wechsellagern. Die Auffassung, daß die Goniatitenschiefer den Oberen Matagne-Schichten angehören, wurde durch Beobachtungen in den großen Aufschlüssen der Ziegelei an der Winchenbachstraße bestätigt, wo die Lagerungsverhältnisse übersichtlicher und ungestörter sind. Hier bietet sich folgendes Profil:

Liegendes: Styliolinenschiefer des Flinzschiefer-Horizontes mit *Entomis latesulcata* usw.		
10 m	schwarze Schiefer mit Flinzkalkknollen, reich an verkiesten Cephalopoden, an *Buchiola* usw.	Untere Matagne-Schichten.
15 »	schwarze, harte, kalkige Plattenschiefer mit plattgedrückten Goniatiten und mit *Lingula subparallela*, nach oben übergehend in geschlossene bankige blauschwarze, feinkrystalline Flinzkalke: lagenweise milde schwarze Schiefer mit großen Flinzkalkknollen.	

17 m graue, häufig streifige Schiefer mit Lagen schwarzen Flinzschiefers und hellbraunen, schiefrigen, mürben Sandstein; die Schiefer erinnern im petrographischen Charakter bereits an die Cypridinenschiefer des höheren Oberdevons und sind ausgezeichnet durch das Vorkommen von *Phacops Posidoniae*. Aus praktischen Gründen rechne ich diese Schiefer über den Flinzkalken bereits zum oberen Horizont der Matagne-Schichten.

33 » Nierenkalke und Büdesheimer Schiefer in Wechsellagerung, beginnend mit einigen Paketen reinen bankigen Nierenkalkes. Nach oben werden die Nierenkalke schiefriger. Nahe der Oberkante liegt eine mehrere Meter mächtige Folge graubrauner Mergelschiefer mit wohl erhaltener verkiester Fauna; darüber folgen plattige, graue bis grünlichgraue Kalkknotenschiefer, die allmählich in die Unteren Cypridinenschiefer übergehen [1]).

Obere Matagne-Schichten.

Ähnlich sind die Profile westlich der Winchenbachstraße bis zum Klausen; nur ist hier die Mächtigkeit geringer, vor allem infolge Auskeilens des Schieferpaketes mit *Phacops Posidoniae* an der Basis des Nierenkalkes.

Ein völlig abweichendes Bild bietet sich auf der östlichen Seite des Leimbaches, in der Ziegelei an der Riescheider Straße, die ebenfalls ein vollständiges Profil vom Flinzschiefer-Horizont bis in die Unteren Cypridinenschiefer aufgeschlossen hat. Die hier besonders fossilreichen Schiefer des Flinzschiefer-Horizontes und die Unteren Matagne-Schichten sind ähnlich entwickelt wie an der Winchenbachstraße; über den schwarzen Schiefern mit Flinzkalken folgt eine verruschelte Schieferzone von 30 cm; darüber liegen massige Riffkalke mit *Cyathophyllum*, *Endophyllum* und *Phillipsastraea*, sowie *Actinostroma* in einer Mächtigkeit von 7,20 m. Es ist möglich, daß die Ruschelzone eine unbedeutende streichende Störung im Liegenden des Riffkalkes verbirgt, da die Oberen Matagne-Schichten hier auffallend geringe Mächtigkeit besitzen. Der Riffkalk geht nach oben allmählich in eine 3,5 m mächtige Folge von plattig-dünnbankigen Kalken über, die zu

[1]) Paeckelmann, l. c., S. 116.

unterst überaus harte Kalkbreccien darstellen und als Brandungsbreccien am Rande des Riffes aufzufassen sind; nach dem Hangenden gehen diese Breccien ganz allmählich in typischen Nierenkalk mit dünnen Schieferzwischenlagen über. Die Nierenkalke und vor allem die Breccien sind hier überaus reich an Fossilien, vor allem an Crinoidenstielgliedern, an zerbrochenen Cladochonusstämmchen, an kleinen Einzelkorallen und großen Brachiopoden[1]). Die Fauna ist folgende:

Richterina ? tenera Gür. } in den Schieferzwischenlagen
» cf. *elliptica* Pck. } der hangendsten Bänke
Tornoceras simplex v. B. sp.
Bactrites ?gracilis Sdb.
Orthoceras simplicissimum Sdb.
Rhynchonella (*Hypothyris*) *cuboides* Sow. sp.
» (*Pugnax*) *pugnus* Phill. sp.
» (») *anisodonta* Phill. sp.
» (») *acuminata* Mart. sp.
» (») » var. *platiloba* Sow. sp.
Atrypa reticularis L. sp.
» *aspera* Schloth. sp.
Athyris concentrica v. B. sp.
» *globosa* F. A. Roem. sp.
Spirifer pachyrhynchus M. V. K.
» *Verneuili* Murch.
Orthis (*Dalmanella*) sp. aff. *eifliensis* de Vern.
» (*Schizophoria*) *striatula* Schloth. sp.
Crinoidenreste (*Hexacrinus* u. a.)
Archaeocidaris-Stachel
Cyathophyllum (*Hexagoniophyllum*) *basaltiforme* F. A. Roem. } nur im
Endophyllum priscum Mstr. sp. } Riffkalk
Phillipsastraea ananas Gf. sp. }
Amplexus sp. aff. *helminthoides* Frech

[1]) Paeckelmann, l. c. S. 107.

Metriophyllum(?) *irregulare* n. sp.
Striatopora cristata Blb. sp.
Alveolites suborbicularis Lam.
Cladochonus tubaeformis Ldw. sp.
Actinostroma clathratum Nich. (nur im Riffkalk)
» *stellulatum* Nich.

Diese Fauna ist vor allem deswegen wichtig, weil sie zeigt, daß die in der Frasne-Stufe und zum Teil schon im Mitteldevon vorkommenden Brachiopoden, ferner *Cyathophyllum basaltiforme*, *Endophyllum priscum*, *Phillipsastraea ananas*, *Striatopora cristata*, *Alveolites suborbicularis* und die beiden *Actinostroma*-Arten bis an die Grenze gegen das Obere Oberdevon (*Cheiloceras*-Schichten) hinaufgehen. Bezeichnend ist ferner das Zusammenvorkommen mit kleinen, für den Adorfer Kalk charakteristischen Korallen (*Cladochonus*, *Amplexus*, *Metriophyllum*), die darauf hinweisen, daß nach einer vorübergehenden Hebung und Riffkalkbildung wieder eine Senkung stattfand, so daß normal entwickelte Nierenkalke den Abschluß des Horizontes bilden konnten. Immerhin dürfte die Fauna dafür sprechen, daß diese Nierenkalke keine Ablagerungen des tiefen Meeres sind, wie ich das ebenso wenig für die bunten Knotenkalke und Kalkknotenschiefer des Oberen Oberdevons annehme (vergl. S. 91). Es scheint vielmehr, als ob die petrographisch auf größere Erstreckung viel einheitlicher zusammengesetzten älteren Horizonte unseres Oberdevons in einem tieferen Meere zur Ablagerung gelangten, und daß gegen Ende des Unteren Oberdevons eine vielleicht mehrfach unterbrochene (Büdesheimer Schiefer, Kellwasserkalke!) Hebung einsetzte, die im Oberen Oberdevon zunächst noch anhielt und zur Zeit der Bildung des Plattensandsteins ihren Höhepunkt erreichte.

Auffallend ist, daß nur in der Nähe der Barmer Diabasdecke in den Oberen Matagne-Schichten Riffkalke vorkommen; doch scheint ein ursächlicher Zusammenhang nicht zu bestehen, wie aus dem um wenige hundert Meter östlich der Riescheider Ziegelei aufgeschlossenen Profil an der Bürgerallee (Aufgang zum Nordpark vom Klingelholl aus) hervorgehen dürfte. Hier liegen

über grauen, streifigen Schiefern mit Styliolinen, die dem Flinzschiefer-Horizont angehören, plattige schwarze Flinzkalke mit untergeordneten festen, kalkigen grauen Schiefern, die eine steile Falte bilden. Über diesen geringmächtigen Unteren Matagne-Schichten folgt mit steil nördlichem Einfallen in 2,40 m Mächtigkeit heller bankiger Riffkalk. Über dem Kalk liegen zunächst schwarze, dünnspaltende Schiefer mit untergeordnetem Flinzkalk in Flasern, Knollen und dünnen Bänkchen; daneben treten flasrige Nierenkalkbänke auf; diese Gesteine gehen nach oben über in graue Styliolinenschiefer mit graubraunen, milden, dem Typus der Büdesheimer Schiefer entsprechenden Lagen. Das Schieferpaket über dem Riffkalk nimmt eine Breite von 90 m ein; seine Mächtigkeit dürfte jedoch infolge lokaler Spezialfaltung erheblich geringer sein. Über den Schiefern folgt das Diabaslager, hier ganz vorherrschend Mandelstein mit ausgesprochen kugliger Absonderung, in 35 m Mächtigkeit. Der Diabas wird noch von etwa 20 m mächtigen Nierenkalken mit reichlich zwischengelagerten grauen, zum Teil flasrigen und kalkknotenreichen Schiefern überlagert, die dann wie in den weiter westlich gelegenen Profilen in die Unteren Cypridinenschiefer übergehen.

Der Riffkalk liegt an der Bürgerallee also noch im tieferen, durch den Diabas nicht beeinflußten Teile der Oberen Matagne-Schichten. Immerhin bleiben die erheblichen lokalen Schwankungen in der Mächtigkeit und petrographischen Zusammensetzung der Oberen Matagne-Schichten am Klingenholl noch ungeklärt.

Aus dem Profil an der Bürgerallee geht hervor, daß das Diabaslager dem Verbande der Oberen Matagne-Schichten angehört und nicht, wie ich früher annahm (l. c. S. 98), zwischen Unteren und Oberen Matagne-Schichten eingeschaltet ist. Der Diabas ist von der Bürgerallee bis zum Schellenbeckertal zu verfolgen. Die Aufschlüsse sind in ihm und in seinen Grenzschichten wegen der starken Bebauung im allgemeinen ungünstig, doch konnten im Hangenden des Diabases Nierenkalke (wie an der Bürgerallee) an zahlreichen Punkten festgestellt werden. Im

Liegenden treten nach den wenigen bisherigen Beobachtungen Styliolinen-Schiefer auf, über deren stratigraphische Stellung nichts sicheres ausgesagt werden kann, da es im bebauten Stadtgebiet noch nicht gelang, den Flinzhorizont der Unteren Matagne-Schichten zu verfolgen.

Eine kurze petrographische Beschreibung des Diabases habe ich früher bereits gegeben; es konnte auf die große Ähnlichkeit mit den Deckdiabasen des Dillgebietes hingewiesen und daher auch der Barmer Diabas bereits als Rest eines submarinen Stromes erklärt werden. Bärtling läßt in seinem »Geologischen Wanderbuch für den Niederrheinisch-Westfälischen Industriebezirk«[1]) die Frage, ob es sich um einen echten Gang oder um einen deckenförmigen Erguß handelt, offen, neigt aber wegen des Fehlens von Tuffen der ersteren Auffassung zu und vergleicht das Barmer Diabaslager mit den Diabasgängen des Lenne- und Volmegebietes. Mehrere gelegentliche Aufschlüsse gaben mir die Möglichkeit, den Barmer Diabas weiter kennen zu lernen. Überall zeigte sich die bereits früher von mir betonte Vielseitigkeit in der petrographischen Ausbildung. Der Mandelstein kann keineswegs als das herrschende Gestein gelten, es kommen vielmehr ebenso häufig porphyrische und körnige Varietäten vor. Wie beim Deckdiabas des Dillenburgischen sind die langsamer erkalteten inneren Partien diabasisch körnig entwickelt; nach der Stromoberfläche zu tritt die typische Intersertalstruktur stärker hervor; hier kommt es gelegentlich zur Ausbildung von porphyrischen, seltener auch variolitischen Gesteinen, die ihrerseits in naher Beziehung zu den Mandelsteinen stehen. Die Mandelsteine zeigen häufig echte Dampfporenzüge, z. B. in den Aufschlüssen des Nordparkes und an der Märkischen Straße. Manchmal beobachtet man auch richtige Schlackenbildungen an den Oberflächen der Mandelsteine; Proben davon konnte ich bei einem Kanalaufschluß in der Schellenbeck sammeln. Das starke Hervortreten von Mandelsteinen mit Dampfporenzügen und schlackigen Bildungen ist bezeichnend für einen Erguß; bestätigt

[1]) 1913, S. 138.

wird diese Feststellung durch den petrographischen Charakter, der auf die effusiven Diabase des Dillgebietes, nicht aber auf die Ganggesteine des Lennetales hinweist.

Auch die von mir früher gemachte Annahme, daß der Barmer Diabas submariner Entstehung sei, scheint sich zu bestätigen. Der Diabaszug liegt innerhalb der Oberen Matagne-Schichten und wird unterlagert von Schiefern dieses Horizontes; überlagert wird er allenthalben von Nierenkalken, mit denen überall im Barmer Gebiet die Matagne-Schichten abschließen. Aus unmittelbar benachbarten diabasfreien Profilen, im Westen an der Riescheider Straße, im Osten an der Beule, geht eindeutig hervor, daß eine Sedimentationsunterbrechung innerhalb der Matagne-Schichten nicht stattgefunden hat; eine solche ist daher auch für das Zwischengebiet, in dem sowohl unter, wie über dem Diabas die gleichen Verhältnisse herrschen wie im Westen und Osten, nicht anzunehmen.

Am Kontakt zwischen Nierenkalk und Diabas ist der Kalk stellenweise metasomatisch in Roteisenstein umgewandelt[1]); die Erze sind im allgemeinen sehr arm; nur in der Kuckuckstraße kommen lokal Putzen von sehr reinem Hämatit vor, der zu Mutungen Anlaß gegeben hat, aber nicht abbauwürdig ist. Es gelang, den Kontakt Nierenkalk-Diabas mikroskopisch zu untersuchen; dabei zeigte sich, daß der Kalk in der Nähe des Kontaktes stark umkrystallisiert ist, und daß die Kalkspatkrystalle stark verzahnt sind; man könnte danach geneigt sein, an eine kontaktmetamorphe Veränderung zu denken, doch wären dann andere Kontaktmineralien zu erwarten, weil der Kalk stark verunreinigt ist; da auch die Kalkspatkrystalle der Mandelräume des Diabases die gleiche Verzahnung aufweisen, halte ich die Umkrystallisation für eine spätere hydrochemische Wirkung, zumal ja an der Grenze Kalk-Diabas an und für sich ein Wasserstau stattfinden mußte. Der Diabas ist in der Nähe des Kontaktes arm an Einsprenglingen; nur Olivin, in Kalkspat umgewandelt, findet sich etwas häufiger; in den intersertalen und körnigen Aus-

[1]) Paeckelmann, l. c. S. 100.

bildungsformen des Diabases fehlt er, wie dies auch vom Deckdiabas beschrieben wurde [1]); in einer trüben, schwer durchsichtigen, offenbar nachträglich pigmentierten chloritischen Masse, die zum Teil aus Augit, zum Teil wohl aber auch aus primär reichlich vorhandener Glasbasis entstanden sein dürfte, sind zahlreiche kleine trübe Plagioklasleistchen und viel Erz zu erkennen. Das Erz der randlichen Zone ist vorwiegend Magnetit; in den körnigen Varietäten scheint dagegen ausschließlich Titaneisen vorzukommen. Unmittelbar an der Stromoberfläche pflegt sich das Erz stark anzureichern.

Die Mikrophotographie Fig. 1 auf Taf. 2 zeigt den Kontakt Nierenkalk-Diabas von der Kuckuckstraße in Barmen; man sieht, daß der stark umkrystallisierte Kalk die kleinen Unebenheiten des Diabasmandelsteins ausfüllt; kleine, bei der Erstarrung fortgespratzte Diabasfetzchen sind gelegentlich im Kalk eingeschlossen. Fig. 2 auf Taf. 2 zeigt die diabasisch-körnige Struktur eines dunkelgrünen, ausgezeichnet kuglig abgesonderten und schalig verwitternden körnigen Diabases von der Kreuzstraße in Barmen. Fig. 3 Taf. 2 gibt die Mikrophotographie eines Diabasmandelsteines aus der Schellenbeck mit intersertaler Struktur, wie sie in unseren Gesteinen vorherrscht.

Die Frage, ob es sich beim Barmer Diabaszug um einen einheitlichen Deckenerguß handelt, oder ob mehrere Ströme vorliegen, muß vorab noch unentschieden bleiben. Das wiederholte Auftreten von stark entwickelten Mandelsteinen inmitten des bis 100 m mächtig werdenden Diabaszuges, ferner der starke Wechsel in der Mächtigkeit selbst, sprechen dafür, daß es sich um mehrere Decken handelt; in der Kuckuckstraße in Barmen tritt im Diabas ein mehrere Meter mächtiges Matagneschiefer-Paket auf, das nicht kontaktmetamorph verändert zu sein scheint; der Kontakt selbst ist nicht freigelegt; es erscheint nicht ausgeschlossen, daß dieses Schieferpaket zwei verschiedene Diabasströme trennt, doch mögen auch tektonische Vorgänge (streichende Störungen, Schuppenbildung) diese Lagerungsvorhältnisse geschaffen haben.

[1]) Vergl. Reunig, Die Diabasgesteine an der Westerwaldbahn Herborn Driedorf, N. J. Min., Bbd. XXIV, S. 407,

Am westlichen Gehänge des Schellenbeckertales findet der Diabaszug sein Ende. Auf der Ostseite dieses Tales bieten die umfangreichen Aufschlüsse der Ziegelei Beule bei Beckacker ein wichtiges Profil vom Flinzschiefer-Horizont bis zu den Plattensandsteinen des Oberen Oberdevons. Über dem typisch entwickelten, 10 m mächtigen, aus schwarzen Flinzschiefern und bankigen Flinzkalken zusammengesetzten Horizont der Unteren Matagne-Schichten folgen 5 m gelblichbraune Styliolinen-Schiefer, dann 1 m Nierenkalk; die Basis der Oberen Matagne-Schichten ist also hier ähnlich entwickelt wie an der Winchenbachstraße. Über diesem liegenden Nierenkalk folgt ein 4 m mächtiges Paket teils milder, teils festerer, flinzartiger, graubrauner Schiefer, die vereinzelt Knollen von typischem Kellwasserkalk (mit *Buchiola angulifera*, Tentaculiten und Ostracoden) enthalten. Darüber liegen wieder Nierenkalke (2 m) und endlich über einer weiteren 1 m mächtigen Schieferfolge ein dickbankiger, brecciöser Nierenkalk mit brachiopodenreichen Crinoidenstielnestern und schlecht gerundeten Kalkgeröllen, also dasselbe typische Brandungsgestein wie über dem Riffkalk an der Riescheider Straße. Das Riff selbst ist hier nicht mehr zur Ausbildung gelangt, muß aber in unmittelbarer Nähe noch bestanden haben. Wichtig ist das Auftreten des Kellwasserkalkes, in dem weiter östlich, bei Evertsbusch, eine reiche Fauna aufgefunden wurde, welche die Gleichaltrigkeit der Oberen Matagne-Schichten mit Wedekinds Zone Iδ festlegt.

Die crinoidenreichen Breccienkalke der Oberen Matagne-Schichten konnten nach Osten bis zur Ziegelei Ecksteinloh bei Hottenstein nachgewiesen werden. Weiter östlich ist der Horizont zunächst auffallend arm an geschlossenen Nierenkalkbänken und reich an dunklen, grünlichgrauen, festen Schiefern mit Kalkknotenschieferlagen, so daß seine Abgrenzung im Hangenden oft erhebliche Schwierigkeiten bereitet (vergl. S. 65). Bei der Kartierung wurde die letzte Nierenkalkbank als Grenze benutzt, obgleich auch ein Teil der darüber folgenden Schiefer und Kalkknotenschiefer noch zum Unteren Oberdevon gehören mag. Jeden-

falls sind in der Hottensteiner Gegend die Oberen Matagne-Schichten und die Unteren Cypridinenschiefer petrographisch einander sehr ähnlich. Ein gutes Profil durch diese Schichten bietet der Eisenbahneinschnitt südöstlich der Hottensteiner Brücke.

Von Ellinghausen ab nach Osten, bis zur völligen Unterdrückung des Unteren Oberdevons bei Heberge, sind die Oberen Matagne-Schichten wieder normal entwickelt, also wie im Gebiet westlich des Leimbaches. Gut aufgeschlossen sind diese Schichten in den Tälchen von Blech und Evertsbusch. Im Bachriß hart westlich Blech treten über Styliolinenschiefern, die wahrscheinlich zum Prolecaniten-Horizont gehören, reine Nierenkalke in dicken Bänken auf, die mit Schieferpaketen wechsellagern. Den Schiefern sind graue Kalkknotenschiefer und vereinzelt bis 1 dm dicke Bänke grauen, schwarzstreifigen Kalkes vom Typus des Oestricher Kalkes beigesellt. Der ganze Horizont ist etwa 35 m mächtig. Über dem letzten geschlossenen Nierenkalkpaket findet ein ganz allmählicher Übergang in die Unteren Cypridinenschiefer statt, in dem die Kalkbänkchen und Kalkknotenschiefer immer mehr zurücktreten.

Ganz ähnlich ist das Profil im Waldtälchen oberhalb Evertsbusch; auch hier zeichnen sich die etwa 30 m mächtigen Oberen Matagne-Schichten, die über Prolecaniten-Schiefern und Resten von Unteren Matagne-Schichten im Bachbett und im Hohlweg gut aufgeschlossen sind, durch eine Wechsellagerung von reinen Nierenkalkbänken mit grauen Kalkknotenschiefern, grauen und bräunlichen Mergelschiefern vom Büdesheimer Typus, harten, dunklen, flinzartigen Schiefern, graugrünen Schiefern, die an die Cypridinenschiefer erinnern, und untergeordneten dünnen Bänkchen von hellgrauem, feinkristallinen Flinzkalk und von grauem flammigen Kalk vom Oestricher Typus aus. Ziemlich hoch im Profil sind in den Schiefern Linsen von schwarzem, feinkristallinem Kellwasserkalk nicht selten, die bis 20 cm Durchmesser erreichen und zum Teil mit Versteinerungen erfüllt sind. Ostracoden, Tentaculiten, *Buchiola*-Arten, Orthoceraten und Goniatiten finden sich in ausgezeichneter Erhaltung. Folgende Fauna konnte ich bestimmen:

Entomis sp. aff. *nitida* F. A. Roem.
» *variostriata* Clarke
» *Kayseri* Waldschm. sp.
Manticoceras ?Schellwieni Wdk.
» *bickense* Wdk.
Crickites Holzapfeli Wdk.
» sp.
Tornoceras simplex v. B. sp.
» *eifliense* Stein. sp.
» *paucistriatum* A.-V. sp.
Goniatites sp. sp.
Orthoceras sp. sp.
Chaenocardiola Koeneni Beush.
Buchiola retrostriata v. B. sp.
» *palmata* Gf. sp.
» *angulifera* F. A. Roem. sp.
» *prumiensis* Stein. sp.
» *eifeliensis* Beush.
Tentaculites tenuicinctus F. A. Roem.

Es handelt sich also um die typische Fauna der schwarzen Kalke von Bicken und des Kellwassertales, um Wedekinds Zone Iδ[1]). Abgesehen von diesen, bisher nur an zwei Stellen nachgewiesenen Kellwasserkalkknollen ist der Horizont der Oberen Matagne-Schichten in seiner normalen Ausbildung im allgemeinen arm an Fossilien. Nur gelegentlich führen Mergelschieferzwischenlagen vom Typus der Büdesheimer Schiefer reichere Faunen, so bei Oberberge, bei Ellinghausen, an der Winchenbachstraße und am Klausen[2]); von diesen Orten liegen nach neuerer Untersuchungen vor:

Phacops Posidoniae Gürich
Entomis latesulcata n. sp. (vergl. S. 59)
Richterina elliptica Pck.
Manticoceras intumescens Beyr. sp. (Typus!)

[1]) Wedekind, Adorf 1913, S. 30 u. 31; Beushausen, Oberharz, S. 164.
[2]) Paeckelmann, S. 109.

Manticoceras affine Stein. sp.
**Tornoceras simplex* v. B. sp.
» *auris* var. *bickensis* Wdk.
» *eifliense* Stein. sp.
**Bactrites gracilis* Sdb.
* » *ausavensis* Stein. sp.
Orthoceras sp. sp.
**Buchiola retrostriata* v. B. sp.
* » *palmata* Gf. sp.
» *? eifeliensis* Beush.
Praecardium sp. aff. *vetustum* Hall
Nuculana? sp.
**? Opisthocoelus concentricus* Beush.
Prosochasma sp.
**Styliolina laevis* Reinh. Richt.
Euomphalus sp.
**Lingula subparallela* Sdb. (selten)
**Camarotoechia* (*Liorhynchus*) *bijugata* Schnur sp.
» (») *planeplicata* n. sp.
* » (?) *rotundata* Mstr. sp.
**Athyris* cf. *minuta* Kläh
**Chonetes nana* de Vern.
» sp. aff. *muricata* Hall
Psilophyton sp. u. a. Pflanzenreste.

Der *Phacopide* und fast ausschließlich auch *Camarotoechia planeplicata* sind auf die Oberen Matagne-Schichten beschränkt. *Richterina elliptica*, die in unseren Unteren Cypridinenschiefern stellenweise massenhaft vorkommt und als eine der bezeichnendsten Versteinerungen dieses Horizontes gelten muß, begegnet man bereits ganz vereinzelt. Die bisher festgestellten Goniatiten sind Büdesheimer Formen. Die Mehrzahl der übrigen Fossilien (*) sind ebenso häufig in tieferen Schichten des Unteren Oberdevons.

Am Ostende unseres Matagneschieferbandes ist die petrographische Verwandtschaft mit dem gleichaltrigen Oestricher Kalk der Nachbarblätter Hagen und Hohenlimburg bereits recht auf-

fällig, wie in dem kleinen verlassenen Steinbruch gegenüber der Linderhausener Schule gut zu beobachten ist. In normaler Lagerung (steil nördlich einfallend) stehen hier zu unterst graue, zum Teil feinglimmrige, schwarzstreifige Schiefer vom Oestricher Typus an, die zahlreiche Knollen dichten bis sehr feinkristallinen, muschlig brechenden, hellgrauen, ebenfalls schwarzstreifigen Kalkes enthalten. Diese Kalkknollenschiefer gehen nach oben in 5 m mächtige bankige (1 bis 4 dm dicke) Kalke über, die zunächst reiner sind und durchaus dem Oestricher Kalk entsprechen, dann flasrig werden und von 4 m mächtigen dünnbankigen typischen Nierenkalken mit Schieferzwischenlagen überlagert werden.

Östlich der Linderhausener Schule wird das Untere Oberdevon durch die Ennepeverwerfung auf große Erstreckung völlig unterdrückt. Nur kurz vor Gevelsberg ist am Abhange des Linderhausener Rückens zwischen Brandenbergschichten und Schiefern des Oberen Oberdevons ein kleiner Nierenkalkfetzen in der Störung eingeklemmt erhalten geblieben. Erst am Ostrande von Blatt Hagen, am Nordhange des Goldberges, tritt wieder Unteres Oberdevon zutage, und zwar Oestricher Kalk in typischer Entwicklung; auf der östlichen Volmetalseite stehen dann auch die übrigen Glieder des älteren Oberdevons wieder an, und zwar in der Letmather Ausbildung. Die Barmer Facies hat also dieses Gebiet nicht mehr erreicht; der Übergang zwischen der Sauerländischen und der Barmer Facies muß sich zwischen Hagen und Gevelsberg vollzogen haben.

Im Norden von Elberfeld sind die Schichten des Unteren Oberdevons ebenfalls nur sehr unvollständig erhalten, so daß der Übergang in die am Westrande von Elberfeld einsetzende Massenkalkentwicklung wiederum nicht verfolgt werden kann. Noch weiter westlich, in der Mettmanner Gegend, ist dann die Ausbildung wieder der Barmer ähnlich, nur daß dort die Anklänge an die Aachener Facies noch deutlicher hervortreten.

Zusammenfassend mag das folgende Schema die gewonnenen Anschauungen über die Stratigraphie des Unteren Oberdevons bei Barmen nochmals erläutern:

Elberfeld	Barmen	Letmathe (nach Denckmann)	Adorf (nach Wedekind)
Untere Cypridinenschiefer		Horizont der Sandigen Schiefer Horizont der vorwiegenden Grauen u. Schwarzen Schiefer	IIα Untere *Cheiloceras*-Schichten
Iberger Kalk	Obere Matagne-Schichten	Oestricher Kalk	Iδ Zone des *Manticoceras crassum* und *Crickites Holzapfeli*
	Untere Matagne-Schichten	Büdesheimer Schiefer	Iγ Zone des *Manticoceras cordatum* und *carinatum*
Flinzschiefer an der Basis des Iberger Kalkes	Flinzschiefer-Horizont (Lücke infolge Ennepestörung)	Flinz des Unteren Oberdevons	Iβ Zone des *Gephyroceras nodulosum*
Dorper Kalk	Prolecaniten-Schichten	Prolecaniten-Schichten	Iα Zone des *Pharciceras lunulicosta*
Massenkalk des Oberen Mitteldevons	(Lücke infolge Ennepestörung)	Tentaculitenschiefer des Oberen Mitteldevons Flinz des Oberen Mitteldevons	Eisensteine des Oberen Mitteldevons
	Massenkalk des Oberen Mitteldevons	Massenkalk	
Obere Honseler-Schichten			

b) Das Obere Oberdevon.

Schon früher (l. c. S. 113 ff.) wurde gezeigt, daß im Barmer Gebiet das höhere Oberdevon in ganz ähnlicher Weise zur Ausbildung gelangte wie in der Gegend von Hagen und Letmathe. Wenn auch eine allmähliche Verkümmerung der Schichtenfolge im Barmer Gebiet bereits unverkennbar ist, so muß doch nach den Erfahrungen der Spezialaufnahme erneut betont werden, daß die gleiche wechselvolle Gliederung in petrographisch ausgezeichnet charakterisierte Horizonte, wie sie auf den östlichen Nachbarblättern durchgeführt wurde, auch für die Blätter Hattingen und Barmen zutrifft.

Die l. c. S. 115 vorgeschlagene Gliederung unseres Oberen Oberdevons konnte beibehalten werden; danach unterscheide ich vom Liegenden nach dem Hangenden:

1. den Horizont der Unteren Cypridinenschiefer,
2. den Horizont des Plattensandsteins,
3. den Horizont der Roten und Grünen Cypridinenschiefer,
4. den Horizont der Roten und Grünen Kalkknotenschiefer,
5. den Horizont der Oberen Cypridinenschiefer.

Meine Auffassung (l. c. S. 116) des allmählichen Überganges der Oberen Matagne-Schichten in die Unteren Cypridinenschiefer wurde durch die Spezialaufnahme bestätigt, wie schon bei der Besprechung des Unteren Oberdevons mehrfach erwähnt wurde. Früher hatte ich beobachtet, daß der Horizont der Grauen und Schwarzen Schiefer, der bei Letmathe in einer Mächtigkeit von 220 m über dem Oestricher Kalk und unter dem Horizont der Sandigen Schiefer ausgeschieden wurde, bei Barmen fehlt; damals stellte ich unsere Unteren Cypridinenschiefer den »Sandigen Schiefern« von Letmathe gleich und ließ die Frage offen, ob der Horizont der Grauen und Schwarzen Schiefer bei Barmen weniger mächtig oder durch Störungen unterdrückt sei. Meine heutige Auffassung geht dahin, daß unser Horizont der Unteren Cypridinenschiefer, der etwa 100 m mächtig wird, den Horizonten der Grauen und Schwarzen Schiefer

und der Sandigen Schiefer (insgesamt etwa 260 m) bei Letmathe äquivalent ist. Für diese Anschauung spricht vor allem die petrographische Entwicklung der tieferen Schichten unserer Unteren Cypridinenschiefer, die sich durch weit größeren Kalkgehalt und oft durch dunklere Farben auszeichnen als die höheren Lagen, und die meist reich sind an Knollen dichten, muschlig brechenden, grauen, schwarzstreifigen Kalkes. Diese dunklen, manchmal flinzartigen, oft aber auch von den typischen graugrünen Cypridinenschiefern nicht zu unterscheidenden kalkreichen Schiefer mit Kalkknotenschieferlagen, mit Knollen und brotlaibförmigen Linsen grauen, flammigen Kalkes wurden von mir früher zum Teil für Obere Matagne-Schichten gehalten; sie müssen aber wegen des Auftretens von Cheiloceraten und anderen jungoberdevonischen Formen ins höhere Oberdevon gestellt werden. Die petrographische Übereinstimmung der streifigen Kalke mit dem »flammigen Kalk« von Letmathe[1]) ist so auffallend, daß meines Erachtens dadurch eine Vertretung der Letmather Grenzschichten erwiesen wird.

Eine Trennung der kalkreicheren und häufig (besonders in der Gegend von Beckacker-Hottenstein) dunkler gefärbten tieferen Schichten, also dem Äquivalent des Horizontes der Grauen und Schwarzen Schiefer von Letmathe, von den höheren typischen Cypridinenschiefern ließ sich wegen zu geringer Mächtigkeit nicht durchführen; auch scheint mir bei Barmen eine derartige Untergliederung nicht mehr angängig, weil einerseits in manchen Profilen (z. B. am Carnap, bei Flasdick usw.) auch die tieferen Schichten durchaus den Charakter der höheren Cypridinenschiefer haben, und Kalkknoten in ihnen nur ganz untergeordnet auftreten, andererseits an mehreren Stellen auch noch dicht unter dem Plattensandstein Kalkknotenschieferlagen, lokal sogar dünne Kalkbänkchen aufgefunden wurden. Auch faunistisch besteht nach den bisherigen Erfahrungen kein Unterschied.

Einige besonders interessante Profile des Horizontes der

[1]) Denckmann, Über eine Exkursion nördlich von Letmathe. Dieses Jahrb. 1906, S. 38.

Unteren Cypridinenschiefer mögen noch etwas eingehender besprochen werden.

Der Übergang der Oberen Matagne-Schichten in die Unteren Cypridinenschiefer ist bei Oberberge und Evertsbusch (Bl. Hattingen) gut zu verfolgen; hier liegen über der letzten Nierenkalkbank graugrüne und grauschwarze, zum Teil etwas sandige Schiefer, die mit Lagen grauen knotenarmen Kalkknotenschiefers, vereinzelten Bänkchen grauen flammigen Kalkes und mit festen dunkelgrauen, schwarzstreifigen Schiefern wechsellagern. Einzelne Lagen der Schiefer sind ganz erfüllt mit *Richterina elliptica* und *Entomis serratostriata*, zwei für den Horizont sehr bezeichnenden Ostracoden, die sowohl in tieferen Schichten als auch in den höheren Horizonten nur als größte Seltenheit gelegentlich gefunden werden; daneben kommt vereinzelt noch eine Form des nur wenige Meter tiefer liegenden Kellwasserkalkes, *Entomis* n. sp. aff. *nitida* vor; ferner findet man eine noch nicht näher bestimmte kleine *Cyphaspis*-Art[1]), einen Tentaculiten und Reste von *Cladochonus*.

Nach oben gehen diese kalkreichen Schichten allmählich in typische, verwiegend graue und graugrüne, ebenflächig spaltende Cypridinenschiefer über, die nur noch vereinzelt Kalkknotenschiefer in dünnen Zwischenlagen enthalten, ihre Fauna ist folgende:

Leperditia ? sp.
Entomis serratostriata Sdb. sp. (häufig)
Richterina elliptica Pck. (häufig)
Cheiloceras ?umbilicatum Sdb. sp.
Bactrites sp.
Aviculopecten sp. aff. *lineatum* Gf.
Posidonia venusta Mstr. sp. (häufig)
?Paracyclas sp.
Praecardium vetustum Hall.
Athyris sp.

[1]) Nach freundlicher Mitteilung von Herrn R. Richter (Frankfurt a. M.) handelt es sich um *Cyphaspis stigmatophthalmus* R. R.
(Anm. während der Korrektur.)

Cyrtina cf. *heteroclyta* var. *Demarlii* Bouch.
Orthis (*Dalmanella*) *interlineata* Phill. sp.
Chonetes cf. *perlata* M'Coy.

Cheiloceras umbilicatum ist bezeichnend für die Unteren *Cheiloceras*-Schichten (IIα Wedekinds). *Praecardium vetustum* ist eine Charakterform der Schiefer von Nehden; die Brachiopoden finden sich allenthalben in unserem ganzen höheren Oberdevon. Der Gegensatz zur Fauna der Matagne-Schichten tritt demnach bereits deutlich hervor, obgleich eine wesentliche Änderung der Facies nicht eingetreten ist. Durch Zunahme der sandigen Lagen gehen die Cypridinenschiefer ziemlich rasch in den Horizont des Plattensandsteins über, wie ich das früher bereits beschrieb. Dicht unter dem Plattensandstein treten häufig einige Lagen roten Schiefers auf (wie auch oft bei Letmathe!); sie halten jedoch im Streichen nicht aus, so daß sie auf der Karte nicht ausgeschieden werden konnten, sind aber horizontbeständig.

In der Gegend von Hottenstein und Beckacker sind die Unteren Cypridinenschiefer von den Oberen Matagne-Schichten besonders schwer zu trennen (vergl. S. 73). Vorzügliche Aufschlüsse bilden der Hottensteiner Bahneinschnitt, die gleich nördlich davon gelegene alte Ziegelei, ferner die Ziegeleien bei Ecksteinloh und bei Beule.

Bei Hottenstein stehen zu unterst dunkle, flinzschieferartige und graugrüne, feste Schiefer mit grauen Kalkknotenschieferlagen an; einzelne größere Knollen und dünne Bänke von Nierenkalk sind eingelagert. Über der letzten deutlich entwickelten Nierenkalkbank halten die festen, graugrünen Schiefer weiter an, doch sind die Kalkknotenlagen erheblich seltener. Darüber folgen einige Meter graugrüne, typische Cypridinenschiefer, dann wieder dunkle, feste, streifige Schiefer mit Kalkknoten wie vorher; einzelne Lagen führen größere Knollen und dünne Bänkchen grauen geflammten Kalkes; diese Schichten gehen allmählich über in grünlichgraue feste Schiefer mit häufigeren Kalkknoten und vereinzelten Bänkchen hellgrauen, dichten Kalkes (mit Crinoiden- und Trilobitenresten); im hangenden Teil dieser Schiefer treten einige plattige

kalkhaltige Quarzitbänkchen auf, welche die gleichen wulstigen Oberflächen zeigen wie die Plattensandsteine; besonders bemerkenswert sind einige Lagen mit roten, grünfleckigen Kalkknollen; unmittelbar unter dem Plattensandstein liegt ein Paket roter Schiefer mit *Trimerocephalus anophthalmus*, *Entomis serratostriata* und *Posidonia venusta*. Die Gesamtmächtigkeit der Unteren Cypridinenschiefer, die hier ziemlich unvermittelt in den Horizont des Plattensandsteins übergehen, beträgt etwa 75 m. Die festen grauen Schiefer enthalten nur spärliche Versteinerungsreste und zwar:

Trimerocephalus anophthalmus Frech
Entomis serratostriata Sdb. sp.
Posidonia venusta Mstr. sp.
Rhynchonella (Pugnax) pugnus Mart. sp.
Athyris cf. *minuta* Klähn
Athyris ?Royssii Lév.
Orthis ?interlineata Phill.

In der Ziegelei Ecksteinloh, nur wenig westlich von Hottenstein, herrschen ähnliche Verhältnisse. Die infolge starker Transversalschieferung grifflig zerfallenden, festen, dunklen Schiefer mit vereinzelten großen, brotlaibförmigen Knollen grauen, dichten, geflammten Kalkes sind nur im liegenden Teile reich an Kalkknotenschieferlagen; nahe der Grenze gegen den Plattensandstein beobachtet man auch hier rote, grüngefleckte Kalke als dünne, knollig entwickelte Zwischenschichten in den Schiefern. Diese roten Kalkknollen, in denen trotz langen Suchens bisher außer unbestimmbaren Resten von *Phacops* und *Receptaculites(?)* nur *Orthis interlineata* nachgewiesen werden konnten, erinnern sowohl rein petrographisch als auch in ihrer Lage außerordentlich an den »Enkeberger Kalk« mit *Cheiloceras Verneuili, globosum* und *amblylobum*, den Holzapfel[1]) aus den oberen Schichten der Unteren Famenne-Stufe, dicht unter der Grenze gegen die Condrozsandsteine der Oberen Famenne-Schichten beschrieb. Nach meinen eigenen vergleichenden Studien in der Aachener Gegend, auf die

[1]) Geologie des Nordabfalles der Eifel, S. 36.

hier einzugehen zu weit führen würde, glaube ich nicht, daß ein wesentlicher Unterschied zwischen dem Alter der Barmer und Aachener Kalke der Unteren Famenne-Stufe besteht. Überhaupt wird ein paläontologischer Vergleich unserer Unteren Cypridinenschiefer, die im Gegensatz zu den entsprechenden Schichten bei Letmathe eine ziemlich reiche Fauna enthalten, mit den Famenne-Schiefern enge Beziehungen ergeben. Die Bezeichnung »Enkeberger Kalk« für die Aachener *Cheiloceras*-Kalke ist heute naturgemäß nicht mehr angängig, da wir mit Wedekind den Namen Enkeberger Kalk nur für einen bestimmten, bereits Clymenien führenden Horizont anwenden dürfen.

Die grauen flammigen Kalke der Schiefer von Ecksteinloh haben eine kleine Fauna geliefert und zwar:

Trimerocephalus anophthalmus Frech
Cheiloceras ?sacculum Sdb. sp.
Orthoceras sp.
Posidonia venusta Mstr. sp.
Athyris sp.
Orthis (*Dalmanella*) *interlineata* Phill. sp.
Crinoidenreste.

Die gleiche Fauna findet man auch in den umgebenden Schiefern, zusammen mit:

Entomis serratostriata Sdb. sp.
Richterina elliptica Pck.
Tornoceras simplex v. B. sp.
Cheiloceras amblylobum Sdb. sp.
» *umbilicatum* Sdb. sp.
Camarotoechia(*?*) *rotundata* Mstr. sp.

Der Nachweis der Cheiloceraten in den Unteren Cypridinenschiefern ist von großer Bedeutung; *Cheiloceras amblylobum* und *umbilicatum* sind Leitformen der Nehdener Schiefer, also der Unteren *Cheiloceras*-Schichten (IIα) Wedekinds. Es kann demnach an der früher von mir behaupteten Gleichstellung unseres Horizontes der Unteren Cypridinenschiefer mit den Nehdener Schiefern nicht mehr gezweifelt werden. Durch den Nachweis von Cheilo-

ceren der Zone IIα wird ferner bestätigt, daß zwischen Unterem und Oberem Oberdevon eine Schichtlücke nicht besteht, daß vielmehr, wie ja auch die lithologischen Verhältnisse zeigen, die Matagne-Schichten von faciell gleichartigen Schichten der *Cheiloceras*-Stufe überlagert werden. Da nun aber andererseits nicht zweifelhaft sein kann, daß die Unteren Cypridinenschiefer von Barmen die Schichten zwischen dem Östricher Kalk und dem Plattensandstein der Blätter Hohenlimburg und Iserlohn vertreten, so dürfte auch für diese Gegend die Annahme einer Transgression nicht mehr haltbar sein[1]); übrigens ist auch in den Letmather Profilen nach meinen Beobachtungen ein allmählicher petrographischer Übergang des Östricher Kalkes in den Horizont der Grauen und Schwarzen Schiefer festzustellen.

Ganz ähnlich wie bei Ecksteinloh sind die Unteren Cypridinenschiefer in der Ziegelei Beule bei Beckacker entwickelt und zwischen den Oberen Matagne-Schichten und den Plattensandsteinen in etwa 70 m Mächtigkeit aufgeschlossen; es sind ganz vorwiegend streifige, dunkle, meist grifflig spaltende Schiefer, die besonders im unteren Teile zahlreiche große graue Kalkknollen und vereinzelt dünne Kalkbänkchen enthalten. Die dunklen festen Schiefer sind zum Teil sehr kalkreich und erinnern dann außerordentlich an die Flinzschiefer des Unteren Oberdevons; seltener sind grünliche, dann meist etwas sandige, glimmerreiche Schiefer mit Wellenfurchen; nur nahe dem Übergang in den Plattensandstein werden die sandigen Zwischenlagen häufiger. Rote Knollenkalke und rote Schiefer fehlen hier völlig. Die grauen dichten Kalke sind sehr fossilarm; ich fand in ihnen nur:

Phacops trinucleus Thomas
Trimerocephalus anophthalmus Frech
Posidonia venusta Mstr. sp.
Camarotoechia sp.

Diese Formen kommen auch in den Schiefern vor, die einige versteinerungsreiche kalkige Lagen enthalten; die Erhaltung der

[1]) Paeckelmann, l. c., S. 116.

ganz vorherrschend aus Crinoidenstielgliedern bestehenden Fauna ist jedoch meist recht schlecht; ich konnte außer den vorher genannten Arten bestimmen:

Proetus sp.
Entomis serratostriata Sdb. sp.
Richterina elliptica Pck.
Tornoceras sp. aff. *constrictum* Stein. sp.
Cheiloceras ?amblylobum Sdb. sp.
Bactrites gracilis Sdb.
Rhynchonella (*Hypothyris?*) sp.
» (*Pugnax*) sp.
» (»)*?* *acuminata* Mart. sp.
Camarotoechia cf. *bijugata* Schnur sp.
» (*?*) *rotundata* Mstr. sp.
» (*Liorhynchus*) cf. *subreniformis* Schnur sp.
Spirifer Verneuili Murch.
Orthis (*Dalmanella*) *interlineata* Phill. sp.
Discina sp.
Amplexus sp. aff. *helminthoides* Frech
Cladochonus tubaeformis Ldw. sp.

Die Fauna dieser crinoidenreichen Bänke erinnert im Auftreten der kleinen Korallen an die Oberen Matagne-Schichten der gleichen Gegend; auch mit den Nehdener Schiefern sind einige Formen gemeinsam (*Cheiloceras*, *Entomis*, *Bactrites*, die Camarotoechien); bei Aachen fand ich sämtliche Arten, bis auf das *Tornoceras*, in den Famenne-Schiefern.

Weiter westlich, im Norden der Stadt Barmen, tritt die Scheidung in eine tiefere, aus festen, streifigen, oft dunklen Schiefern mit Knollen grauen, flammigen Kalkes zusammengesetzte Zone und eine höhere, vorwiegend aus typischen, graugrünen, oft etwas sandigen Cypridinenschiefern bestehende obere Zone wieder deutlicher hervor, also ähnlich wie auf Bl. Hattingen. Die tiefere kalkreiche Zone ist gut über den Oberen Matagne-Schichten der Ziegelei an der Riescheider Straße (vergl. S. 67) aufgeschlossen; die crinoidenreichen Nierenkalke des Unteren Oberdevons gehen

hier allmählich in die gestreiften kalkigen Schiefer des Cypridinenschiefer-Horizontes über; die Fauna des letzteren besteht aus:

Trimerocephalus anophthalmus Frech
Tornoceras sp.
Cheiloceras ? Verneuili Mstr. sp.
» *amblylobum* Sdb. sp.
» *? sacculum* Sdb. sp.
Bactrites sp.
Orthoceras ? cinctum Mstr.
Posidonia renusta Mstr. sp.
Loxopteria laevis Frech
Buchiola ? eifeliensis Beush.
Camarotoechia (?) rotundata Mstr. sp.
Athyris sp.
Orthis (Dalmanella) interlineata Phill. sp.
Strophalosia productoides Murch. sp.
Discina sp.
Crinoidenstielgliedern.

Cheiloceraten gehören hier zu den häufigsten Fossilien, sind aber meist unbestimmbar. Daß die Fauna der höheren Zone des Horizontes nicht wesentlich von der der tieferen Zone verschieden ist, ergibt sich aus dem Vergleich mit nachfolgender Liste:

Cheiloceras sp. aff. *umbilicatum* Sdb.
Bactrites ausavensis Stein. sp.
Loxopteria sp.
» cf. *rugosa* Frech
Posidonia venusta Mstr. sp.
Paracyclas sp.
Praecardium vetustum Hall
Camarotoechia bijugata Schur sp.
» (?) *rotundata* Mstr. sp.
Athyris sp.
» cf. *minuta* Kläin
Spirifer Verneuili Murch.
Orthis sp.

Diese Fauna, die dicht unter dem Plattensandstein in den Nordparkanlagen gesammelt wurde, verdanke ich im wesentlichen Herrn Studienrat Hammacher in Barmen, der mir auch seine sonstigen Funde aus dem Barmer Oberdevon in liebenswürdiger Weise zur Verfügung stellte.

Für die Beurteilung der Stratigraphie der höheren Horizonte des Oberen Oberdevons bei Barmen hat die Spezialkartierung wesentlich Neues nicht ergeben, da Faunenfunde, die einen exakten Vergleich mit der von Wedekind im östlichen Sauerlande durchgeführten Gliederung der Clymenien-Schichten ermöglichen, nicht gemacht werden konnten.

Wir müssen bei der Beurteilung der jüngsten Glieder unseres Oberdevons davon ausgehen, daß der Horizont der Unteren Cypridinenschiefer den Unteren *Cheiloceras*-Schichten des östlichen Sauerlandes (IIα Wedekind's) gleichzustellen ist. Die Kartierung der Blätter Barmen und Hattingen hat mich wiederum von der Richtigkeit meiner früheren Annahme überzeugt, daß die Profile, soweit sie nicht (wie auf Blatt Hattingen) durch die Ennepe-Störungen reduziert sind, eine lückenlose, konkordante Schichtenfolge bis ins Obercarbon darstellen, daß also in der Barmer Gegend keine Sedimentationsunterbrechung und somit auch keine Transgression stattgefunden hat. Ebenso bin ich davon überzeugt, daß auch bei Letmathe weder eine Transgression des Fossleys noch des Culms vorliegt; in anderen Gebieten des östlichen Sauerlandes mögen die Verhältnisse anders liegen, so daß ich keineswegs die Annahme von Transgressionen im Rheinischen Oberdevon, von denen in letzter Zeit viel gesprochen wurde, allgemein abstreite; die Transgression der Auenbergerschichten im Kellerwalde und, wie ich Mitteilungen von Herrn Schmierer entnehme, auch in der Biedenkopfer Gegend, scheint mir ebenso vorhanden zu sein wie die Transgression des Culms z. B. bei Warstein.

Denckmann bespricht[1]) die Möglichkeit einer Transgression der »Grenzschichten« des Oberen Oberdevons bei Letmathe, um

[1]) Über eine Exkursion in das Devon- und Culmgebiet n. v. Letmathe, 1906, S. 37/39.

den scharfen Gegensatz zwischen der Ausbildung des gesamten Oberdevons in der Facies der reinen Ammonitidenkalke östlich und südöstlich des Hönnetals einerseits, und dem schiefrigsandigen Oberdevon bei Letmathe andererseits, zu erklären, läßt aber auch eine andere Erklärungsmöglichkeit (trennende Barre zwischen den beiden Faciesgebieten) offen, da die tatsächlichen Beobachtungen eine Lücke in den Profilen nicht erkennen lassen. Nach den bei Barmen gemachten Beobachtungen, die ich vorher anführte, kann m. E. nicht mehr zweifelhaft sein, daß auch bei Letmathe eine Transgression der »Grenzschichten« nicht vorliegt. Ich bin vielmehr der Ansicht, daß die Schichtenfolgen zwischen dem Plattensandstein und Östricher Kalk als Vertreter der Unteren *Cheiloceras*-Schichten anzusehen sind. Eine Transgression innerhalb des Oberen Oberdevons hat auch Denckmann bei Letmathe m. W. nicht angenommen; ebensowenig lassen meine Beobachtungen über die gleiche Schichtenfolge bei Barmen auf eine Sedimentationslücke schließen (vergl. S. 95).

Weiterhin mögen noch einige Bemerkungen über die höheren Schichten des Oberen Oberdevons folgen.

Es wurde bereits erwähnt, daß der Horizont des Plattensandsteins sich durch Aufnahme von sandigen Bänkchen aus den Unteren Cypridinenschiefern entwickelt; dieser Übergang ist an den Gehängen der zahlreichen Quertäler leicht zu beobachten. Sehr beachtenswert ist, daß, wie bei Letmathe, des öfteren dicht unter dem Plattensandstein bereits die ersten Lagen roten Schiefers auftreten; im Plattensandstein selbst fehlen sie völlig. Der Horizont ist in überaus gleichartiger Ausbildung, die völlig derjenigen von Letmathe entspricht[1]), im Liegenden der Roten und Grünen Cypridinenschiefer von Elberfeld bis nach Flasdick (Bl. Hattingen) zu verfolgen. Östlich von Flasdick ist er an der Ennepestörung zusammen mit anderen Gliedern des Oberdevons unterdrückt. Es wurde schon hervorgehoben, daß der Horizont des Plattensandsteins dem Höhepunkt einer langsamen Hebung entspricht, die sich bereits im Unteren Oberdevon geltend machte

[1]) Paeckelmann, l. c. S. 215.

(vergl. S. 68); die häufige Erhaltung von Kriechspuren (vergl. Fig. 4, Tafel 2), Wellenfurchen und dergleichen läßt naturgemäß nur auf Ablagerung der Sandsteine im flachen Wasser schließen, so daß gelegentliche Trockenlegung stattfinden konnte; damit soll jedoch keineswegs der Plattensandstein als eine Strandbildung angesehen werden; ich denke vielmehr an die Absätze eines ausgedehnten Wattenmeeres. Die Mächtigkeit des Horizontes schwankt naturgemäß erheblich, zwischen 25 und fast 100 m. Den besten Aufschluß in ihm bietet die Hottensteiner Ziegelei (vgl. Taf. 2); die Sandsteinbänke erreichen hier zum Teil eine Dicke von fast $^1/_2$ m und lassen all seine interessanten Eigenschaften besonders gut erkennen (Kreuzschichtung, »Faltung« zwischen parallelen, völlig ebenen Schichtflächen, Wulstbildung usw.); zu unterst liegt hier lokal eine schwachkalkige, quarzitische Bank.

Der allmähliche Übergang des Plattensandsteins in den Horizont der Roten und Grünen Cypridinenschiefer ist zur Zeit am besten in der Ziegelei an der Winchenbachstraße zu beobachten; nach dem Hangenden zu werden die Plattensandsteine, die in einer Mächtigkeit von 60 m aufgeschlossen sind, dünnschichtiger und reicher an schiefrigen Zwischenlagen, die zunächst grau gefärbt sind; rote Schiefer schalten sich dann zuerst ganz vereinzelt ein; sie nehmen dann schnell überhand, und nach einer Mischzone von etwa 2 m sind die typischen roten, milden Schiefer rein entwickelt; grünliche Zwischenschichten und dünne Kalkknotenschieferbänkchen treten nur untergeordnet auf. Von einer Transgression keine Spur! Der Horizont der Roten und Grünen Cypridinenschiefer ist in sehr eintöniger Ausbildung als schmaler Streifen, der überall eine meist mit Wiesen bedeckte Senke bildet, im Hangenden des in der Regel bewaldeten Sandsteinrückens über beide Blätter zu verfolgen. Seine Fauna ist sehr ärmlich; außer *Trimerocephalus anophthalmus* und *Posidonia venusta* findet man nur Ostracoden, und zwar die in den Unteren Cypridinenschiefern häufigen *Entomis serratostriata* und *Richterina elliptica*, neben *R. striatula* und *Eurychilina parvula* Pck., die ihre Hauptverbreitung in den Oberen Cypridinenschiefern haben.

Aus dem etwa 40—60 m mächtigen Horizont der Roten und Grünen Cypridinenschiefer entwickelt sich nach oben durch plötzliche starke Zunahme der bunten Knotenschiefer und Knotenkalke (Kramenzel) der gleichmächtige Horizont der Roten und Grünen Kalkknotenschiefer, ganz wie bei Letmathe. Im tieferen Teile des Horizontes pflegen etwa 15—20 m reine Kramenzelbänke, oft ohne jede Schieferzwischenlage, entwickelt zu sein; im höheren Teile dagegen ist, im Gegensatz zur Letmather Ausbildung, eine innige Wechsellagerung von roten und grünen Schiefern, Kalkknotenschiefern und Knollenkalken mit bunten, plattigen, meist glimmerreichen Kalksandsteinen und grauen bis schwarzen, oft sandigen und glimmerigen Tonschiefern die Regel. Den besten Aufschluß in dieser bunt zusammengesetzten oberen Zone bietet die Ziegelei Mallack im Norden von Barmen, in der auch der ganz allmähliche Übergang in die Oberen Cypridinenschiefer gut zu beobachten ist; die sehr zahlreichen weiteren Aufschlüsse geben kaum ein anderes Bild.

In der Ziegelei Mallack beginnt die Schichtenfolge an der Märkischen Straße mit steilstehenden roten und grünen, vorwiegend aber roten, reinen Kramenzelbänken von $^1/_4$ bis 1 m Mächtigkeit, die mit grünlichen und rötlichen, seltener grauen, glimmerreichen, plattigen Kalksandsteinen abwechseln. Diese Kalksandsteine zeigen die gleichen Oberflächenbildungen und dieselbe Struktur wie die Gesteine des Plattensandstein-Horizontes; sie unterscheiden sich nur durch ihren erheblichen Kalkgehalt und die bunte Farbe; Wulstbildung (»Faltung«) zwischen parallelen Schichtflächen, Kreuzschichtung usw. sind überaus häufig und weisen zusammen mit Kriechspuren, Wellenfurchen und Trockenrissen untrüglich auf den Absatz im flachen Wasser bei häufig abtrocknendem Meeresboden hin; daraus folgt naturgemäß, daß auch die Bildung der Kalkknotenschiefer im flachen Wasser erfolgt sein muß, denn erhebliche Schwankungen in der Tiefe des Meeresbodens sind bei der häufigen Wechsellagerung und innigen Verbindung des Kramenzels mit den Kalksandsteinen nicht anzunehmen. Ich stimme infolgedessen mit der Ansicht Wedekinds[1]), daß die An-

[1]) Adorf, 1913, S. 35.

nahmen A. Borns[1]) über die Entstehung der Kramenzelkalke unhaltbar seien, vollkommen überein. Einzelheiten über die interessante Frage der Kramenzelbildung und die Entstehung der wulstigen Plattensandsteine muß ich mir für später vorbehalten.

Nach dem Hangenden nehmen im Profil der Ziegelei Mallack die Kramenzelbänke allmählich immer mehr ab; bunte Knollenkalke und dünne Kalkbänkchen, graue, schwarze und bunte Schiefer sehr wechselnder Zusammensetzung, meist ausgezeichnet dünnplattig, wechsellagern mit Kalksandsteinen in einzelnen bis 2 dm dicken Bänken. Diese Schichtenfolge geht ohne scharfe Grenze in die Oberen Cypridinenschiefer über; als Grenze wurde aus praktischen Gründen die letzte mächtigere Kramenzelbank angenommen.

Fossilien sind im Horizont der Roten und Grünen Kalkknotenschiefer überaus selten. In den schiefrigen Zwischenlagen begegnet man gelegentlich der kleinen *Posidonia venusta* und schlecht erhaltenen Richterinen. Außerdem wurden trotz eifrigen Suchens in den roten Kalken der Ziegelei Mallack nur unbestimmbare *Phacops*-Reste, ein unbestimmbarer ungenabelter Goniatit, *?Spirifer Urii* und ein Bruchstück von *Amplexus* sp. gefunden.

Der Horizont der Oberen Cypridinenschiefer[2]) ist ebenso wie der unter ihm liegende Horizont nur auf Bl. Barmen voll entwickelt; auf Bl. Hattingen sind beide an streichenden Verwerfungen mehr oder weniger völlig unterdrückt worden.

Die Oberen Cypridinenschiefer erreichen im Norden von Barmen eine Mächtigkeit von etwa 300 m; graue, grünliche, schwarze und rote, ebenplattige Tonschiefer, teils milde und oft etwas kalkig, teils rauh, sandig und glimmerreich, graue, grünliche und rötliche, glimmerreiche, plattige Kalksandsteine (wie im Horizont der Roten und Grünen Kalkknotenschiefer), untergeordnet rote und grüne Mergel- und Kalkknotenschiefer, graue Knollenkalke und Kalkbänkchen setzen in buntem Wechsel die Oberen Cypridinenschiefer zusammen. Die Sandsteine schließen sich häufig zu

[1]) N. J. Min. 1912, Bbd. XXXIV.
[2]) Paeckelmann, l. c. S. 130.

größeren Folgen zusammen, die im Gelände als Rücken deutlich hervortreten; doch sind diese Sandsteinfolgen nicht horizontbeständig, so daß nicht von einer sandsteinreicheren unteren Zone und einer oberen, vorwiegend aus milden Schiefern zusammengesetzten Zone gesprochen werden kann[1]); es gibt Profile (z. B. westlich von Gevelsberg), in denen an der Basis des Horizontes typische milde Cypridinenschiefer weitaus vorherrschen; die Regel ist, daß an der Basis und nahe der Oberkante mächtigere Sandsteinfolgen zu beobachten sind, während die mittleren Teile des Horizontes verhältnismäßig arm an Sandsteinen sind und daher oft als Senken (z. B. Uellendahl) erscheinen. Wie schnell einzelne Sandsteinbänke auskeilen, läßt sich besonders schön in der Ziegelei Mallack beobachten, wo eine meterdicke Bank sich auf eine Erstreckung von nur 15 m bis auf Handbreite vermindert.

Schon 1913 habe ich unsere Oberen Cypridinenschiefer mit den Wocklumer Schichten von Letmathe gleichgestellt und darauf hingewiesen, daß nicht nur die Lagerungsverhältnisse darauf hindeuten, sondern daß auch petrographisch nahe Beziehungen bestehen. Auf die große Verbreitung der ungemein charakteristischen bunten Kalksandsteine, die völlig den Sandsteinen entsprechen, die auf den Blättern Hohenlimburg und Iserlohn im und über dem »Fossley« (im Sinne Wedekinds) auftreten, wurde ich erst bei der Spezialkartierung aufmerksam. Bei Iserlohn beginnen diese Sandsteine bereits in der Zone der Roten Cypridinenschiefer, und A. Fuchs macht mit Recht auf den Unterschied dieser Sandsteine von denen des Plattensandstein-Horizontes aufmerksam.

Die Spezialaufnahme der Blätter Hattingen und Barmen hat einwandfrei ergeben, daß die charakteristische, wechselvolle Zonenfolge des Oberen Oberdevons, die vom Hönnetal bis auf das Blatt Hagen in so überaus gleichartiger Entwicklung auftritt, auch in der Barmer Gegend unverkennbar vorhanden ist. Die Unterschiede sind sehr geringfügiger Art und wegen der Nähe der eintönigen Facies des Velbert-Aachener Gebietes leicht verständlich. Es kann für mich kein Zweifel bestehen, daß der Horizont des Platten-

[1]) Bärtling, Geol. Wanderbuch S. 141.

sandsteines, mit seiner auffälligen Rotschieferlage an der Basis, bei Barmen und bei Letmathe ein und derselbe Leithorizont ist; ebenso zweifle ich nicht daran, daß der darüber liegende »Fossley«, mit seiner bezeichnenden Zweiteilung, mit den gleichen Sandsteineinlagerungen, horizontbeständig ist. Ist aber der Horizont der Roten und Grünen Kalkknotenschiefer von Barmen mit dem Horizont des Bunten Knotenkalkes bei Letmathe gleichzusetzen, so ist, da überall ein allmählicher Übergang in die Oberen Cypridinenschiefer festzustellen ist, diese hangende Schichtenfolge bei Barmen mit den Wocklumer Schichten von Bl. Hohenlimburg in Verbindung zu bringen. Ich glaubte früher (l. c. S. 134) diese Gleichstellung im Einvernehmen mit Herrn Denckmann auch durch Clymenienfunde belegen zu können; doch teilt mir Herr Wedekind mit, daß ich mich bei der Bestimmung der Clymenien, die ja leider nur in plattgedrückten, fast stets ohne Loben erhaltenen Exemplaren aus den roten Mergelschiefern des Uellendahls vorliegen, geirrt habe. Selbstverständlich muß ich zugeben, daß mir bei der Bearbeitung des Clymenienmaterials Fehler unterlaufen sein können, zumal damals die Clymenien-Monographie Wedekinds noch nicht erschienen war. Da mir Herr Wedekind schreibt, daß eine Revision der Barmer Clymenien durch ihn bereits vorgenommen sei, habe ich auf eine paläontologische Neubearbeitung zunächst verzichtet. Herr Wedekind schreibt mir dazu ferner: »Nachdem es uns außerdem gelungen ist, die Fauna Ihrer Wocklumer Schichten auch in anderen Profilen aufzufinden, sind wir vollkommen sicher, daß es sich nicht um Wocklumer, sondern um einen genau festgelegten Horizont der *Laevigata*-Schichten handelt.« Nach meinen vorher mitgeteilten Beobachtungen der stratigraphischen Verhältnisse muß ich jedenfalls daran festhalten, daß die Clymenienmergel von Barmen dem entsprechen, was Denckmann bei Letmathe als Wocklumer Schichten bezeichnet, daß sie hoch über dem »Fossley« und dicht unter dem Culm liegen. In seinem Vortrag über »Transgressionen im Oberdevon«[1]) diskutierte Wedekind auch das Iserlohner Oberdevonprofil im

[1]) Jahresber. nieders. geol. Vereins, 1914, S. 42.

Anschluß an Bemerkungen Henkes[1]) über »Goniatitenfunde im Fossley«. Danach kann angenommen werden, daß die Kalke des Horizontes der Roten Cypridinenschiefer bei Iserlohn (ton_1) noch zu den Oberen *Cheiloceras*-Schichten (II,? Wedekinds) zu stellen sind. Diese Altersbestimmung glaube ich auf die entsprechenden roten Schiefer über dem Plattensandstein-Horizont bei Barmen übertragen zu können. Bei Iserlohn liegt nun über dem Horizont der Roten Cypridinenschiefer die von Wedekind als Fossley bezeichnete Schichtenfolge, also der Horizont des Bunten Knotenkalkes der geologischen Karte. Dieser Fossley soll nach Wedekind transgredieren!. Nach meinen Beobachtungen kann man selten einen deutlicheren Übergang feststellen als den der Roten Cypridinenschiefer in den Horizont des Knotenkalkes, und zwar überall von Elberfeld im Westen bis Iserlohn im Osten! In einer derartig gleichmäßig entwickelten Schichtenfolge vom Plattensandstein bis zu den bunten Knotenkalken über sechs Meßtischblätter hinweg, ohne jeden scharfen petrographischen Schnitt, ist für mich eine Transgression nicht vorstellbar. Ich muß vielmehr durchaus den Anschauungen von Henke beipflichten, daß die Schichtenfolge normal und lückenlos ist, und daß im Horizont der Bunten Knotenkalke (und möglicherweise im oberen Teile der Roten Cypridinenschiefer) die Vertretung der *Prolobites*-, *Postprolobites*- und *Laevigata*-Kalke zu suchen ist; eine derartige Vertretung der nur wenige Meter mächtigen Ammonitidenkalke dieser Zonen III, IV und V Wedekinds durch die viel mächtigere Folge der Barmen-Letmather Roten Knotenkalke ist durchaus nicht unverständlich. Diese Anschauungen will ich jedoch keineswegs ohne weiteres auf die faciell abweichenden und überaus verwickelten Verhältnisse östlich und südöstlich des Hönnetales übertragen, obgleich mich die Darlegungen Wedekinds auch hier bisher noch nicht von der Notwendigkeit der Annahme einer »Fossleytransgression« überzeugt haben[2]); ich bin keineswegs sicher, daß der »Fossley« Wedekinds

[1]) Dieses Jahrb. 1910 II, S. 456.

[2]) Es mag nur erwähnt werden, daß ich z. B. im Profil des rechten Hönne-

im Bereich der Ammonitidenfacies dem Horizont des Bunten Knotenkalkes immer entspricht; ich halte es vielmehr nicht für ausgeschlossen, daß auch der »Fossley« nur eine bestimmte Facies darstellen könnte[1]). Es sei noch bemerkt, daß Denckmann unter Transgression des »Fossleys« eine Transgression des Horizontes der »Grauen und Schwarzen Schiefer« versteht, nicht, wie Wedekind, eine Transgression des Horizontes des Bunten Knotenkalkes.

c) Das Untercarbon.

Wie früher[2]) bereits ausgeführt wurde, ist das Untercarbon auf dem Südflügel der Herzkamper Mulde teils in der Facies des Kohlenkalkes, teils in der des Culms entwickelt. Eine Bestätigung meiner Auffassung, daß der Kohlenkalk nach Osten zu auf Kosten des Culms allmählich auskeilt, und daß eine Transgression des Culms im Bereich der Herzkamper Mulde nicht vorliegt, sehe ich in dem überaus lehrreichen Profil, das im Einschnitt der Riescheider Straßenbahn, westlich von Einergraben (Bl. Barmen) aufgeschlossen und das um so wichtiger ist, als zusammenhängende Profile in unserem Untercarbon sonst nicht zu beobachten sind. Der Einschnitt zeigt folgende Schichtenfolge in fast senkrechter Lagerung:

---

ufers, bei der Röddinghäuser Papierfabrik (vergl. Wedekind, über Transgressionen im Oberdevon, S 38; Denckmann, J. L. A. 1902, S. 576) nur einen Übergang der liegenden grauen Kalkknotenschiefer in die roten Kalkknotenschiefer und Knotenkalke beobachten kann; der Gesteinscharakter bleibt gleich, nur die Farbe ändert sich, und zwar allmählich.

[1]) Daß man bei der Benutzung des Begriffes Fossley, der überhaupt wegen seiner verschiedenartigen Anwendung viel Unheil angerichtet und sehr zur Unübersichtlichkeit unserer Oberdevonliteratur beigetragen hat, sehr vorsichtig sein muß, zeigt folgendes Beispiel. In seinem erwähnten Vortrage über Transgressionen bespricht Wedekind S. 35 das Enkeberg-Profil und sagt, daß dort grüne Schiefer, die unter dem Culm auftreten, vermutlich den *Laevigata*-Kalken angehören; »da in ihnen rote Schiefer fehlen, handelt es sich nicht um Fossley«! Da rote Schiefer im nördlichen Sauerlande vom Horizont der Sandigen Schiefer an aufwärts, rote Kalkknotenschiefer vom Horizont der Roten Cypridinenschiefer an bis in die obersten Wocklumer Schichten auftreten, ist ihr Vorkommen oder Fehlen in abgelegenen, unzusammenhängenden und tektonisch nicht genügend geklärten Profilen m. E. keineswegs bezeichnend für die Feststellung eines »Fossley-Horizontes«.

[2]) Paeckelmann, l. c., S. 145 ff.

	Alaunschiefer und Schiefertone des Flözleeren, an der Basis Quarzitbank.	
Wenigstens 150 m	mächtige dunkle Schiefertone mit Alaunschiefern und spärlichen dünnen Grauwackenbänkchen; an der Basis treten wie bei Aprath kieselige Schiefer mit reicher Culmfauna auf.	Horizont der Hangenden Alaunschiefer
10 m	Lydite mit untergeordneten Alaunschiefern und Kieselkalkbänken.	Horizont der Lydite und Kieselkalke
4 »	helle Kieselkalke, vorwiegend in 3—5 cm dicken Bänken, zu unterst kieselsäurearm, den Culm-Plattenkalken ähnlich.	
5 »	schwarze Lydite.	
2,75 »	hellgraublauer crinoidenarmer Crinoidenkalk mit Brachiopoden, Phillipsien und Prolecaniten, reich an Pyrit, in Bänken von 4—50 cm Stärke.	Kohlenkalk
8,60 »	schwarze kiesclige Schiefer mit Lyditbänken und Alaunschiefern, reich an Toneisensteinkonkretionen.	Horizont der Kieselschiefer
6 »	dunkelgrauer bis schwarzer dickbankig-plattiger Kalk, mit einzelnen dünnen Plattenkalklagen, feinkrystallin, flinzartig.	Étroeungt
10 »	dunkelgraue, bröcklige Schiefer mit Bänkchen dunkelgrauen, dichten Kalkes und plattigen schwarzen Schiefern.	
7,50 »	graubraune und dunkelgraue Schiefer mit vielen Bänkchen dichten, grauen Kalkes und mit schwarzen, dünnplattigen Kalkschiefern.	
1 »	dunkelgraue, glimmrige Schiefer mit vereinzelten kleinen, rötlichen Kalkknöllchen mit Pyritwürfeln (wie bei Letmathe in den obersten Wocklumer Schichten).	Obere Cypridinenschiefer
1 »	rote Mergelkalke mit Kalkknotenschieferlagen.	
1 »	graue Schiefer.	
36 »	vorwiegend graue und grünliche, glimmerreiche, dünnbankige Kalksandsteine mit teils milden, vorwiegend aber festen, rauhen Schiefern.	
	Liegendes; graue und grünliche Cypridinenschiefer mit einzelnen Kalksandsteinbänkchen.	

Über den normal entwickelten Oberen Cypridinenschiefern liegt hier also unter dem Culm eine petrographisch sehr auffallende Folge von Gesteinen, die unserem Oberen Oberdevon völlig fremd sind; ich habe diese Schichten im Vergleich mit den Verhältnissen, wie sie weiter westlich herrschen, bereits früher dem Étroeungt zugewiesen (l. c. S. 153); die Fauna, die hier gesammelt wurde, ist sehr spärlich und schlecht erhalten; doch ist zu erkennen, daß sie aus oberdevonischen und untercarbonischen

Formen gemischt ist; außer unbestimmbaren, plattgedrückten, weitnabeligen Goniatiten (oder Clymenien) und Crinoidenstielgliedern, fand ich:

Phacops sp. (cf. *mastophthalmus* [Richt.] Drev.)
Richterina sp. aff. *tenera* Gür.
?Posidonia venusta Mstr. sp.
?Athyris Royssi Lév.
?Retzia radialis Phill. sp.
Cyrtina sp.
Spirifer Urii Flem.
Productus aff. *Youngianus* Dav.

Über den Étroeungt-Schichten, die ja zum Teil bereits durchaus Culmcharakter zeigen, folgen typische Culmgesteine. Der Culm beginnt hier nicht, wie weiter östlich, mit plötzlich und scharf einsetzenden Alaunschiefern. Die Kieselschiefer unter dem Kohlenkalk dürften kaum den Alaunschiefern an der Basis des Culms entsprechen, wie sie weiter östlich, auf Bl. Hattingen, auftreten; dagegen spricht nicht nur die größere Mächtigkeit, sondern vor allem auch die petrographische Zusammensetzung, in der sie der Kieselschieferzone über den Liegenden Alaunschiefern völlig gleichen.

Der Kohlenkalk ist petrographisch nicht von dem crinoidenarmen Crinoidenkalk des Velberter Sattels zu unterscheiden und dürfte wie dieser der Tournai-Stufe zuzusprechen sein; von seiner schwer gewinnbaren Fauna konnte ich bestimmen:

Phillipsia aequalis H. v. M.
» sp.
Glyphioceras? sp.
Prolecanites compressus Sow. sp. em. Crick u. Foord
Orthoceras? sp.
Macrochilina sp. (aff. *ventricosa* de Kon.)
Entalis ?ingens de Kon.
Dielasma cf. *finale* de Kon.
Athyris Royssi Lév.
» *planosulcata* Phill. sp.

Spirifer Urii Flem.
Orthothetes crenistria Phill. sp.
Chonetes perlata M'Coy
» sp. aff. *Hardrensis* Phill.
» cf. *polita* M'Coy
Productus sp.
Amplexus? sp.
Cladochonus cf. Michelini E.-H.

Über diese Fauna, die sich völlig den Culm-Kohlenkalkfaunen des tieferen Untercarbons des Velberter Sattels anschließt, sind nähere Angaben im paläontologischen Teil gemacht. Über dem Kohlenkalk liegt normal der Horizont der Kieselkalke und Hangenden Lydite; ein Plattenkalkhorizont ist nicht mehr auszuscheiden; es folgen vielmehr gleich die Hangenden Alaunschiefer, die bezeichnenderweise wie bei Aprath, Hagen, Letmathe usw. mit sehr fossilreichen kieseligen Schiefern beginnen. Folgende Fauna beweist die Gleichaltrigkeit mit Aprath:

Phillipsia aequalis H. v. M.
» cf. *longicornis* Kays.
» sp.
?Entomis sp.
Cypridina subglobularis Sdb. sp.
Prolecanites compressus Sow. em. Crick u. Foord
Glyphioceras crenistria Phill. sp.
» sp.
Orthoceras striolatum H. v. M.
» *scalare* Gf.
» sp.
Macrodus sp.
Posidonia Becheri Bronn
Camarotoechia sp.
Liorhynchus papyraceus A. Roe. sp.
Athyris sp.
Orthothetes crenistria Phill. sp.
Chonetes perlata M'Coy

Chonetes Buchiana de Kon.
» *polita* M'Coy
Crinoidenstielglieder
Zaphrentis? sp.

Außerdem fanden sich Pflanzenreste.

Wie weit nach Osten Kohlenkalkbildungen unter oder in dem Culm vorhanden sind, konnte noch nicht festgestellt werden, da einerseits die Aufschlüsse unzureichend sind, andererseits streichende Störungen das Culmband zwischen Haarhausen (Nordrand von Bl. Barmen) und Gevelsberg sehr stark beeinflußt haben, so daß hier vollständige Profile fehlen. Jedenfalls schließt sich auf Bl. Hattingen der Culm in seiner Ausbildung bereits völlig dem Sauerländischen an, wenn auch seine Mächtigkeit, vor allem im unteren Teile, noch stark reduziert ist. Das vollständigste Profil zeigt der Hohlweg südlich von Gangelshaus; hier beginnt der Culm über den nur in ganz geringen Resten erhaltenen Oberen Cypridinenschiefern mit typischen »Liegenden Alaunschiefern« von 5 m Mächtigkeit; darüber folgen:

15 m dunkle Kieselschiefer und Lydite mit untergeordneten Alaunschiefern,
7 » Kieselkalke,
8 » Lydite und Kieselschiefer;

darüber beginnen schwarze Alaunschiefer und Schiefertone mit Schieferbreccien, welche die Ennepestörung anzeigen; die Schiefertone des Horizontes der Hangenden Alaunschiefer sind hier gegen gleichartige Gesteine des Unteren Flözleeren verworfen, so daß ihre Trennung überaus schwer ist. Etwas weiter westlich vom Gangelshauser Profil lassen sich unter den Hangenden Alaunschiefern noch Plattenkalke nachweisen, die auf der Karte auszuscheiden sind. Nach Osten zu scheint das Unterculm schnell mächtiger zu werden, wie aus dem Aufschluß südlich von Heide, am Nordrande von Gevelsberg, hervorgehen dürfte; hier ist der Horizont der vorwiegenden Kieselkalke in typischer Ausbildung bereits in wenigstens 15 m Mächtigkeit vorhanden.

II. Die Lagerungsverhältnisse

des Oberdevon-Culmbandes, das sich auf dem Südflügel der Herzkamper Mulde von Barmen nach Gevelsberg in ostnordöstlicher Richtung erstreckt, sind im allgemeinen einfach. Entsprechend dem auf weite Erstreckung eintönigen Bau des Südflügels der Herzkamper Mulde folgen die einzelnen Horizonte von SSO nach NNW mit vorwiegend steil nördlichem Einfallen regelmäßig aufeinander. Spezialfalten, wie sie sowohl im Liegenden (Massenkalk) wie im Hangenden (Obercarbon) mehr oder weniger stark hervortreten, fehlen völlig. Zahlreiche Querstörungen zerreißen die Schichtenfolge und bedingen den kulissenartigen Bau des Oberdevon-Culmbandes, so daß dieses auf der Karte ganz ähnlich wie bei Letmathe und Iserlohn erscheint. Das System der Ennepestörung, das mit mehreren Verwerfungen von Bl. Hagen herüberstreicht, hat die Schichtenfolge außerordentlich stark beeinflußt; besonders auf Bl. Hattingen sind große Teile des Oberdevons und Culms durch streichende Störungen unterdrückt worden. Die Grenze Massenkalk-Oberdevon ist im ganzen Gebiet eine Verwerfungslinie.

Über die Faltung ist wenig Neues hinzuzufügen; ich kann auf meine früheren Ausführungen (l. c., S. 160 ff.) und auf die dort gegebene Skizze verweisen.

Das Streichen der Schichten ist im allgemeinen ostnordöstlich, doch wechselt es von Kulisse zu Kulisse oft etwas; nur selten mißt man Streichwinkel unter N 50° O und über N 70° O; das mittlere Streichen beträgt etwa N 60° O. Nur in der Nähe von Störungen kommen oft erhebliche Abweichungen infolge von Schleppung vor; besonders schön ist das starke Schwanken des Streichens der oberdevonischen Schichten auf Bl. Hattingen in den Tälchen südlich von Evertsbusch und südlich von Happenbruch zu beobachten, die beide einer Querstörung folgen.

Das Einfallen ist ganz vorherrschend ein steil nördliches, mit Winkeln über 45°; saigerem Einfallen oder einer geringen Überkippung nach Süden begegnet man häufig; infolge dieser steilen

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Lagerung der Schichten erscheinen die einzelnen Horizonte an der Oberfläche als schmale Bänder, deren Breiten oft der wirklichen Mächtigkeit nahezu entsprechen.

Fältelung der Schichten ist nicht sehr verbreitet; öfter begegnet man ihr nur in der Nähe von Störungen. Besonders die Plattensandsteine des Oberdevons und die Lydite und Kieselkalke des Culms neigen zur Bildung von Stauchungsfalten; besonders schön sieht man solche Fältelungen im Horizont des Plattensandsteins im Hohlwege bei Kronendahl und im Bachriß gegenüber der Linderhausener Schule (Bl. Hattingen), in den Kalksandsteinen der Oberen Cypridinenschiefer in der Ziegelei am Mallack und im Riescheider Straßenbahneinschnitt (Bl. Barmen), endlich in den Culmkieselkalken bei Gevelsberg und bei Raukamp im Üllendahl (Bl. Barmen). Die Schiefer zeigen dagegen weit seltener Faltungsbilder; in ihnen äußert sich der Gebirgsdruck vielmehr in einer starken Zerrüttung.

Transversalschieferung tritt immer deutlich hervor; da sie stets mehr oder weniger senkrecht zum Einfallen der Schichten steht, also nach Süden geneigt ist, zeigen die plattig-bankigen Gesteine, (Sandsteine, Lydite, Kieselkalke, Flinzkalke) eine ausgesprochen parallelepipedische Klüftung, die Schiefer, besonders die Flinzschiefer und die diesen zum Teil (Beckackerfacies!) ähnlichen Unteren Cypridinenschiefer, oft eine starke Griffelung.

Die Tektonik des Oberdevon-Culmbandes wird völlig beherrscht von jugendlichen, nach der Faltung entstandenen Störungen, insbesondere den streichenden Verwerfungen des Ennepesystems. Alte, während der Faltung gebildete Störungen sind zwar, wie überall im Rheinischen Gebirge, zahlreich vorhanden, aber nur von untergeordneter Bedeutung. Kleine Überschiebungen und streichende Verwerfungen, die in Verbindung mit der Faltung entstanden, sind in größeren Aufschlüssen oft modellartig schön zu beobachten; nirgends aber sind Überschiebungen von größerer Schubhöhe festgestellt, so daß sie im Kartenbilde überhaupt nicht zur Darstellung gelangen. Die Entstehung einzelner streichender Verwerfungen während der Faltung ist daraus zu er-

sehen, daß die Verwerfungen selbst mitgefaltet, oder doch in eine flach nach Norden gerichtete Lage gebracht worden sind. Neben derartigen Längsbrüchen, die deutlich ihr hohes Alter erkennen lassen, findet man auch steilstehende streichende Verwerfungen, die ebenfalls paläozoisch sein, aber auch in Verbindung mit den jugendlicheren Störungen des Ennepesystems stehen können.

Die große Zahl von Querstörungen, die das Oberdevon-Culmband zerstückeln, sind in ihrer ursprünglichen Anlage wohl größtenteils alt, d. h. in Verbindung mit der Faltung entstanden. Während sich die alten Querstörungen auf dem östlichen Nachbarblatte Hagen noch als solche scharf erkennen lassen, haben auf ihnen in unserm Gebiet und nach Westen fortschreitend, der Niederrheinischen Bucht zu, in zunehmendem Maße jüngere Bewegungen stattgefunden. Auf Bl. Hattingen lassen sich einige Querstörungen noch als alte, wohl gleichzeitig mit der Faltung entstandene Störungen erkennen, da sie an den Ennepestörungen abschneiden; größtenteils scheint es sich dabei um Sprünge zu handeln, doch dürften auch Blätter vorhanden sein; von größerem Ausmaß sind sie jedoch beide nicht. Als Blattverschiebung (wenigstens in der ursprünglichen Anlage) fasse ich z. B. die Störung auf, die westlich von Rosendahl (Bl. Hattingen) den Massenkalk neben Obere Cypridinenschiefer gebracht hat, so daß hier später durch die Ennepestörung die Oberen Cypridinenschiefer im Osten gegen Brandenberg-Schichten, im Westen dagegen gegen Massenkalk verworfen werden konnten.

Das System der Ennepestörungen tritt vom Blatte Hagen (Ennepetal) aus in drei Verwerfungen in unser Gebiet über; die südliche Ennepestörung verwirft im Westen von Gevelsberg zunächst Brandenberg-Schichten gegen höheres Oberdevon (Rote und Grüne Kalkknotenschiefer bezw. Obere Cypridinenschiefer), westlich der Rosendahler Störung dagegen Brandenberg-Schichten gegen Massenkalk. Diese südliche Ennepe-Verwerfung läßt sich am Nordrande des aus Lenneschiefern aufgebauten Linderhausener Rückens bis in die Gegend von Jesinghausen verfolgen, so daß dieser sattelförmig gebaute Rücken als einseitiger Sattelhorst auf-

zufassen ist. Ein zweiter, ebenfalls sehr bedeutender Ast der Ennepestörungen verwirft auf den Blättern Hattingen, Barmen und Elberfeld den Massenkalk gegen Unteres Oberdevon und zwar auf Bl. Hattingen gegen Prolecanitenschiefer, auf Bl. Barmen gegen Flinzschiefer. Eine dritte, nördlichere Störungslinie verläuft zwischen Oberdevon und Flözleerem und verwirft zwischen Gevelsberg und Haarhausen (Bl. Barmen) das Untercarbon mehr oder weniger vollständig; auch das Flözleere wird zum Teil von dieser Störung noch unterdrückt.

Auf Bl. Hattingen treten noch innerhalb des Oberdevons und Culms drei streichende Störungen auf, die nach Westen zu allmählich an Bedeutung verlieren und auszuklingen scheinen; durch diese Störungen wird zwischen der Ziegelei Uhlenbruch und Heberge das Oberdevon außerordentlich reduziert; während auf Blatt Barmen die ungestört aufeinander folgenden Horizonte des Oberdevons ein etwa 1 km breites Band bilden, finden wir bei Heberge nur noch geringe Reste der Unteren und Oberen Cypridinenschiefer in 150 m Breite! Die südliche dieser Störungen verwirft Prolecanitenschichten gegen Matagne-Schichten, also tiefstes gegen höchstes Unteres Oberdevon. Die mittlere Störung unterdrückt verschiedene Horizonte des Oberen Oberdevons und ist in der Ziegelei Uhlenbruch als 4 m mächtige Störungszone ausgezeichnet aufgeschlossen; die Oberen Cypridinenschiefer sind hier an der steil nördlich, fast senkrecht einfallenden Verwerfung abgesunkeu; die liegenden Schichten, Schiefer, Kalksandsteine und Kramenzelbänke des Horizontes der Roten und Grünen Kalkknotenschiefer, stoßen mit steil nördlich einfallenden, ebenflächigen Platten gegen die Verwerfungskluft; sie sind als stehengebliebene Scholle kaum verändert worden; die Oberen Cypridinenschiefer, deren größerer, unterer Teil unterdrückt ist, zeigen dagegen starke Verruschelung. Die letzte Längsstörung innerhalb des Oberdevon-Culmbandes verläuft nahe und parallel der nördlichsten Hauptstörung im Culm; sie ist von geringerer Bedeutung und scheint in der Gegend des Scheetunnels im Flözleeren zu zersplittern.

Auf Grund der Aufnahmeergebnisse muß ich mich der alten

Ansicht, daß die Ennepestörungen verhältnismäßig jugendliche Verwerfungen und nicht etwa Überschiebungen sind, anschließen. Ich halte die Ennepestörungen für echte Sprünge und zwar die Hauptäste des Systems für Zerrungssprünge, die kleineren, mit verhältnismäßig geringen Verwurfshöhen, wie sie z. B. innerhalb des Oberdevons auf Bl. Hattingen auftreten, und nur über kürzere Erstreckungen zu verfolgen sind, für Böschungssprünge.

Die Hauptgründe, die mich zu dieser Auffassung bringen, sind die folgenden:

1. Überall wo man die Ennepestörung aufgeschlossen sieht, kann man ihr steiles, meist saigeres oder steil nördliches Einfallen feststellen. Bei der Regelmäßigkeit dieser Erscheinung darf man nicht annehmen, daß diese Steilstellung nachträglich durch Aufrichtung infolge Faltung entstanden ist[1]).
2. Sehr bezeichnend ist, daß die von der Störung betroffenen Schichten verhältnismäßig wenig verändert sind; wenn auch die Schiefer in der Nähe der Störungen oft zerrüttet sind, so ist doch sehr auffallend, daß häufig, z. B. an der großen südlichen Störung, die auf Blatt Hattingen Brandenberg-Schichten gegen Obere Cypridinenschiefer verwirft, also eine Sprunghöhe von über 3000 m besitzt, die Fossilien der Schiefer völlig unverdrückt erhalten blieben. Man vergleiche damit die breiten Quetschzonen der im Ausmaße viel geringeren Überschiebungen des westfälischen Obercarbons!
3. Mehrfach sind Reste der unterdrückten Schichtenglieder in Fetzen an der Störung hängen geblieben. Das großartigste Beispiel hierfür liefert das Profil von Aske (Bl. Hagen); hier sind zwischen Mühlenberg-Schichten und Flözleerem wenige Meter Massenkalk, Oberes Oberdevon und Culm keilförmig eingeklemmt erhalten worden. Ein kleineres Beispiel wurde auf Bl. Hattingen westlich von Gevelsberg beobachtet, wo am Nordhange des Linderhausener Rückens zwischen Lenneschiefern und Kramenzeln des Oberen Oberdevons ein Fetzen von Nierenkalk der Oberen Matagne-Schichten auftritt.

[1]) Vgl. Denckmann, Archiv f. Lagerstättenforschung, Heft 19, 1914, S. 13, Anm.

4. Die Gestaltung des heutigen Landschaftsbildes ist im hohen Maße von der Ennepestörung beeinflußt worden. Die Überschiebungen im alten Gebirge, selbst diejenigen großen Ausmaßes, wie die Sutan-Überschiebung treten morphologisch überhaupt nicht hervor. Der Einfluß der Ennepestörung auf die Talbildung ist dagegen augenfällig (Ennepetal, Gevelsbergertal, Wuppertal).
5. Das Gebundensein der Tertiärvorkommen des Blattes Hattingen an die Ennepestörungen weist auf nahe Beziehungen beider hin, worauf schon Krusch früher aufmerksam machte[1]). Zwischen Berghausen und Wiensiepen ist die Störungslinie zwischen Brandenberg-Schichten und Massenkalk durch zum Teil mächtige Tertiärablagerungen gekennzeichnet. In der Ziegelei bei Heide, in der die Störung aufgeschlossen ist, beobachtet man, daß die Brandenberg-Sandsteine allmählich in die Tertiärsande übergehen, daß diese zum Teil in situ entstanden sind. Es scheint mir, als ob die Herausbildung der erheblichen Höhenunterschiede nach dem Aufreißen der Ennepestörungen die Ursache für die ausgedehnten Zusammenschwemmungen der tiefgründigen Verwitterungsböden einer (?alttertiären) Landoberfläche gewesen sind. Nach den Aufschlüssen, die beim Bau des neuen Linderhausener Eisenbahntunnels geschaffen wurden, hat es den Anschein, als ob beträchtliche Mengen der alten Verwitterungsmassen in die offene Spalte hineingeschwemmt wurden und so der Abtragung entgehen konnten. Daß die Tertiärdecke ursprünglich große Ausdehnung gehabt hat, dafür spricht die erhebliche Mächtigkeit (wenigstens 30 m) der Sande und Tone in der Ziegelei Heide und ein kleineres Vorkommen von Tertiär bei Korthausen; das letztere ist an einen nördlicheren Ast der Ennepestörung gebunden und als kleiner Rest auf den abgesunkenen Prolecanitenschichten erhalten geblieben.

[1]) Erläuterungen zu Blatt Hagen, S. 58.

Bisher gelang es noch nicht, das Alter der tertiären Sande und Tone festzustellen; es ist jedoch zu vermuten, daß sie im Zusammenhang mit den größeren Vorkommen bei Vohwinkel stehen, für die ein miocänes Alter wahrscheinlich ist. Wenn sich das miocäne Alter der Linderhausener Tertiärablagerung und die alttertiäre Entstehung der alten Landoberfläche bestätigen sollte, würde man wohl berechtigt sein, auf ein oligocänes bis untermiocänes Alter der Ennepestörungen zu schließen. Damit soll aber keineswegs gesagt sein, daß die Bildung der Ennepeverwürfe einheitlich erfolgt sei; es erscheint vielmehr sehr wohl möglich, daß die Anlage der Störungen bereits in früheren Perioden erfolgte, vielleicht sogar noch im Zusammenhang mit der ausklingenden Faltung; vor allem halte ich es nicht für ausgeschlossen, daß die weniger bedeutenden, innerhalb des Oberdevon-Culmbandes verlaufenden streichenden Verwerfungen, die ich als Böschungssprünge innerhalb des Ennepesystems aufgefaßt habe, auch als alte Verwerfungsspalten gedeutet werden können, da für sie ein Zusammenhang mit dem Tertiär nicht nachgewiesen werden konnte.

Die Längsverwerfungen des Ennepesystems werden im Bereich der Blätter Hattingen und Barmen (im Gegensatz zu den östlicheren Gebieten!) von der großen Mehrzahl der Querstörungen mitverworfen; diese sind daher die jüngsten Störungen und stehen in offensichtlicher Verbindung mit dem Einbruch der Niederrheinischen Bucht, da sie deren Randspalten parallel verlaufen und nach Westen zu an Ausmaß immer mehr zunehmen. Da außer diesen jugendlichen Querstörungen im westlichen Gebiete paläozoische Störungen kaum noch nachzuweisen sind, ist anzunehmen, daß auf den ursprünglich sicher vorhandenen varistischen Querstörungen später neue Bewegungen stattgefunden haben.

Auf Bl. Barmen und Hattingen ist zwar die Zahl dieser jungen Querstörungen sehr groß, doch ist ihre Wirkung nicht erheblich; die oberflächliche Verschiebung der einzelnen Horizonte gegeneinander ist nur gering, so daß der Zusammenhang des Oberdevonbandes gewahrt bleibt. Aus der unregelmäßigen Ver-

schiebung der einzelnen Horizonte gegeneinander an der Oberfläche geht hervor, daß es sich nicht um regelmäßige Staffelabbrüche handelt. Das Einfallen der Querstörungen, die im wesentlichen nordnordöstlich streichen, wechselt; es ist ebenso oft steil westlich wie östlich. Aus Harnischen mit senkrechten Rutschstreifen, denen man oft begegnet, geht hervor, daß ein Teil der Querstörungen echte Sprünge sind; andererseits ist aber auch vielfach eine horizontale Komponente nachzuweisen, wie aus schräg (meist unter 45° nach Norden) gerichteten Rutschstreifen zu ersehen ist.

Ich fasse die Bewegungen, die auf den Querstörungen nach Herausbildung der Ennepeverwerfungen stattgefunden haben, so auf, daß die einzelnen Kulissenschollen im Anschluß an die großen Zerrungen, die das Ennepesystem und die Rheintalspalten zur Auslösung brachten, mehr oder weniger nachsacken mußten, wodurch die Schollen mehr oder weniger gegeneinander verkanteten. Die keineswegs gleichmäßige Verschiebung der einzelnen Horizonte gegeneinander und das oft zu beobachtende ungleiche Absinken innerhalb der Kulissenschollen weist unbedingt darauf hin, daß Drehverwerfungen eine besondere Rolle gespielt haben. Diese Einsackungsvorgänge machen es auch verständlich, daß in größerer Entfernung von den Hauptzerrsprüngen, also im Bereiche des Obercarbons, die jungen Querstörungen in vielen Fällen ausklingen, daß nur verhältnismäßig wenige bedeutendere Quersprünge weit in das Obercarbon durchsetzen.

III. Paläontologischer Teil.

Die Aufsammlungen gelegentlich der Kartierungsarbeiten haben das Bild der Oberdevon- und Untercarbonfauna des Bergischen Landes wesentlich erweitert. Im Nachfolgenden seien daher zu meinen früheren Mitteilungen (l. c. S. 167 bis 350) einige Nachträge gegeben.

Phacops sp. (cf. **mastophthalmus** [Richt.] Drev.).

Ein vollständiges Kopfschild in Steinkernerhaltung aus dem

grauschwarzen, dichten Étroeungtkalk des Riescheider Straßenbahneinschnittes bei Barmen. Es zeigt große Ähnlichkeit mit *Ph.* cf. *mastophthalmus*, den Drevermann (Langenaubach, S. 116, Taf. XIII, Fig. 5) aus den Clymenienkalken von Langenaubach beschreibt. Da sich das Vergleichsmaterial bei Herrn R. Richter in Frankfurt a. M. befindet, überlasse ich Herrn Richter die nähere Beschreibung.

Trimerocephalus anophthalmus Frech.

Vergl. Paeckelmann, l. c., S. 179.

Es wurde bereits früher bemerkt, daß diese Art in unserem Oberdevon weitverbreitet und häufig ist. Neuerdings fand sich in den grauen Kalkknollen, die den Unteren Cypridinenschiefern der Ziegelei Eckstеinloch bei Barmen eingelagert sind, eine Form in zahlreichen Köpfen und einigen Schwanzschildern, die ich ebenfalls zunächst noch hierher stelle, obgleich sie sich zum Teil durch mehr oder weniger deutliche Buckel im vorderen Dorsalfurchenwinkel auszeichnen, welche die Lage der verkümmerten Augen anzeigen. Einige Wangen lassen keine Spur dieser Augensockelreste erkennen, andere nur sehr schwach, wieder andere aber deutlich. Leider konnten beschalte Stücke nicht gewonnen werden; auf der Innenseite der Schale treten die Augenrudimente nur als eben wahrnehmbare rundliche Einsenkungen hervor, so daß anzunehmen ist, daß sie auf der Außenseite überhaupt nicht mehr enkennbar sind. Der Steinkern ist glatt, die Schale ziemlich grob granuliert.

Phillipsia aequalis H. v. Meyer.

1882. *Phillipsia aequalis* Kayser, J. L. A., S. 68, Taf. III, Fig. 7—8.
1918. » » Weigelt, J. L. A., S. 230.

Eine Wange aus dem Kohlenkalk des Riescheider Straßenbahneinschnitts. Häufig in den kieseligen Schiefern mit *Posidonia Becheri* im gleichen Einschnitt an der Basis der Hangenden Alaunschiefer des Culms, wie bei Aprath.

Phillipsia sp.

Außer *Ph. aequalis* kommt im Kohlenkalk des Riescheider

Straßenbahneinschnittes eine andere *Phillipsia* vor, die jedoch bisher nur in einem mangelhaft erhaltenen Pygidium vorliegt; dieses zeichnet sich durch eine stark gewölbte, ziemlich weit vom Rande stumpf und breit endigende, schmale Axe aus.

Leperditia? sp.

Steinkern einer nicht näher bestimmbaren, anscheinend glatten Ostracodenschale mit geradem Schloßrand, gleichmäßig gebogenen Seiten- und Unterrändern, mäßiger Wölbung. Länge 2 mm, Breite 1 mm. Prolecanitenschiefer von Oberberge.

Kloedenia n. sp. aff. **manliensis** Weller.

Taf. 3, Fig. 1.

Es liegt nur der Steinkern einer rechten Klappe vor, der zur genaueren Artbeschreibung nicht ausreicht. Das Vorkommen ist deswegen von Bedeutung, weil Beyrichien bisher im Rheinischen Oberdevon nicht bekannt geworden sind.

Schalenbreite 1,0, Schalenhöhe 0,6 mm; ziemlich hoch gewölbt, besonders in der Nähe des Vorder- und Unterrandes. Schloßrand gerade, etwas kürzer als die größte Schalenbreite. Vorderecke abgerundet. Der Vorderrand verläuft ein kurzes Stück senkrecht zum Schloßrand und geht dann in gerundetem Bogen in den nur schwach konvexen Unterrand über. Der Hinterrand stößt unter stumpfem Winkel auf den Schloßrand, ist also zunächst etwas nach außen gerichtet, und biegt dann in wohlgerundetem Bogen in den Unterrand ein. Ein schmaler ganzrandiger Saum scheint vorhanden zu sein und mit stumpfem Winkel vom Hinterrande, mit spitzem Winkel vom Unter- und Vorderrande abzusetzen. Ein großer, etwas nach vorn verlagerter Medianknoten von rundlichem Umriß nimmt etwa ein Viertel der Schalenbreite ein und läßt nach dem Schloßrande zu nur ein sehr schmales, nach dem Unterrande zu ein breiteres Feld frei; dieser Knoten wird seitlich und ventral von einer tiefen und breiten, gerundeten Furche begrenzt, die den Knoten halbkreisförmig umzieht, doch so, daß die hintere Furche über den zentralen Teil hinausgeht, als schwächere Furche schräg nach vorn

zu verläuft und den Unterrand fast erreicht, ähnlich wie bei *K. Kayseri* Kegel (Taunusquarzit, S. 38, Taf. II, Fig. 10). Von letzterer Art, die ebenfalls *K. manliensis* nahesteht, unterscheidet sich die Barmer Form durch weit größeren zentralen Knoten, tiefere und breite Furchen und den gleichmäßig konvex gebogenen Unterrand; auch scheinen der vorliegenden Art die kleinen, vorn gelegenen Knötchen zu fehlen.

Kloedenia manliensis (Grabau a. Shimer, North American Index Fossils, Vol. II, S. 355, Textfig. 1663g) aus den Manliuskalken New Jerseys und Helderbergschichten von Neu-Braunschweig hat ebenfalls einen bedeutend kleineren, mehr dorsal gelegenen Zentralknoten und geringer entwickelte Furchen.

Entomis Kayseri Waldschmidt sp.

1885. *Cypridina Kayseri* Waldschmidt, Z. D. G. G., S. 925, Taf. XL, Fig. 5.

Die häufigste Entomis des Kellwasserkalkes von Evertsbusch (Bl. Hattingen), dessen Kalkknollen sie mit ihren glänzenden Schälchen oft ganz erfüllt. Diese bis gut 2 mm breit werdende, stark gewölbte Art ist sehr veränderlich, vor allem in der Stärke der Entwicklung der die Furche in der Schalenmitte beiderseits begrenzenden Höcker.

Entomis n. sp. aff. nitida F. A. Roemer sp.

Taf. 3, Fig. 2.

In den schwarzen Knollen des Kellwasserkalkes von Evertsbusch (Bl. Hattingen) und von Beule bei Beckacker (Bl. Barmen) ist diese neue Form nicht selten, tritt aber neben *E. Kayseri* und *E. variostriata* sehr zurück.

Gestalt des Gehäuses teils gedrungen, halbkugelig gewölbt, von ovalem Umriß, teils länglicher und schwächer gewölbt; vielleicht handelt es sich dabei um Geschlechtsunterschiede. Die Schale erreicht die ansehnliche Breite von 2,5 mm. In der Mitte befindet sich eine tiefe, fast kraterartig erscheinende, kreisrunde Grube, die zusammen mit der bei schwacher Vergrößerung glatt erscheinenden Schale die Art leicht erkennen läßt. Eine Furche ist nur sehr schwach entwickelt und wird

nur bei der länglichen Form deutlicher. Sie verläuft als leichte Senke geradlinig von der zentralen Grube, welche sie nicht beeinflußt, zum Bauchrande, den sie nicht, oder nur kaum wahrnehmbar einbuchtet. Bei starker Vergrößerung erkennt man ein sehr dichtes, unregelmäßig verlaufendes System sehr feiner, in einander übergehender Streifchen, die bisweilen deutlich konzentrisch angeordnet sind.

Entomis nitida (Roemer, Beiträge I, S. 28, Taf. IV, Fig. 20) aus dem Kellwasserkalk des Harzes zeigt im allgemeinen Habitus große Ähnlichkeit, unterscheidet sich aber leicht durch die stets länglichere und flachere Form, die kleinere und weniger hervortretende zentrale Grube und die stärker entwickelte Furche.

In den untersten Cypridinenschiefern, die unmittelbar über dem Nierenkalk der Oberen Matagne-Schichten beim Gehöft Oberberge (Bl. Hattingen) auftreten, findet man die Art nicht selten zusammen mit Tentaculiten und *Entomis serratostriata* Sdb. in Steinkernerhaltung. Die Abdrücke zeigen hier besonders scharf die überaus zarte, unregelmäßig konzentrische Skulptur.

Entomis serratostriata, die sonst im allgemeinen aus dem Kellwasserkalk angegeben wird, konnte bei uns darin nicht nachgewiesen werden und scheint vielmehr zum ersten Male in den Unteren Cypridinenschiefern aufzutreten.

Entomis variostriata Clarke.

1904. *Entomis variostriata* Clarke, Naples Fauna II, S. 344, Fig. 13.
1911. » » Zamjatin, Lamellibranchiaten des Domanik, Taf. II, Fig. 21.

Dieser Schalenkrebs ist häufig in den Knollen des Kellwasserkalkes von Evertsbusch und Beule. Clarke und Zamjatin glauben diese Art mit *Cypridina splendens* Waldschmidt (Z. D. G. G. 1885, S. 926, Taf. XL, Fig. 6) aus dem Kellerwald vereinigen zu können. Ich kann mich dieser Auffassung nach dem mir vorliegenden Material nicht anschließen. Für *Entomis splendens* Waldschm. ist die schwache Entwicklung der Furche, welche die zentrale Vertiefung nicht erreicht, und

vor allem die nach der Bauchseite abbiegenden, also auf die Furche zulaufenden Streifen der Skulptur bezeichnend. Bei *E. variostriata*, einer Art mit sehr schwach entwickelter, aber bis zur Mitte reichender Furche, mit sehr seichter zentraler Grube, die oft überhaupt nicht bemerkbar wird, verlaufen die sich unregelmäßig vereinigenden Rippen konzentrisch zum Schalenumriß.

Entomis n. sp. 1.

Taf. 3, Fig. 3.

In den schwarzen Kalklinsen mit *Buchiola angulifera* kommt in der Ziegelei Beule bei Beckacker (nordöstlich von Barmen) eine kleine, stecknadelkopfgroße *Entomis* vor, die glatt ist und sich durch eine bis zur Mitte verlaufende, an der Bauchseite sehr breite, nach der Mitte zu sich stark verschmälernde Furche, auszeichnet, durch welche die Art bilobat erscheint.

Umriß oval, sehr gedrungen, von mittlerer, gleichmäßiger Wölbung.

Entomis n. sp. 2.

Taf. 3, Fig. 4.

In den Kalkknotenschiefern der Oberen Matagne-Schichten, die in einem kleinen verlassenen Steinbruch bei Oberberge, am Fußwege nach Kronendahl (Bl. Hattingen) aufgeschlossen sind, findet man zusammen mit *Richterina elliptica* Pck. eine neue *Entomis* in Steinkernerhaltung.

Umriß breitelliptisch, nicht ganz 1,5 mm lang werdend. Eine kräftige, flach gerundete Furche überzieht in schwacher Krümmung den größten Teil der Schalenbreite, ähnlich wie bei *E. serratostriata*. Die Skulptur ist sehr bezeichnend und läßt die Art leicht erkennen; sie besteht aus sehr zahlreichen feinsten Sticheln, die zum Teil in konzentrischen Linien angeordnet sind, zum Teil aber auch in Mäanderform verlaufen. Diese Stichelskulptur läuft gleichmäßig über die Furche hinweg.

Entomis latesulcata n. sp.

1913. *Entomis* n. sp. Paeckelmann, Oberdevon, S. 191, Taf. 3, Fig. 11.

Die aus den Flinzschiefern der Winchenbachstraße beschrie-

bene, an ihrer Größe, starken Wölbung und der breiten, langen Rückenfurche leicht kenntliche Art, hat sich neuerdings in zahlreichen Exemplaren bei Windhövel gefunden; auch hier tritt sie in Styliolinenschiefern des Flinzschiefer-Horizontes auf. Ich bezeichne diese Art nunmehr als *E. latesulcata*.

Als Seltenheit tritt die Art auch noch in den Büdesheimer Schiefern dicht unter der Oberkante des Unteren Oberdevons auf, wie ein Fund aus der Ziegelei an der Winchenbachstraße beweist.

Gephyroceras schwelmense n. sp.

Taf. 3, Fig. 5.

Zusammen mit *Tornoceras simplex* v. B. sp. und *Koenenites bifurcatus* n. sp. ist in den Prolecanitenschiefern von Oberberge bei Schwelm diese neue, in die Gruppe des *G. Pernai* Wedek. gehörige Art häufig. Es liegen von Oberberge 18 kleine, größtenteils gut erhaltene Kieskerne vor. Bei Blumenroth, etwas westlich von Oberberge fanden sich in gleichaltrigen Schiefern zwei mangelhaft erhaltene Reste.

Geph. schwelmense schließt sich an *G. Barroisi* Wedek. (Genera der Goniatiten, 1918, S. 122 und 167; Taf. XXI, Fig. 7; Textfig. 28a) an, unterscheidet sich aber leicht durch den engeren und tieferen Nabel und die am Nabel knotig entwickelten Anwachslinien. Es liegen bisher nur jugendliche Exemplare mit vier bis fünf Umgängen vor. Die Windungen sind nur wenig involut. Der Nabel nimmt fast den dritten Teil des Durchmessers ein und ist tief; die Umgänge sind treppenartig abgesetzt. Querschnitt dick scheibenförmig. Die Windungen sind dick; der breite Rücken ist gerundet; die ebenfalls gerundeten Seitenteile sind schmal; auch bei den größten vorliegenden Stücken ist die Endwindung noch etwas breiter als hoch. Nabelwand gerundet, aber deutlich gegen die Seitenteile abgesetzt.

Maße von drei Exemplaren:

Durchmesser:	7;	9;	9,5 mm
Nabelweite:	2,6;	3,1;	3,5 »
Windungshöhe:	2,9;	4,5;	4,6 »
Windungsdicke:	4;	4,9;	5 » .

Schale nicht bekannt. Anwachsstreifen bikonvex; sie treten auf dem Steinkern nur auf der Nabelkante deutlich und zwar als langgezogene, gespaltene Knoten hervor; diese knotigen Anwachsstreifen (etwa 20 auf einen Umgang) biegen auf der Nabelkante in schwachem Bogen nach vorn, auf den Seitenteilen in ebenfalls flachem Bogen zurück. Auf dem Rücken sind die Anwachslinien am Steinkern nicht mehr erkennbar. Bei einigen Exemplaren ist auf dem letzten Teil der Endwindung eine schwache paarige Ventralfurche wahrzunehmen, die anscheinend mit zunehmendem Alter stärker wird. Die Sutur ist der von *Geph. Pernai* (Wedekind, l. c., Textfig. e 2—e 3) sehr ähnlich. Der offene Medianlobus ist erheblich länger als der Externlobus; letzterer ist sehr flach gerundet. Der Externsattel ist weit und hoch, etwas spitzer als bei *G. Pernai*; der Laterallobus ist flach, breitgerundet; er liegt auf der Nabelkante. Weitere, innere Lateralloben sind nicht vorhanden.

Gephyroceras cf. forcipiferum Sdb. sp.

Neun verkieste Exemplare aus den schwarzen Flinzschiefern der Unteren Matagne-Schichten der Ziegelei an der Winchenbachstraße in Barmen sehen *G. forcipiferum* Sandberger (Rh. Sch. S. Nassau, S. 81, Taf. VI, Fig. 3; Wedekind, Goniatiten, S. 122, Textfig. 28 f.) sehr ähnlich. Leider liegen mir keine Jugendexemplare der Sandbergerschen Art zum Vergleich vor, so daß ich nicht entscheiden kann, ob dieselbe Art oder eine jüngere Varietät vorliegt.

Ein Exemplar von 7 mm Durchmesser besitzt eine Nabelweite von 1,7 mm, eine Windungshöhe von 3,2 mm und eine Windungsdicke von 1,9 mm. Die Barmer Formen haben also einen etwas breiteren Windungsquerschnitt, was sehr wohl mit ihrer Jugendlichkeit in Verbindung stehen könnte. Die Seiten sind abgeplattet und konvergieren nach dem Rücken; dieser ist flach, scharf gegen die Seiten abgesetzt. Der vorletzte Umgang zeigt bereits gerundete Seiten, aber noch deutlich abgeplatteten Rücken. Flache, nur schwach angedeutete Furchen

laufen den Rückenkanten parallel. Der weite Nabel ist nur wenig vertieft. Die bikonvexen Anwachsstreifen sind auf den Seiten stark zurückgebogen und werden gekreuzt von sehr zarten Linien, die geradlinig vom Rücken zum Nabel verlaufen und nur unter der Lupe erkennbar sind. Die Lobenlinie scheint der von *G. forcipiferum* völlig zu entsprechen.

Die Sandbergersche Art, die ihre Hauptverbreitung im tiefsten Oberdevon besitzt, kommt auch nach Wedekind noch in höheren Schichten des Unteren Oberdevons vor.

Gephyroceras sp.

Von zahlreichen unbestimmbaren Goniatitenresten aus dem schiefrigen Unteren Oberdevon von Barmen verdient ein Bruchstück aus den schwarzen Styliolinenschiefern der Unteren Matagne-Schichten der Ziegelei an der Winchenbachstraße besondere Erwähnung, weil es von einem Goniatiten stammt, der wenigstens 9 cm Durchmesser besessen haben muß. Nur ganz vereinzelt treten in den genannten Schiefern Exemplare mit über 1 cm Durchmesser auf; das sind dann meist sehr weitnabelige, unbestimmbare Formen.

Das vorliegende Stück läßt sehr kräftige, auf der stark abgeplatteten Seite zurückgeschwungene, etwa 1 mm von einander entfernt stehende, sehr regelmäßig entwickelte Anwachslinien erkennen, die kurz vor dem Rücken scharf zurückgebogen sind, hier dicht zusammengedrängt dem Rücken ein Stück parallel verlaufen, sich dann wieder von einander trennen und über den Rücken abbiegen. Die überaus zarten Streifchen der Runzelschicht verlaufen senkrecht zum Rücken und queren die Anwachsstreifen. Es handelt sich um eine hochmündige, flache Form mit stark abgeplatteten Seiten und schmalem gerundeten Rücken, die vielleicht zu oder in die Nähe von *Geph. gerolsteinense* Stein. sp. gehört.

Manticoceras ?calculiforme Beyrich sp.

1913. *Manticoceras calculiforme* Wedekind, Adorf, S. 66.
1918. » » » Goniatiten, S. 123.

Unter einigen verdrückten, flachen und weitnabeligen Go-

niatiten, die nicht ganz selten in den Styliolinenschiefern des Flinzschieferhorizontes auftreten, fand sich in der Ziegelei an der Riescheider Straße in Barmen ein kleines Exemplar, dessen Externseite deutlich gefurcht ist, wie es für die Gruppe des *Manticoceras calculiforme* in der Jugend bezeichnend ist. Die Gestalt scheint ebenfalls völlig mit *M. calculiforme* übereinzustimmen, doch ist zu einer endgültigen Festlegung weiteres Material, das die Beobachtung der Lobenlinie gestattet, abzuwarten.

Manticoceras bickense Wedekind.

1913. *Gephyroceras bickense* Wedekind, Adorf, S. 69, Taf. VI, Fig. 6.
1918. *Manticoceras* » » Goniatiten, S. 124, Taf. XXII, Fig. 6.

Diese extrem weitnabelige und flache, *planorbis*-artige Form der Bickener Kalke, die auch bei Büdesheim in den Goniatitenschiefern auftritt, fand ich in einem verkiesten Exemplar, mit teilweise verdrückter Wohnkammer, sonst aber guter Erhaltung in den schwarzen Flinzschiefern der Unteren Matagne-Schichten an der Winchenbachstraße in Barmen. Sechs Umgänge sind gekammert; an der Sutur, die entschieden an die Gruppe des *Gephyroceras aequabile* erinnert, in die Wedekind die Art auch anfangs stellte, fällt der tiefe Medianlobus auf, der fast die Tiefe der Externloben erreicht. Querschnitt der Windungen kreisförmig.

In den Kellwasserkalkknollen von Evertsbusch (Bl. Hattingen) ist dieser Goniatit häufig.

?Manticoceras nodulosum Wedekind.

1913. *Manticoceras nodulosum* Wedekind, Adorf, S. 68, Taf. VI, Fig. 4 u. 5, Textfig. 12b, 1—3.
1918. » » » Goniatiten, S. 124, Taf. XXII, Fig. 3, Textfig. 31b, 1—3.

Herr Lehrer Zimmermann in Schwelm fand zusammen mit *Gephyroceras schwelmense* n. sp. auf einer Styliolinenschieferplatte einen schlecht erhaltenen Goniatiten von *mimoceras*-artigem Habitus.

Bei einem Durchmesser von 4 mm sind $3^1/_2$ Umgänge erhalten; sehr weitnabelig und flach; die Windungen umfassen

sich nur wenig; die Röhre ist beim dritten Umgang ebenso hoch als breit, gleichmäßig gewölbt, anscheinend ohne Furchen oder Kiel. Die Rippen treten auf den Seiten als Knoten hervor. Die Sutur ist nur unvollständig zu beobachten und noch zu wenig entwickelt, um eine sichere Bestimmung zu ermöglichen.

Manticoceras nodulosum ist bisher nur von Adorf aus Zone Iβ bekannt. *M. tuberculatum* Hzl. von Adorf, das im Habitus ähnlich ist, hat eine abgeplattete Externseite auf den inneren Windungen (vergl. Wedekind, l. c. 1918, S. 124).

Manticoceras ?Schellwieni Wedekind.

1913. *Manticoceras Schellwieni* Wedekind, Adorf, S. 65, Taf. V, Fig. 1—2, Textfig. 10e, 1—2.
1918. » » » Goniatiten, S. 124, Taf. XXI, Fig. 8, Textfig. 32c, 1—2.

Ein Bruchstück eines kleinen Goniatiten aus den schwarzen Kellwasserkalken von Evertsbusch scheint nach der Gehäuseform zu *M. Schellwieni* zu gehören.

Manticoceras cordatum Sdb. sp.

1913. *Manticoceras cordatum* Wedekind, Adorf, S. 125, Taf. XXII, Fig. 10.
1918. » » » Goniatiten, S. 57, Taf. IV, Fig. 7 u. 8; Taf. V, Fig. 7—11; Taf. VI, Fig. 2; Textfig. 8b, 9b, 11a.

Ein unvollständiger Kieskern von 5 mm Durchmesser aus den Styliolinenschiefern des Flinzschieferhorizontes der Ziegelei an der Riescheider Straße in Barmen. Trotz der Kleinheit glaube ich auf Grund der Gestalt und der Sutur das Exemplar mit Sicherheit hierherstellen zu können.

Diese Art ist weit verbreitet im Adorfer Kalk (Zone Iγ Wedekinds) und ein typisches Fossil desselben.

Manticoceras intumescens Beyrich sp.

1918. *Manticoceras intumescens* Wedekind, Goniatiten, S. 126.

Das typische *M. intumescens*, im Sinne Wedekinds aufgefaßt, ist nicht selten in kleinen, verkiesten Exemplaren in den Büdesheimer Schiefern der Oberen Matagne-Schichten von Barmen.

Durch ihre gerundeten Externseiten sind auch diese kleinen Formen leicht und sicher von dem oft verwechselten *Manticoceras cordatum*, das bei uns auffallenderweise eine Seltenheit ist, zu unterscheiden.

Abmessungen zweier Exemplare:

Durchmesser:	8,2	bezw.	10,0	mm,
Nabelweite:	2,2	»	2,5	»,
Windungshöhe:	4,6	»	5,4	»,
Windungsdicke:	4,2	»	4,6	».

Manticoceras retrorsum v. Buch var.

Aus den schwarzen Flinzschiefern der Unteren Matagne-Schichten der Ziegelei an der Winchenbachstraße in Barmen liegt der Kieskern eines primordialen Goniatiten der *intumescens*-Gruppe vor, der sich durch große Hochmündigkeit auszeichnet. Da paarige Externfurchen, wenn auch nur eben erkennbar, vorhanden sind, glaube ich die Form als Varietät von *M. retrorsum* (Wedekind, Adorf, 1913, S. 54) auffassen zu können.

Das Exemplar besitzt einen Durchmesser von 9 mm, eine Nabelweite von 1,1 mm, eine Windungsdicke von 3,2 und eine Windungshöhe von 5,1 mm. Die Seiten sind flach gewölbt, nicht abgeplattet; sie konvergieren nach außen, die Außenseite ist schmal und gerundet. Der Nabel ist eng und tief, die Nabelkante gerundet. Die Lobenlinie bietet keine Besonderheiten. Sehr zarte, gleichmäßige Linien sind an einigen Stellen zu erkennen, welche anscheinend geradlinig die Seitenflächen überqueren und die zurückgebogenen Anwachslinien schneiden.

Von *Manticoceras cordatum*, mit dem die vorliegende Form wegen der schwachen Entwicklung der Furchen verwechselt werden könnte, unterscheidet sie sich durch abgeplattete Seiten und größere Windungsbreite.

Manticoceras affine Stein. sp.

1913. *Manticoceras affine* Wedekind, Adorf, S. 56, Taf. IV, Fig. 10 u. 11; Textfig. 7b, 1—2.

Diese leicht kenntliche Art liegt in einem kleinen Kieskern

aus den Unteren Matagne-Schichten der Winchenbachstraße in Barmen vor und stimmt mit Büdesheimer Exemplaren überein. Etwas häufiger ist *M. affine* in den Büdesheimer Schiefern der Oberen Matagne-Schichten am Klausen in Barmen.

Koenenites bifurcatus n. sp.

Taf. 3, Fig. 6.

In den Prolecanitenschiefern von Oberberge bei Schwelm ist ein primordialer Goniatit aus der Verwandtschaft des *Goniatites lamellosus* Sdb. nicht selten. Diese Gruppe, die für die unterste Oberdevonzone bezeichnend ist, zeichnet sich gegenüber der Gattung *Manticoceras* durch einen zweiten äußeren Lateral-lobus aus; Wedekind stellte 1913 (Adorf, S. 47) für diese Formen die Gattung *Koenenites* auf.

Es liegen neun sicher bestimmbare, mehr oder weniger vollständige Exemplare in Kieskernerhaltung vor; das größte und besterhaltene (vergl. Taf. 3, Fig. 6) hat folgende Maße: Durchmesser 31 mm, Nabelweite 6 mm, Windungshöhe 15 mm, Windungsdicke 10 mm. Ein kleineres Exemplar zeigt entsprechend: 16,5; 3,5; 7; 7 mm. Allgemeine Gestalt scheibenförmig, *Koenenites lamellosus* Sdb. sp. (Sandberger, Rh. Sch. S. Nassau, S. 85, Taf. VIII, Fig. 1, 1a—e) sehr ähnlich. An breiten, flachen, paarigen Ventralfurchen, die im Alter immer stärker hervortreten, ist die Bergische Art aber sofort zu erkennen. Etwa sechs Windungen, wenig involut. Nabel ziemlich weit; er nimmt ungefähr den fünften Teil des Durchmessers ein. Die inneren Windungen deutlich treppenartig abgesetzt, wie bei *K. lamellosus*; der letzte Umgang ist dagegen am Nabel flacher entwickelt. Der Querschnitt der Windungen ist in der Jugend breiter als hoch, mit gerundeter Außenseite; bei einem Durchmesser von etwa 15 mm ist der Querschnitt der Mündung ebenso hoch als breit. Ältere Exemplare sind hochmündig, Höhe zu Breite etwa 3:2. Seiten und Externfläche flach gerundet; die paarigen Ventralfurchen werden erst bei einem Durchmesser von etwa 12 mm deutlich und verstärken sich dann rasch. Schale unbekannt. Die bikonvexen Anwachsstreifen tre-

ten auch auf dem Steinkern mehr oder weniger scharf hervor; sie sind auf den Seiten noch tiefer zurückgebogen als bei *K. lamellosus*. In der Jugend ist der zurückgebogene Teil der Anwachslinien auf den Seiten besonders kräftig entwickelt, so daß die inneren Windungen berippt erscheinen, wie dies auch bei der Sandbergerschen Form an einem vorliegenden Exemplar aus den Roteisensteinen der Grube Anna bei Oberscheld deutlich hervortritt.

Die Sutur stimmt in allen wesentlichen Merkmalen mit den bisher bekannten Formen der Gattung *Koenenites* (*K. lamellosus* und *sublamellosus* Sdb. sp.) überein; der Medianlobus ist etwas tiefer, der Externlobus in der Tiefe ein wenig gerundeter als bei *K. lamellosus*; der Lateralsattel ist parallel zur Ventralfurche gestellt, also nicht nabelwärts gerichtet, wie bei *K. lamellosus*; ferner ist er schmaler, und seine beiden Seiten sind gleich lang; Externlobus und Ventralsattel sind ungefähr gleich breit. Laterallobus ebenfalls schmal und gerundet; er erreicht die gleiche Tiefe wie der Externlobus und geht in einen niederen, breit gerundeten zweiten Lateralsattel und Laterallobus über. Der nach dem Internlobus zu noch folgende innere Laterallobus konnte an mehreren durchgebrochenen Exemplaren festgestellt werden.

Pharciceras lateseptatum Frech sp.

Taf. 3, Fig. 7.

1902. *Prolecanites lateseptatus* Frech, Ammoneen, S. 65, Taf. II, Fig. 11a—c.
1918. *Pharciceras lateseptatum* Wedekind, Goniatiten, S. 129.

Zu dieser Pharciceraten-Art aus dem untersten Oberdevon des Pic de Cabrières ist das Bruchstück eines kleinen verkiesten Goniatiten von Oberbergè bei Schwelm zu stellen. Es läßt den weitnabeligen Bau mit den tiefen, treppenförmig eingesenkten Anfangswindungen deutlich erkennen. Der Querschnitt der nur wenig involuten Windungen ist sehr breit; bei einer Höhe von 2,2 mm beträgt die Dicke 5 mm. Externseite breit gerundet. Die Sutur ist gut erhalten und läßt außer einem tiefen Medianlobus, dem tiefen Extern- und 1. Laterallobus noch zwei weniger tiefe äußere Lateralloben erkennen.

Einige wenige weitere Goniatitenreste aus den Mergelschiefern und den gelegentlich darin auftretenden Kalkknollen gehören vielleicht ebenfalls zur Gattung *Pharciceras*; ihre mangelhafte Erhaltung läßt eine sichere Bestimmung nicht zu.

Crickites Holzapfeli Wedekind.

1918. *Crickites Holzapfeli* Wedekind, Goniatiten, S. 131.

Ein kleiner Goniatit aus den schwarzen Kellwasserkalken von Evertsbusch (Bl. Hattingen) hat die äußere Gestalt von *Manticoceras intumescens* Typus, besitzt aber die für *Crickites* bezeichnenden einfachen, fast geradlinig vom Nabel zum Rücken verlaufenden Anwachsstreifen.

Abmessungen:

Durchmesser:	12,5 mm,
Nabelweite:	2,6 » ,
Windungshöhe:	6,5 » ,
Windungsdicke:	7,0 » .

Ferner liegt von der gleichen Fundstelle das Bruchstück eines großen Goniatiten vor, das nach seiner Skulptur ebenfalls zu *Crickites* gehört. *Crickites Holzapfeli* ist nach Wedekind bezeichnend für seine Zone Iδ.

Tornoceras simplex v. Buch sp.

1913. *Tornoceras simplex* Paeckelmann, Oberdevon, S. 200.
1918. » » Wedekind, Goniatiten, S. 135.

In den Prolecanitenschiefern, Flinzschiefern und Büdesheimer Schiefern der Blätter Hattingen und Barmen ist diese Art der häufigste Goniatit. Er findet sich in kleinen, höchstens 15 mm großen Exemplaren, die dem Typus der Art (im Wedekindschen Sinne) völlig entsprechen.

Aus den Nierenkalken der Oberen Matagne-Schichten wurde *T. simplex* früher bereits von mir erwähnt.

Tornoceras sp. aff. constrictum Stein. sp.

Taf. 3, Fig. 8.

Vgl. 1902. *Tornoceras constrictum* Frech, Ammoneen, S. 49, Textfig. 11b, c.
Vgl. 1918. » » Wedekind, Goniatiten, S. 136.

Ein kleines verkiestes Exemplar aus den Unteren Cypri-

dinenschiefern der Ziegelei Beule bei Beckacker gehört in die Gruppe des *Torn. constrictum*. Es zeigt die Gestalt des *T. simplex*, besitzt also gewölbte Seiten und gewölbten Rücken; Nabel eng, aber deutlich entwickelt, wie bei *T. constrictum* von Büdesheim; paarige Externfurchen treten nur wenig hervor. Zahlreiche Einschnürungen, zehn auf einen Umgang, geben der Barmer Form das Hauptgepräge; sie sind auf den Seiten, besonders in der Nähe des Nabels, kräftig entwickelt und werden auf dem Rücken schwächer, zum Teil sogar obsolet. Die Sutur, mit ziemlich engem, gerundetem, tiefem Laterallobus und flachem, ohne Andeutung eines Nahtlobus zum Nabel abfallenden Lateralsattel, stimmt mit der von *T. constrictum* überein.

Ausmaße:

Durchmesser:	7,3 mm,
Nabelweite:	1,5 » ,
Windungshöhe:	2,8 » ,
Windungsdicke:	2,1 » .

Die Barmer Art ist also etwas flacher als die ebenfalls sehr kleine Büdesheimer Art.

Tornoceras undulatum Sdb. sp.

1850—56. *Goniatites undulatus* Sandberger, Rh. Sch. S. Nassau, S. 109, Taf. X, Fig. 17—19.
1915. *Tornoceras undulatum* Oppenheimer, Das Oberdevon von Brünn, Verh. Naturf. Vereins in Brünn, Bd. LIV, S. 175, Taf. 1, Fig. 5.
1918. » » Wedekind, Goniatiten, S. 136, Taf. XVI, Fig. 15.

Ein unvollständiges, etwa 2,5 cm im Durchmesser messendes, und ein Jugendexemplar aus den Prolecanitenschiefern von Oberberge in Kieskernerhaltung. Die Anwachsstreifen sind auf der Außenseite in der Nähe des Ventralrandes kräftig entwickelt und erscheinen als flache, verschwimmende Falten. Der Gesamthabitus ist der von *Tornoceras simplex*, mit kantig begrenzter paariger Ventralfurche. Die Sutur weicht kaum von *T. simplex* ab.

Nicht ganz selten ist die Art in den Unteren Matagne-Schichten der Winchenbachstraße; hier findet man kleine verkieste Exemplare mit verhältnismäßig flachem Laterallobus; sie schei-

nen lokal *Tornoceras simplex* v. B., das hier nicht mit Sicherheit nachgewiesen wurde, zu vertreten.

Tornoceras auris var. **bickensis** Wdk.

1918. *Tornoceras auris* var. *bickensis* Wedekind, Goniatiten, S. 137.

Diese Varietät von *T. auris* Qu. mit 3—4 Einschnürungen findet man in den Büdesheimer Schiefern der Oberen Matagne-Schichten in der Ziegelei am Klausen in Barmen in kleinen verkiesten Exemplaren.

Tornoceras eifliense Stein. sp.

1918. *Tornoceras eifliense* Wedekind, Goniatiten, S. 137.

T. eifliense, im Sinne Wedekinds aufgefaßt, kommt in den Büdesheimer Schiefern (Obere Matagne-Schichten) am Klausen in Barmen und in den schwarzen Kellwasserkalken von Evertsbusch (Bl. Hattingen) als Seltenheit in kleinen Exemplaren vor.

Tornoceras paucistriatum A. V. sp.

1918. *Tornoceras paucistriatum* Wedekind, Goniatiten, S. 137, Taf. XVI, Fig. 11, Textfig. 42a.

Das Bruchstück eines kleinen Goniatiten aus den Kellwasserkalken von Evertsbusch zeigt die bezeichnende Skulptur dieser leicht kenntlichen Art.

Tornoceras n. sp.

Taf. 3, Fig. 9.

In den schwarzen Flinzschiefern der Unteren Matagne-Schichten der Ziegelei an der Winchenbachstraße in Barmen findet man nicht ganz selten einen kleinen, kugeligen, sehr niedrigmündigen Goniatiten von *Parodiceras*-artigem Habitus. Leider reicht das vorliegende Material nicht zur Untersuchung der Entwicklung der Lobenlinie aus, so daß die Beziehungen dieser zweifellos interessanten Form noch ungeklärt bleiben müssen. Ähnliche Formen sind wohl auch sonst im Unteren Oberdevon des Rheinischen Gebirges vorhanden; es scheint mir, als ob ein Teil der von Sandberger als *Goniatites retrorsus* bezeichneten Formen hierher gehören; diese heterogene Sand-

Bergersche Gruppe ist leider auch durch Wedekinds Monographie und Frechs Catalogus noch nicht völlig entwirrt.

Wohnkammer lang, etwa einen Umgang. Einschnürungen fehlen. Anwachsstreifen anscheinend bikonvex, nicht sicher beobachtet. Abmessungen eines Exemplares von 5 mm Durchmesser: Windungshöhe 2,5 mm, Windungsdicke 3,3 mm, lichte Höhe der Windung 0,8 mm. Nabel geschlossen. Querschnitt der Windung sichelförmig, mit der größten Breite am Nabel; Seiten und Rücken gleichmäßig gerundet. Äußere Sutur magnosellar mit steil nach der Naht abfallendem gerundetem Sattel; Außenlobus flach; der sekundäre Laterallobus wohl entwickelt, kurz und gerundet, nahe dem Rücken gelegen. Externsattel niedrig, sehr schmal und gerundet.

Cheiloceras amblylobum Sdb. sp.

1918. *Cheiloceras amblylobus* Wedekind, Goniatiten, S. 146, Taf. XVIII, Fig. 8, Textfig. 46k.

Ein verkiestes, unvollständiges, aber wohl erhaltenes Exemplar mit teilweise noch vorhandener Wohnkammer aus den Unteren Cypridinenschiefern der Ziegelei Ecksteinloh bei Beckacker (Bl. Barmen). Es fand sich zusammen mit *Ch.* ? *sacculum* Sdb. und *umbilicatum* Sdb. in mürben schwarzen Schiefern, die als dünne Einlagerungen in den festen, glimmerreichen, grauen und graugrünen Cypridinenschiefern auftreten.

Die Einschnürungen des dickscheibenförmigen, niedrigmündigen Gehäuses erreichen die Mitte nicht, sind aber auf dem Rücken sehr kräftig entwickelt und hier verschieden stark zurückgebogen. Die Sutur ist nur auf einer jugendlichen Windung (bei einer Dicke von 2 mm) zu beobachten und zeigt hier schon deutlich den gerundeten breiten Auxiliarlobus; der Sattel zwischen diesem und dem kurzen, breit V-förmigen Externlobus ist breit und flach gerundet.

Ein weiteres Jugendexemplar mit erhaltener Sutur und kräftigen Einschnürungen liegt aus den Unteren Cypridinenschiefern der Ziegelei an der Riescheider Straße vor und ist eines der wenigen Cheiloceraten, die von dort bestimmt werden konnten.

Cheiloceras ?sacculum Sdb. sp.

1918. *Cheiloceras sacculum* Wedekind, Goniatiten, S. 146, Taf. XVIII, Fig. 11, Textfig. 46n.

Aus den Unteren Cypridinenschiefern von Ecksteinloh bei Barmen liegt ein kleines, wohl erhaltenes, verkiestes *Cheiloceras* vor, das ich auf Grund seiner Gestalt zu *Ch. sacculum* stellen zu können glaube, obwohl die Sutur nicht zu beobachten ist, weil die gekammerten Windungen nicht frei liegen. Es ist daher eine Verwechslung mit dem nahestehenden, gleichaltrigen und in der Gestalt fast gleichen *Ch. curvispina* Sdb. möglich.

Die gleiche Form, aber in kalkiger Erhaltung, liegt in einem jugendlichen Exemplar aus Kalkknollen mit Phacopiden von der gleichen Fundstelle vor.

Cheiloceras umbilicatum Sdb. sp.

1918. *Cheiloceras* (*Torleyoceras*) *umbilicatum* Wedekind, Goniatiten, S. 146, Taf. XVIII, Fig. 10, Textfig. 46q.

Es liegt ein unvollständiger Abdruck eines kleinen *Cheiloceras* aus den Unteren Cypridinenschiefern von Linderhausen bei Schwelm vor, das ich wegen seiner kugeligen Gestalt mit offenem, ziemlich weitem Nabel und niedrigen, gerundeten Windungen zu dieser Nehdener Form stellen zu können glaube.

Ein weiteres jugendliches, gut erhaltenes, verkiestes Exemplar fand sich im gleichen Horizont bei Ecksteinloh und läßt deutlich den hohen, breitgerundeten Externsattel erkennen.

Cheiloceras sp. aff. umbilicatum Sdb. sp.

Taf. 3, Fig. 10.

In den höheren Lagen des Horizontes der Unteren Cypridinenschiefer ist in den Nordparkanlagen von Barmen ein verkiestes *Cheiloceras* nicht selten, das recht ansehnliche Größe erreicht, sich durch einen offenen, engen Nabel, Scheibenform und kräftige, bis zur Nabelkante gleichmäßig entwickelte Einschnürungen auszeichnet. Die Mehrzahl der Stücke ist stark verquetscht, doch läßt ein Exemplar (Sammlung Hammacher) folgende Merkmale gut erkennen:

Durchmesser: 18,5 mm,
Nabelweite: 3,0 » ,
Windungshöhe: 9,0 » ,
Windungsdicke: 7,5 » .

Die Seiten des Gehäuses sind gewölbt und gehen gleichmäßig in die gerundete, verschmälerte Externseite über, also wie bei Cheiloceraten der *Verneuili*-Gruppe. Die Kante des engen und anscheinend tiefen Nabels ist steil, gegen die Seiten gerundet abgesetzt. Vier Einschnürungen queren in gleichbleibender Tiefe die ganze Schalenbreite und sind auf den Seiten mehr oder weniger stark, teilweise winkelig, zurückgebogen. Die Sutur ist der von *Ch. umbilicatum* ähnlich und durch einen tiefen, spitzen Auxiliarlobus ausgezeichnet. Der Sattel zwischen letzterem und dem Medianlobus ist nicht zu beobachten; aus der Lage des Auxiliarlobus zu schließen, ist er kurz, anscheinend von ziemlicher Breite, jedenfalls kürzer und breiter als bei *C. umbilicatum*. Die Spitze des Auxiliarlobus ist nach dem Rücken zu gerichtet. Der Lateralsattel ist sehr breit und ziemlich hoch.

Diese anscheinend neue Barmer Form unterscheidet sich von *Ch. umbilicatum* leicht durch den bedeutend engeren Nabel und infolge der größeren Windungshöhe durch seine scheibenförmige Gestalt.

Prolecanites compressus Sow. sp. em. Crick et Foord.

1889. *Prolecanites ceratitoides* Holzapfel, Erdbach-Breitscheid, S. 43, Taf. III, Fig. 13; Taf. IV, Fig. 1, 3 u. 6; ?Taf. V.
1902. » *compressus* Frech, Ammoneen, S. 66.
1918. » *ceratitoides* Weigelt, J. L. A., S. 227.

Dieser Prolecanit ist als *Goniatites mixolobus* (Phill.) Sdb. aus den Posidonienschiefern des Culms überall bekannt und tritt in ihnen meist in Verbindung mit Pflanzenresten in großen Schwärmen auf, ähnlich wie *Posidonia Becheri*.

Aus dem Kohlenkalk des Riescheider Straßenbahneinschnittes bei Barmen liegen Bruchstücke von drei Exemplaren verschiedener Größe vor, die mit solchen von Erdbach-Breitscheid

übereinstimmen. Ein kleines Exemplar zeigt auf der Innenseite der Windungen eine ganz leichte Einbuchtung; bei dem Bruchstück eines größeren Exemplares (Windungshöhe 13 mm) fehlt auf der Innenseite jede Spur einer Einwickelungsfurche, so daß der Querschnitt der Röhre rechteckig ist, mit gerundeten Nabel- und Externkanten; die schmalen Rücken- und Bauchseiten sind abgeflacht. Sutur und Anwachsstreifen sind nicht zu beobachten.

Orthoceras cf. **Vicarii** Whidb.

Aus den Styliolinenschiefern des Flinzschiefer-Horizontes der Ziegelei an der Riescheider Straße und aus den schwarzen Schiefern der Unteren Matagne-Schichten der Winchenbachstraße in Barmen liegen mehrere Skulptursteinkerne eines kleinen schlanken *Orthoceras* vor, das sich durch dichtstehende, schräg über die Schale verlaufende Querringelung auszeichnet und *Orthoceras Vicarii* Whidborne (Devonian Fauna I, S. 129, Taf. XIII, Fig. 3—9) nahe zu stehen scheint. Eine ähnliche Skulptur zeichnet auch *Orthoceras* n. sp. Holzapfel (Adorf, S. 23, Taf. IV, Fig. 5) aus, daß aber etwas stärker konische Gestalt besitzt.

Orthoceras cf. **gregarium** Murch.

1840. *Orthoceratites gregarius* Münster, Beiträge III, S. 97, Taf. XVIII, Fig. 1.

Die Schiefer des Flinzschiefer-Horizontes der Ziegeleien bei Beule und an der Riescheider Straße in Barmen lieferten je ein verkiestes Exemplar eines kleinen, sehr eng gekammerten *Orthoceras* mit exzentrisch gelegenem, dünnem Sipho. Die Kammerwände sind stark gewölbt. Bei einem Durchmesser der Röhre von 3 mm beträgt die Höhe der Kammern etwa 0.5 mm. Querschnitt breitoval, fast kreisförmig.

Pleurotomaria (Euryzone) Waldschmidti nov. nom.

1885. *Pleurotomaria prisca* Steininger?, Waldschmidt, Z. D. G. G., S. 923, Taf. XL, Fig. 2.

1913. » *(Euryzone) turbinea* Steininger, Paeckelmann, Oberdevon, S. 219 (Pars?).

Bereits Koken (N. J. Min., Bbd. VI, S. 325) hat darauf hingewiesen, daß die von Waldschmidt fraglich zu Steiningers

Turbo priscus gestellte Wildunger *Pleurotomaria* eine neue Form darstellt. *Turbo priscus* ist, wie Koken feststellte, und mir Exemplare von Büdesheim bestätigen, eine *Marcrocheilus*-Art.

Pleurotomaria turbinea Stein. ist offenbar sehr nahe verwandt, unterscheidet sich aber durch ein schmaleres und tiefer gelegenes Band, das größtenteils unter der Naht gelegen ist, durch die niedere, gedrückte Gestalt des Gehäuses und durch das Vorhandensein von Spiralskulptur.

Pleurotomaria Waldschmidti ist in den Prolecanitenschiefern von Oberberge bei Schwelm häufig und liegt von dort in 15, größtenteils gut erhaltenen Exemplaren vor; sie sind vererzt und meist als Steinkern erhalten. Das breite, dicht über der Naht gelegene Schlitzband und die kräftigen, auf dem Bande zurückbiegenden Anwachsrippen sind gut zu beobachten. Die Barmer Formen stimmen völlig mit der Beschreibung Waldschmidts überein, werden aber etwas größer (9 mm Höhe bei etwa gleicher Breite).

Platyceras ausavensis Stein. sp.

1913. *Platyceras ausavensis* Paeckelmann, Oberdevon, S. 229.

Von diesem Büdesheimer Capuliden liegen neuerdings aus den Prolecaniten-Schichten von Oberberge etwa ein Dutzend kleiner Exemplare vor; sie sind in der Form der Spira veränderlich; in der Regel ist diese nur als eingekrümmter Haken entwickelt und nicht aus der Ebene heraus gewunden. Die kräftigen, gebündelten, auf der Oberseite zurück- und auf der Unterseite vorbiegenden Rippen sind bei den vorliegenden Stücken überall gleich entwickelt; sie treten jedoch auf Steinkernen (und solche sind weit häufiger als Schalenexemplare) nur schwach hervor.

In einer Kalkknolle aus den Oberberger Schiefern fand sich ebenfalls ein Exemplar; es ist an der bezeichnenden Skulptur sicher erkennbar, besitzt aber eine aus der Ebene der letzten Windung hervortretende Spira.

Macrochilina sp. (aff. ventricosa de Kon.)

Das Bruchstück einer *Macrochilina* aus dem Kohlenkalk des

Riescheider Straßenbahneinschnittes bei Barmen zeigt in Wölbung und Höhe der Umgänge, sowie in der Anwachsskulptur große Ähnlichkeit mit *M. ventricosa* de Koninck (Description des animaux fossiles, 1842—44, S. 468, Taf. XLI, Fig. 9) aus dem Kalk von Visé, ist aber zur sicheren Bestimmung nicht ausreichend.

Entalis ?ingens de Kon.

1883. *Entalis ingens* de Koninck, Faune du calc. carbonif., IV, S. 217, Taf. XLIX, Fig. 10—12, 18—19.

Ein Bruchstück eines sich sehr langsam verjüngenden *Dentalium* mit zarten, etwas schief zur Axe verlaufenden Querlinien und breitelliptischem Querschnitt gehört vielleicht zu *Entalis ingens* aus dem Visékalk Belgiens.

Kohlenkalk des Riescheider Straßenbahneinschnittes.

Loxopteria laevis Frech.

1891. *Kochia* (*Loxopteria*) *laevis* Frech, Aviculiden, S. 76, Taf. VI, Fig. 3.

Eine etwas verdrückte große Klappe zeigt die Merkmale dieser aus dem Wildunger Clymenienkalk beschriebenen Art.

Untere Cypridinenschiefer der Ziegelei an der Riescheider Straße in Barmen. Skulpturensteinkern.

Aus etwas höheren Lagen des gleichen Horizontes der Nordparkanlagen liegt eine kleine, gestreckte *Loxopteria* vor, die sich wie die vorige durch die gerundete, stumpfe Kante zwischen Vorder- und Hinterseite und durch das Fehlen von Falten auszeichnet, so daß eine gewisse Ähnlichkeit mit der unterdevonischen *Kochia capuliformis* besteht.

Loxopteria cf. rugosa Frech.

1891. *Kochia* (*Loxopteria*) *rugosa* Frech, Aviculiden, S. 78, Taf. VI, Fig. 5.

Ein unvollständiger Skulpturensteinkern der linken Klappe aus den Unteren Cypridinenschiefern des Nordparkes in Barmen (Sammlung Hammacher). Die Skulptur besteht aus breiten, flach wulstigen, konzentrischen Rippen im oberen und aus feinen konzentrischen Rippen in dem unteren Teil der Schale. Diese bezeichnende Skulptur scheint mir die Zurechnung zu der Art des Unteren Oberdevons zu rechtfertigen.

Posidonia venusta Mstr.

Vergl. Paeckelmann, Oberdevon, S. 247.

Diese überall im höheren Oberdevon häufige Muschel kommt als Seltenheit bereits in den schwarzen Flinzschiefern der Unteren Matagne-Schichten vor. Sie liegt mir aus der Ziegelei an der Winchenbachstraße in zwei typischen, noch im Zusammenhang befindlichen Klappen vor, die als Skulptursteinkerne erhalten sind.

?Nuculana sp.

Aus den Büdesheimer Schiefern der Oberen Matagne-Schichten der Winchenbachstraße in Barmen liegt der Skulptursteinkern der rechten Klappe eines flachen Zweischalers vor, der sehr an die Formen der Gattung »*Palaeoneilo*« erinnert, die Clarke (Naples Fauna II) aus den Intumescens-Schichten des Staates New York beschreibt. Da jedoch die für die Ctenodonten bezeichnende Furche vom Wirbel nach dem hinteren Teil des Unterrandes fehlt, scheint mir die Zugehörigkeit zu den Nuculiden wahrscheinlicher. Schloß, Mantellinie und Muskeleindrücke sind nicht zu beobachten.

Gestalt quereiförmig, mit geschnäbeltem, breit abgerundetem Hinterende. Vorderende kurz und gerundet; hinterer Schloßrand fast senkrecht auf dem stark gebogenen Unterrand. Wirbel fast median gelegen. Die Skulptur besteht aus feinen, zonenförmig angeordneten Anwachsstreifen.

Prosochasma sp. aff. **dilatatum** Beush.

Skulptursteinkern der jugendlichen rechten Klappe einer kleinen, radial gerippten Form aus den Unteren Matagne-Schichten der Winchenbachstraße. Breite und Höhe der flach gewölbten Schale etwa gleich. Größte Breite am Schloßrand. Wirbel stark vorgezogen, etwas hinter der Mitte gelegen. Der Schloßrand hinter dem Wirbel nicht flügelartig vorgezogen, wie bei *Prosoch. dilatatum*: der Schloßrand biegt vielmehr in gerundetem Bogen in den hinteren Seitenrand um. Vor dem Wirbel ist die Schale flügelartig abgesetzt; Schloßrand und vorderer Seitenrand stoßen in rechtem Winkel gegeneinander, also

steiler als bei *Prosoch. dilatatum*. Die Skulptur besteht aus feinen, gleichmäßigen Radialstreifen.

Prosochasma cf. **inflatum** Hzl. sp.

1895. *Prosochasma inflatum* Beushausen, Lamellibranchiaten, S. 377, Taf. XXXVIII, Fig. 6 u. 7.

Mit Vorbehalt stelle ich zwei linke, als Skulptursteinkerne erhaltene Schalen aus den Unteren Matagne-Schichten der Ziegelei an der Winchenbachstraße in Barmen zu dieser vom Martenberg beschriebenen Muschel. Die vorliegenden Exemplare sind platt gedrückt, so daß eine genaue Bestimmung nicht möglich ist; in Umriß und Skulptur scheinen keine Unterschiede zu bestehen.

Ontaria cf. **Clarkei** Beush. sp.

1904. *Ontaria Clarkei* Clarke, Naples Fauna, II, S. 288, Taf. 7, Fig. 10—20.

Eine kleine, sowohl in den Prolecanitenschiefern von Oberberge, als in den Unteren Matagne-Schichten der Winchenbachstraße vorkommende Cardiolide mit zarter, gleichmäßiger Radialskulptur glaube ich zu der Beushausenschen, nach Clarke in den *Intumescens*-Schichten von Naples in New York häufigen Art stellen zu können, obgleich bisher gut erhaltene Stücke nicht vorliegen. Die kleinen Exemplare zeichnen sich durch symmetrischen Bau aus; der Umriß ist fast kreisförmig, der Wirbel nur wenig vor der Mitte gelegen. Die von Clarke l. c. in Fig. 14 abgebildete Form ist besonders ähnlich.

?Ontaria sp.

Herr Hammacher in Barmen sammelte in den schwarzen Schiefern der Unteren Matagne-Schichten in der Ziegelei an der Winchenbachstraße den Skulptursteinkern einer rechten Klappe, die sehr an *Ontaria suborbicularis* Hall sp. erinnert, die nach Clarke (Naples Fauna II, S. 282, Taf. 8, Fig. 1—20) weitverbreitet in den *Intumescens*-Schichten des Staates New York ist.

Umriß fast kreisförmig, in der Wirbelgegend etwas vorgezogen. Die größte Breite liegt etwas unterhalb der Mitte und

beträgt 21 mm, die Höhe 22 mm. Die Muschel ist sehr flach; der Wirbel tritt garnicht hervor und liegt fast median, nur sehr wenig nach vorn verlagert. Die Skulptur besteht aus sehr feinen, konzentrischen Anwachsstreifen, die nur in der Nähe des Unterrandes etwas stärker hervortreten.

Praecardium vetustum Hall.

1895. *Praecardium vetustum* Beushausen, Lamellibranchiaten, S. 301, Taf. XXXI, Fig. 6.
1904. » » Clarke, Naples Fauna II, S. 306, Taf. 11, Fig. 11—19.

Aus den Unteren Cypridinenschiefern von Evertsbusch (Bl. Hattingen) und von Barmen liegen mehrere Exemplare dieser, an der schiefen Gestalt und den breiten, flachen Rippen leicht kenntlichen Art vor, die für die Nehdener Schiefer bezeichnend ist; in Nordamerika tritt die Art bereits im Unteren Oberdevon auf.

Eine verwandte Form fand sich in einer unvollständigen rechten Klappe in den Büdesheimer Schiefern der Oberen Matagne-Schichten an der Winchenbachstraße in Barmen; sie schließt sich in der Gestalt an die vorerwähnte Art an, besitzt aber viel dichter stehende Rippen. Etwa 18—20 breite, flache, kantig begrenzte Rippen, durch etwas schmälere Zwischenräume von einander getrennt, bedecken gleichmäßig die Schale.

Chaenocardiola Koeneni Beush.

1895. *Chaenocardiola Koeneni* Beushausen, Lamellibranchiaten, S. 368, Taf. XXVII, Fig. 5—7; XXVIII, Fig. 3.

Linke Klappe eines großen Exemplares aus dem Kellwasserkalk von Evertsbusch (Bl. Hattingen).

Buchiola angulifera A. Roem. sp.

1895. *Buchiola angulifera* Beushausen, Lamellibranchiaten, S. 337, Taf. XXXV, Fig. 18 u. 19.

Diese leicht kenntliche, für den Kellwasserhorizont leitende *Buchiola* ist nicht selten in den Kellwasserkalkknollen von Evertsbusch und liegt ferner in einem Exemplar aus den gleichen Kalken der Ziegelei Beule bei Beckacker (Bl. Barmen) vor.

Buchiola prumiensis Stein. sp.

1895. *Buchiola prumiensis* Beushausen, Lamellibranchiaten, S. 336, Taf. XXXIV, Fig. 13 u. 14.

Eine der häufigsten Versteinerungen und die weitaus vorherrschende *Buchiola*-Art in den Kalkknollen des Kellwasserhorizontes von Evertsbusch.

Buchiola nodulosa n. sp.

Taf. 3, Fig. 11.

Zusammen mit *Buchiola palmata* und *B. retrostriata (vergl.* Paeckelmann, 1913, S. 257) kommt als Seltenheit in den Prolecanitenschiefern von Oberberge bei Schwelm und in den Styliolinenschiefern des Flinzschiefer-Horizontes bei Windhövel (nordöstl. Barmen) eine kleine, an *B. ferruginea* Hzl. erinnernde Art vor.

Der Umriß kommt dem von *B. palmata* sehr nahe, doch ist der Vorderrand weniger eingezogen, so daß Vorder-, Unter- und Hinterrand etwa einen Halbkreis bilden, der nur am hinteren Schloßrand etwas wirbelwärts zurückgebogen ist. Stark gewölbt. Wirbel wenig vor der Mitte gelegen, wie bei *B. palmata*. Schloßrand lang und gerade; hinter dem Wirbel eine sehr niedrige, flache, gerundet begrenzte Area. 11 Rippen, die ähnlich wie bei *B. retrostriata* gebaut sind. In der Nähe des Wirbels sind sie konvex, durch schmale gerundete Zwischenräume getrennt; nach dem Unterrande zu werden die Rippen breiter und fast eben; die Zwischenräume verbreitern und verebnen sich nach dem Unterrande zu ebenfalls und sind hier etwas mehr als halb so breit als die Rippen, also wie bei *B. retrostriata*. Im Gegensatz zu letzterer, bei der die Rippen im Alter scharfkantig begrenzt sind, fallen bei *B. nodulosa* die Rippen zwar treppenförmig, aber nicht kantig nach den Zwischenräumen ab. Die vorderste und die drei hintersten Rippen erscheinen glatt; die Mittelrippen besitzen dagegen eine kräftige Höckerbildung, die an *B. ferruginea* erinnert. In der Nähe des Unterrandes ist die Skulptur normal, wie bei *B. retrostriata,* entwickelt; die Querrippchen biegen hier auf den Rippen deutlich zurück. Nach

dem Wirbel zu, und bis nahe an diesen heran, sind die Rippen jedoch in kräftige Knoten aufgelöst; diese Knoten haben ebenso wie die zwischen ihnen auf den Rippen liegenden freien Räume, auf denen keine Skulptur erkennbar ist, quadratischen Querschnitt.

B. nodulosa ist *B. palmata* in der allgemeinen Gestalt, *B. retrostriata* im Bau der Rippen, *B. ferruginea* (Beushausen, Lamellibranchiaten, S. 329) in der Entwicklung der Querskulptur ähnlich. Von *B. palmata* unterscheidet sie sich durch die Knoten auf den Rippen, durch die nicht scharfkantig begrenzten Rippen und die engen Zwischenräume. *B. retrostriata* hat einen schieferen Umriß, ebenso *B. ferruginea*, bei der außerdem am Unterrand die Rippen konvex und die Zwischenräume gerundet, hohlkehlartig, entwickelt sind.

Dielasma cf. finale de Kon.

1887. *Dielasma finale* de Koninck, Calc. carbonif., Part. 6, S. 24, Taf. VII, Fig. 1—6; Taf. VIII, Fig. 49—67.

Ein etwas verdrücktes und in der Schnabelgegend unvollständiges doppelklappiges Exemplar scheint mit *D. finale*, das de Koninck aus dem Unteren Kohlenkalk (Étage II) von Dréhance beschrieb, übereinzustimmen. Länge 17,5 mm, Breite 9 mm, Dicke 9 mm, also die gleichen Maße, wie sie de Koninck angibt (= 100 : 86 : 51). Die Stielkappe zeigt eine ganz schwache Depression, der Stirnrand ist scharf und gerade. Beide Klappen sind mäßig und etwa gleich stark gewölbt. Wirbel nur wenig überhängend, nicht bauchig aufgetrieben. Anwachsrunzeln in der Nähe des Stirnrandes deutlich.

Rhynchonella (Pugnax) anisodonta Phill. sp.

Vergl. Paeckelmann, l. c., S. 266.

Diese früher für mitteldevonisch gehaltene Abart der *Rhynchonella pugnus* liegt in einem Exemplar mit kräftigen, zinkenförmigen, scharf endigenden Seitenrippen vor aus den Crinoidenkalken der Oberen Matagne-Schichten der Ziegelei an der Riescheider Straße in Barmen. Zusammen mit dieser Art tritt hier

als Seltenheit auch die echte *Rh. pugnus* Mart. sp., *Rh. acuminata* Mart. sp. und etwas häufiger *Rh. acuminata* var. *platiloba* Sow. auf.

Camarotoechia (Liorhynchus) subreniformis Schnur sp.

1913. *Camarotoechia* (*Liorhynchus*) *subreniformis* Paeckelmann, Oberdevon, S. 270.
1916. *Liorhynchus subreniformis* Oppenheimer, Verh. d. Naturf. Vereins in Brünn, Bd. LIV, S. 169, Taf. 1, Fig. 15.

Diese Art beschrieb Schnur aus den Goniatitenschiefern von Büdesheim. Zahlreiche von dort stammende Exemplare zeigen, daß die Art in der Wölbung der Schalen und in der Stärke und Zahl der Rippen beträchtlichen Schwankungen unterliegt, so daß einzelne Exemplare nur schwer von *Liorh. microrhynchus* Schnur zu unterscheiden sind.

Aus den Prolecaniten-Schichten von Oberberge bei Schwelm liegt die Art, die auch in höheren Schichten unseres Bergischen Oberdevons nicht selten ist, in zwei wohlerhaltenen Kiessteinkernen vor, die gut mit Schnurs Originalabbildungen übereinstimmen, also eine flache Form mit sanfter eingesenktem Sinus und undeutlichen Rippen darstellen.

Nach Torley (Schleddenhof, S. 30) kommt die Art als Seltenheit bereits im obersten Mitteldevon bei Iserlohn vor.

Maße der beiden Exemplare von Oberberge:

Länge:	15 bezw.	18	mm,
Breite:	18	» etwa	20 mm,
Dicke:	7	»	8 mm.

Camarotoechia (Liorynchus) planeplicata n. sp.

1913. *Camarotoechia* (*Liorhynchus*) n. sp. aff. *subreniformis* Schnur, Paeckelmann, Oberdevon, S. 271, Taf. 6, Fig. 3.

Diese früher beschriebene neue Form hat sich in zahlreichen Exemplaren in den Büdesheimer Schiefern der Oberen Matagne-Schichten von Barmen gefunden, so daß ich eine Benennung für erforderlich halte.

Athyris globosa F. A. Roem.

Vergl. Paeckelmann, l. c., S. 286.

Ein typisches, wohl erhaltenes und ein unvollständiges

Exemplar dieser dickbauchigen Form des Iberger Kalkes fand sich in den Oberen Matagne-Schichten der Ziegelei an der Riescheider Straße in Barmen.

Höhe 14, Breite 13, Dicke 10 mm.

Athyris cf. minuta Klähn.

1912. *Athyris minuta* Klähn, J. L. A., S. 29, Taf. 2, Fig. 7.

Aus den Styliolinenschiefern des Flinzschieferhorizontes von Windhövel bei Barmen liegt mir eine kleine, glatte *Athyris* ohne Sinus und Sattel vor, die wahrscheinlich ident mit *A. minuta* der Frasne-Schichten von Aachen und Belgien ist.

Vielleicht gehören auch einige Reste aus den Flinzschiefern der Unteren und Oberen Matagne-Schichten der Ziegelei an der Winchenbachstraße hierher. Auch in den Unteren Cypridinenschiefern scheint die Art noch vorzukommen.

Athyris planosuicata Phill. sp.

1887. *Athyris planosulcata* de Koninck, Calc. carbon., 6, S. 86, Taf. XXI, Fig. 16—32.

1910. » » Zimmermann, Kohlenkalk und Culm, S. 405.

Eine in der Gegend des Unterrandes unvollständige Stielklappe aus dem Crinoidenarmen Crinoidenkalk (Kohlenkalk) des Riescheider Straßenbahneinschnittes bei Barmen.

Diese auch außerhalb Europas im Kohlenkalk weit verbreitete Art findet sich nach Zimmermann bei Ratingen und Kamp im Gebiet des Velberter Sattels.

Spirifer cf. simplex Phill.

Taf. 3, Fig. 11.

Vergl. Paeckelmann, l. c., S. 292.

In den Prolecanitenschiefern von Oberberge bei Schwelm und Hottenstein bei Barmen ist ein kleiner Spirifer mit pyramidal gestalteter Ventralschale nicht ganz selten. Er ist im ganzen *Sp. simplex* ähnlich, doch ist auf der Ventralklappe kein Sinus entwickelt; auf der Dorsalklappe ist eine schwache Einsenkung von ziemlicher Breite wahrzunehmen. Die Area der Ventralklappe ist sehr hoch und steht senkrecht auf der Dorsalklappe. Die Area ist kantig begrenzt; die Deltidialspalte ist

breit, etwa $= 1/3$ der Schalenbreite. In der Dorsalschale ist außer eben erkennbaren, kurzen und divergierenden Zahnstützen ein kräftiges Medianseptum erkennbar, das etwas über die halbe Länge der Schale erreicht. Die Ventralklappe besitzt kräftige divergierende Zahnstützen und ein deutliches Medianseptum.

Ein Vergleich mit jugendlichen Exemplaren von *Sp. simplex* von Büdesheim zeigte, daß bei diesen ebenfalls ein kräftiges Medianseptum in der Ventralklappe zwischen den Zahnstützen vorhanden ist. Mit zunehmendem Alter verschwindet es jedoch, und daraus mag es sich erklären, daß in der Literatur bisher garnicht auf dieses Medianseptum hingewiesen wurde, welches *Sp. simplex* in Beziehung zur Gruppe des *Sp. robustus* Barr. (vergl. Scupin, Spiriferen, S. 55) zu bringen scheint. Von dem nahe verwandten polnischen *Sp. triquetrus* (Gürich, Poln. M. Geb., S. 258) erwähnt auch Gürich ein Medianseptum. Die vorliegenden Barmer und Schwelmer Stücke zeigen (Steinkerne!) deutliche, aber nur wenig hervortretende Anwachsstreifen.

Maße: Höhe 3,5 mm, Breite 4 mm, Dicke 3 mm.

Spirifer sp. (cf. **inflatus** Schnur?).

Aus einer Kalkknolle der Prolecanitenschiefer von Oberberge liegt ein sehr mangelhaft erhaltener Steinkern eines kleinen, flachen, glatten *Spirifer* vor; Umriß etwa fünfseitig, größte Breite am langen geraden Schloßrand. Schnabel spitz und vorgezogen. Auf der Ventralklappe eine erst in der Nähe des unteren Randes beginnende leichte mediane Einsenkung. Kurze divergierende Zahnstützen sind in beiden Klappen erkennbar. Vielleicht ist die Form in die Nähe von *Spirifer inflatus* zu stellen.

Zwei weitere hierher gehörende Stielklappen fanden sich in den schwarzen Schiefern der Unteren Matagne-Schichten an der Winchenbachstraße in Barmen.

Orthis (Dalmanella) sp. aff. **eifliensis** de Vern.

In den Crinoidenkalken der Oberen Matagne-Schichten fand sich an der Riescheider Straße eine mangelhaft erhaltene Dorsalklappe, die *Orthis eifliensis* (Paeckelmann, l. c. S. 313)

ähnlich sieht, sich aber durch größere Breite der Schale und kräftigere Rippen unterscheidet. Breite 9 mm, Höhe 6 mm.

Chonetes sp. aff. **muricata** Hall.

Taf. 3, Fig. 13.

In den Büdesheimer Schiefern der Oberen Matagne-Schichten findet man in der Ziegelei an der Winchenbachstraße in Barmen nicht selten eine sehr breite, nur mit Anwachsstreifen versehene *Chonetes*-Art, die an *Ch. muricata* Hall (Pal. New York, Part. VI, Vol. IV, S. 143, Taf. XXII, Fig. 29—43) aus der Chemung group erinnert.

Gehäuse queroval, flach; größte Wölbung unterhalb des Wirbels, so daß sich dieser nicht über den Schloßrand vorbeugt; die Seiten schwach flügelartig entwickelt. Schloßrand gerade, fast der größten Schalenbreite gleichkommend. Breite der Schale gleich der doppelten Länge. Area der Ventralklappe wohl entwickelt, schmal, scharf begrenzt, etwas schräg gestellt, mit schmaler, dreieckiger Stielöffnung. Dorsalarea linear.

Oberfläche mit dichten, feinen, etwas runzeligen Anwachsstreifen bedeckt, die der Art ein sehr auffallendes Gepräge verleihen. Rippen fehlen völlig. Einige kurze Stacheln gehen steil vom Schloßrande ab.

Aus dem Rheinischen Gebirge scheint *Chonetes polita* M'Coy (Paeckelmann, l. c. S. 322) am nächsten zu stehen, unterscheidet sich aber leicht durch die höhere Gestalt und die meist ganz glatte Schalenoberfläche. Ähnlich scheint auch *Ch. pectinata* Roemer (Beiträge II, S. 78, Taf. XII, Fig. 10) aus den Wissenbacher Schiefern des Harzes zu sein, doch gibt Roemer über die Skulptur keine Angaben.

Chonetes sp. aff. **Hardrensis** Phill.

In den Crinoidenkalken des Kohlenkalkes fand sich im Riescheider Straßenbahneinschnitt bei Barmen neben mehreren Exemplaren der typischen *Ch. perlata* M'Coy die Stielklappe einer verwandten Form, die sich durch einen wohlentwickelten, wenn auch nur flachen Sinus auszeichnet; das vorliegende Stück

ist in der Wirbelgegend unvollständig und daher zur genauen Beschreibung nicht ausreichend.

Im Umriß und in der Art der feinen Berippung gleicht die Barmer Form der typischen *Ch. Hardrensis* (Davidson, British Carbonif. Brachiop., Taf. XLVII, Fig. 12). Die breite, flachgerundete mediane Schaleneinziehung verleiht der Form etwas *Productus*-artiges.

Productus aff. Youngianus Dav.

(1858–63. *Productus Youngianus* Davidson, British Carbonif. Brachiop., S. 167, Taf. XXXIII, Fig. 21–23.)

Aus den kalkigen, flinzartigen Schiefern des Étroeungt, die unter dem Culm in dem Straßenbahneinschnitt bei Riescheid anstehen, liegen einige Reste von Producten vor, die dem *Pr. Youngianus* aus dem englischen und schottischen Kohlenkalk nahestehen. Das bisher vorliegende spärliche Material läßt leider eine sichere Bestimmung nicht zu.

Stielklappe höher als breit, hochgewölbt, ohne Sinus; Wirbel schmal, fast spitz, mäßig überhängend. Zahlreiche gerundete Rippen bedecken die Schale, treten aber auf dem Steinkern nicht, oder nur sehr undeutlich hervor. Sehr zarte Anwachsstreifen, die nur unter der Lupe wahrzunehmen sind, kreuzen in gleichmäßiger Entwicklung die Rippen; diese tragen zahlreiche kleine Stachelpusteln. Steinkern stark punktiert. Kleine Klappe anscheinend flach oder wenig konkav, dicht berippt; die Rippen der kleinen Klappe scheinen etwas feiner zu sein als die der großen.

Prod. Youngianus der Visé-Stufe, den Hüffner (J. L. A. 1914, S. 458) aus dem Culm von Biedenkopf bestimmt hat, besitzt einen höher vorgezogenen und überhängenden Wirbel.

Hederella sp. aff. filiformis Billings sp.

In den schwarzen, dünnplattigen Schiefern der Unteren Matagne-Schichten mit *Lingula subparallela* fand sich in der Ziegelei an der Riescheider Straße in Barmen eine Platte mit einer feinen, *Aulopora* ähnlichen Bryozoenkolonie aus der Ordnung der *Cyclostomata*.

Ich zweifle nicht, daß die vorliegende Form der besonders eingehend von J. Hall aus dem Staate New York beschriebenen Gattung *Hederella* angehört; sie sieht insbesondere der *H. filiformis* aus dem Hamilton von New York sehr ähnlich (Palaeontology of New York, Vol. VI, S. 278, Taf. XV, Fig. 9—11).

Kriechende, verzweigte Kolonie, mit zweireihig angeordneten Zoöcien, die durch Sprossung aus dem Hauptstamm entstehen. Die einzelnen Zoöcien stehen dicht gedrängt und sind schräg nach vorn gerichtet; sie besitzen Schlauchform und sind nur wenig nach außen gewendet. Öffnung der Zoöcien terminal, anscheinend die ganze Breite einnehmend. Die einzelnen Zoöcien besitzen eine Länge von wenig über 1 mm und erreichen eine Breite von etwa $^1/_4$ der Länge; ihre größte Breite liegt vorn.

Eine verwandte Form beschrieb Roemer (Beiträge II, S. 72, Taf. XI, Fig. 7) aus den *Calceola*-Schiefern des Harzes als *Tubulipora trifaria*, die sich gegenüber der Barmer Form durch erheblichere Größe der Zoöcien und ihre mehr an die Axe angeschmiegte Lage auszeichnet.

Cyathophyllum (Hexagoniophyllum) basaltiforme F. A. Roem.

1885. *Cyathophyllum basaltiforme* Frech, Z. D. G. G., S. 43, Taf. IV, Fig. 8.
1896. *Hexagonaria basaltiformis* Gürich, Poln. M. Geb., S. 171.

Diese Art bildet mit *Phillipsastraea ananas* und *Actinostroma* zusammen im wesentlichen das Korallenriff in den Oberen Matagne-Schichten im Norden von Barmen.

Die polygonalen Kelche haben einen Durchmesser von 5—7 mm. Die Zahl der Septen schwankt an ein und demselben Stock zwischen 28 und 40. Ebenso schwankend ist die Länge der Septen. Bei einzelnen Individuen sind die Sekundärsepten nur als kurze Zacken entwickelt, bei anderen werden sie halb so lang wie die Primärsepten. Die letzteren erreichen meist die Mitte nicht; in einigen Individuen sind sie jedoch bis zur Mitte verfolgbar und zeigen hier eine schwache Neigung, sich um einander zu drehen; sie sind am Rande stark verdickt und verschmälern sich zunächst schneller, dann langsamer; sie verlaufen teils geradlinig, teils sind sie unregelmäßig gebogen und

geknickt. Das Endothekalgewebe ist ähnlich entwickelt wie bei der von Gürich aus dem Polnischen Oberdevon beschriebenen Form, bei der die innere Bödenzone fast die Hälfte des Durchmessers erreicht; doch sind auch einzelne Individuen vorhanden, bei denen die Blasenzone stärker entwickelt ist und fast $^2/_3$ des Durchmessers einnimmt.

Endophyllum priscum Mstr. sp.

1885. *Endophyllum priscum* Frech, Z. D. G. G., S. 76, Taf. VII, Fig. 2; Taf. X, Fig. 2.

Von dieser bekannten und weitverbreiteten altoberdevonischen Einzelkoralle fand sich in den Riffkalken der Oberen Matagne-Schichten in der Ziegelei an der Riescheiderstraße in Barmen ein unvollständiges Exemplar von 3 cm Durchmesser mit etwa 70 regelmäßig angeordneten Septen. Ein randlicher Blasenkranz ist in 1—2 mm Stärke gut entwickelt; er wird nur von wenigen Septen deutlich durchsetzt; die Mehrzahl der Septen verliert sich bereits vorher im inneren Blasengewebe.

Phillipsastraea ananas Goldf. sp.

1885. *Phillipsastraea ananas* Frech, Z. D. G. G., S. 49.

In den Riffkalken der Oberen Matagne-Schichten ist die Koralle gesteinsbildend und zwar in Stöcken, die den Bau des in Fig. 4 auf Taf. II bei Frech l. c. abgebildeten Typus zeigen. Der Durchmesser der Kelche schwankt um 1 cm, die Zahl der Septen zwischen 26 und 36. Die Verdickungszone ist meist nur unscharf abgesetzt, da die regelmäßig entwickelten Septalleisten eine knotenartige Auflösung der Septen hervorrufen.

Es ist zu bemerken, daß auch die aus dem Mettmannbachtal von mir beschriebene (l. c. S. 341) Form von *Ph. ananas* sich durch starke und regelmäßige Entwicklung der Septalleisten, geringes Hervortreten der Drehung und hohe Zahl der Septen auszeichnet.

Amplexus sp. aff. helminthoides Frech.

Taf. 3, Fig. 14.

(1885. *Amplexus helminthoides* Frech, Z. D. G. G., S. 88, Taf. IX, Fig. 4.)

In den Oberen Matagne-Schichten der Ziegelei an der Rie-

scheider Straße und in den Unteren Cypridinenschiefern der Ziegelei Beule in Barmen kommen als Seltenheit Reste einer kleinen cylindrischen *Ampexus*-Art vor; bei einem Durchmesser von 8 mm sind 28 Septen vorhanden; die primären Septen sind dünn, fadenartig und erreichen etwa $^1/_4$ des Durchmessers; die Sekundärsepten sind nur sehr schwach am Rande entwickelt. Die Epithek zeigt kräftige, häufig unregelmäßig-wulstige Anwachsstreifen; Septalstreifen sind zwar oft deutlich entwickelt, treten aber stets sehr zurück. Die Böden verlaufen zum Teil ganz gerade; durch diese das Innere ebenflächig durchsetzenden Böden entstehen Ablösungsflächen, auf denen beim Bruch die Primärsepten deutlich hervortreten. Zwischen diesen regelmäßigen Böden liegen andere, ziemlich dicht gedrängt (etwa 10—20 auf eine Länge von 10 mm), die mehr oder weniger blasenartig aufgetrieben erscheinen, im allgemeinen aber auch ziemlich horizontal verlaufen.

Diese Barmer Form steht *Amplexus helminthoides* aus den Martenberger Intumescens-Schichten im äußeren Habitus und auch im inneren Bau nahe; diese zeichnet sich durch bedeutendere Größe und unregelmäßig cylindrische Gestalt aus und besitzt vor allem schwächer entwickelte Septen. Im Bau der Böden ist auch *A. irregularis* Kayser (Z. D. G. G. 1872, S. 691, Taf. XXVII, Fig. 7) ähnlich, doch ist diese Art durch stark entwickelte Radialfurchen und breite Querwülste auf der Außenseite, durch viel zahlreichere und randlich stärker hervortretende Septen bei bedeutenderer Gesamtgröße ausgezeichnet.

Metriophyllum (?) irregulare n. sp.

Taf. 3, Fig. 15.

Zusammen mit *Cladochonus tubaeformis* kommen in den Crinoidenkalken der Oberen Matagne-Schichten an der Riescheider Straße in Barmen vereinzelt Exemplare einer sehr kleinen Zaphrentide mit deutlich entwickelter *Pseudocolumella* vor.

Die Koralle ist von hornförmiger, schwach und meist unregelmäßig gebogener, teils kurzer, teils gestreckter Gestalt. Die

Außenseite ist mit regelmäßigen, schwach wulstigen Anwachsstreifen bedeckt; daneben treten fast stets deutliche Septalstreifen als seichte, schmale Längsfurchen hervor, die oft etwas unregelmäßig verlaufen, aber eine Fiederstellung noch erkennen lassen.

Länge bis 18 mm, Durchmesser bis 7 mm. Der Kelch ist nur an einem jugendlichen, schlecht erhaltenen Exemplar herausgewittert; dieser sowohl wie ein Längsschliff durch einen im Gestein eingebetteten Kelch lassen erkennen, daß er sich unmittelbar an der Außenwand tief einsenkt, daß die deutlich bilateralsymmetrisch angeordneten Septen leistenförmig hervortreten und sich in einer kräftigen Pseudocolumella in der Mitte über dem Kelchboden erheben.

Die Zahl der Septen beträgt bei ausgewachsenen Exemplaren 14; im Querschnitt treten sie als kräftige, in ihrer Stärke meist wechselnde Lamellen hervor, die in bezeichnend unregelmäßiger, verbogener Weise verlaufen und sich teilweise schon vor der Mitte vereinigen; im Zentrum verschlingen sich die Septen etwas und verwachsen mit einander. Im Längsschnitt tritt die *Pseudocolumella* als sehr unregelmäßig gestaltetes Band von wechselnder Breite hervor; die Breite wechselt je nach dem, ob der Schnitt in der Ebene eines Septums liegt oder nicht; da die Septen nicht gerade verlaufen, sondern verbogen sind, erscheint auch in zentral geführten Längsschliffen die *Pseudocolumella* in wechselnder Breite; der Bau der *Pseudocolumella* ist in der Regel stark durch Stereoplasma verschleiert, doch erkennt man an einigen Stellen, daß sie nach außen wandartig begrenzt wird und einen Zwischenraum freiläßt, so daß man an die Beschreibung von *Metriophyllum gracile* bei GÜRICH (Poln. M. Geb., S. 190, Taf. IV, Fig. 3) erinnert wird; doch gelang es nur an einem Stück in diesem Inneren der *Pseudocolumella* einzelne schwache, horizontale Böden nachzuweisen. In der äußeren Zone der Koralle erkennt man im Längsschliff zahlreiche Böden, die ziemlich unregelmäßig verteilt sind und an der *Pseudocolumella* emporgezogen erscheinen. Die Randzone

ist häufig stark stereoplasmatisch verdickt, so daß Bilder entstehen, die an die Zaphrentidengattung *Columnaria* Goldf., *Subg. Pycnophyllum* Dybowski erinnern. Die Vermehrung erfolgt durch Knospung innerhalb des Mutterkelches.

Leider reicht das vorliegende Material nicht zur Klärung der generischen Verhältnisse aus. Die Zugehörigkeit zur Familie der Zaphrentiden erachte ich wegen des Fehlens von Blasen im Endothekalgewebe für gesichert. Die starke Entwicklung von Septalleisten, welche den Septen im Querschnitt häufig ein unregelmäßiges, fast lappiges Aussehen verleihen (vergl. Gürich, l. c.), scheint mir für *Metriophyllum* zu sprechen; allerdings zeigt die vorliegende Form nicht den regelmäßigen Bau der Böden und der Pseudocolumella, wie er von Gürich und von Edwards und Haime bei dem oberdevonischen *Metriophyllum Bouchardi* (Polyp. foss. terr. palaeoz., S. 318, Taf. VII, Fig. 1 und 2) beschrieben wird. Nahe scheinen auch die silurischen kleinen Zaphrentiden zu stehen, die Počta im Barrande-schen Werk aus Böhmen (Vol. VIII, 2, S. 184) unter der Gattung *Nicholsonia* zusammengefaßt hat; bei diesen Formen ist die kammerartige Bödenbildung innerhalb der Pseudocolumella noch viel stärker entwickelt als bei *Metriophyllum gracile*.

Auf eine weitere vielleicht verwandte Gattung hatte Herr Weissermel die Liebenswürdigkeit mich hinzuweisen, nämlich die Gattung *Dinophyllum* Lindström aus dem Obersilur Gotlands (Bihang Till K. Svenska Vet.-Akad. Handlingar, Bd. 21, Afd. IV, Nr. 7, S. 37); *Dinoph. involutum* Lindström, die bisher einzige Art, ist eine große Form, bei der die Pseudocolumella durch starke »Strudelung« der Septen und Hochrichtung der Böden gebildet wird. Die Böden sind nicht eben, wie bei *Metriophyllum gracile*, sondern nach oben gerichtet, so daß die Endothek im Längsschnitt einen ähnlich unregelmäßigen Bau zeigt wie die vorliegende Barmer Art.

Alveolites sp.

Ein kugeliger Stock sehr feiner Röhren mit wohl ent-

wickelten, aber unregelmäßig verteilten horizontalen Böden und nur geringer Wandverdickung liegt aus einer Flinzkalkknolle der *Lingula*-Schiefer (Untere Matagne-Schichten) von der Riescheider Straße in Barmen vor.

Der Erhaltungszustand läßt eine nähere Bestimmung dieses für unsere Gegend neuen Alveolitiden nicht zu.

Cladochonus tubaeformis Ldw. sp.

Vergl. Paeckelmann, l. c., S. 346.

Die Untersuchung neuen Materials aus den Nierenkalken der Oberen Matagne-Schichten der Ziegelei an der Riescheider Straße (= Ziegelei am Klingelholl l. c.) hat ergeben, daß die Barmer Form von der Ludwigschen Art nicht zu trennen ist. Längsschnitte durch guterhaltene Exemplare lassen keinerlei Böden erkennen.

Typische Exemplare fanden sich auch in crinoidenreichen Bänken der Unteren Cypridinenschiefer bei Beule, unweit Beckacker.

Nach Frech (Nachträge zur Korallenfauna des Oberdevons, Z. D. G. G. 1885, S. 958) ist diese Koralle auch bei Grund im Iberger Kalk bekannt geworden.

Actinostroma clathratum Nich.

1912. *Actinostroma clathratum* Gortani, Stromat. devon. del Monte Coglians, Rivista Italiana, S. 120, Taf. IV, Fig. 1.
1913. » » Paeckelmann, Oberdevon, S. 347.
1914. » » Heinrich, Revision der Stromatoporen, S. 48.

Ein großer, scheibenförmiger und ein kleinerer Stock der typischen Form aus dem Riffkalk der Oberen Matagne-Schichten der Riescheider Straße in Barmen.

Drei bis vier Pfeiler und »Lamellen« auf 1 mm. Astrorhizen nicht beobachtet. »Lamellen« schwach gebogen.

Actinostroma stellulatum Nich.

1889. *Actinostroma stellulatum* Nicholson, Stromatoporoids, S. 140, Taf. IV, Fig. 3; XIV, Fig. 1—8; XV.
1914. » » Heinrich, Revision der Stromatoporen, S. 50.

Diese bisher nur aus dem Mitteldevon bekannte Stromato-

poride fand sich in den Oberen Matagne-Schichten der Bürgerallee in Barmen zusammen mit *Alveolites suborbicularis*.

Die äußere Gestalt und die Oberfläche ist nicht zu erkennen, da nur ein Bruchstück vorliegt. Der Radialschliff zeigt den typischen Bau der leicht kenntlichen Art deutlich; es kommen etwa 7—8 Pfeiler und 8—10 Laminae auf je 1 mm. Die »Lamellen« sind schwach gebogen. Es scheint sich um eine der var. *Maureri* Heinrich nahestehende Form zu handeln.

Psilophyton sp.

Neben anderen, unbestimmbaren Pflanzenresten fand sich in den Büdesheimer Schiefern der Oberen Matagne-Schichten an der Winchenbachstraße in Barmen ein Stammstück, das Herr Gothan als *Psilophyton* zu bestimmen die Güte hatte.

Die Pteridophytengattung *Psilophyton* (Potonié-Gothan, Palaeobotanik, II. Aufl. S. 189) charakterisiert die Flora des Unter- und Mitteldevons und tritt in der oberdevonischen Flora im allgemeinen bereits sehr zurück.

Die Axe ist besetzt mit dicht stehenden, schmalen, spitz zulaufenden, schräg nach oben gerichteten Blättchen.

Druckfertig eingereicht am 6. Januar 1920.
Druck verfügt am 2. Februar 1921.

Beiträge zur Kenntnis der Graptolithenfauna Deutschlands (Westthüringisches Schiefergebirge, Kellerwald, Katzbachgebirge).

Von Herrn **Rudolf Hundt** in Berlin.

Mit einem Anhang über Herstellung von Graptolithen-Photographien von Herrn Albert Pietzsch.

Hierzu Tafel 4—7 und 2 Textfiguren.

Die bisherigen Funde anstehender Graptolithenschichten in Mitteldeutschland liegen im ost- und westthüringischen Schiefergebirge und anschließenden Frankenwald und Fichtelgebirge, ferner im Harz, Kellerwald und bei Gießen einerseits, im mittleren Sachsen, in der Oberlausitz, im Bober-Katzbachgebirge und bei Glatz andrerseits. Nachstehend werden abgeschlossene Untersuchungen über die Graptolithenfauna des südöstlichen Thüringer Waldes und des Bober-Katzbachgebirges gegeben. Den Frankenwald habe ich in seinem nördlichen Teile bereits in meiner »Graptolithenfauna des Mittel- und Obersilurs des reußischen Oberlandes und einiger angrenzender Gebiete« (51. bis 56. Jahresbericht d. Gesellsch. v. Freunden d. Naturw. zu Gera 1908—1913) behandelt. Vom Kellerwaldsilur habe ich nur die Graptolithenfauna der Schichten vom Alten Teich bei Mörscheid behandelt. Zusammenhängende Untersuchungen über die Graptolithenfauna der anderen Kellerwaldsilurschichten und Fundorte sind von R. Wedekind angekündigt worden.

Abgesehen von meinem selbstgesammelten Material hat den Untersuchungen hauptsächlich das mir freundlichst zur Bearbeitung überlassene Material der Geologischen Landesan-

stalt zu Grunde gelegen. Von diesem wieder sind die Graptolithen des Kellerwaldes von Herrn Geheimen Bergrat Prof. Dr. A. Denckmann gesammelt worden. Die Graptolithen des Thüringer Waldes sind Aufsammlungen der Herren R. Richter (Saalfeld), Geheimer Bergrat Prof. Dr. E. Zimmermann und vom Verfasser, während die aus dem Katzbachgebirge von Herrn E. Zimmermann und Herrn W. Zimmer (Löwenberg) gesammelt sind. Aus dem Thüringer Wald stammt ein wichtiges, einzigartiges Stück aus dem Untersilur von Herrn Bergrat Luthardt (Saalfeld).

1. Die Graptolithenfauna des Unter- und Obersilurs im südöstlichen Thüringer Wald (= westthüringisches Schiefergebirge).

Über die Graptolithen des Unter- und Obersilurs im Thüringer Wald ist eine zusammenhängende Arbeit nicht vorhanden. Die älteren Erläuterungen zu den geologischen Spezialkarten gehen auf Angaben in Gümbel's »Geognostischer Beschreibung des Fichtelgebirges« und auf die Arbeiten Richter's zurück. Richter's erste Arbeiten über Thüringerwald-Graptolithenfundorte sind vielfach nicht verläßlich, weil stratigraphische Angaben und genaue Fundortbezeichnungen oft ganz fehlen. Das zeigte sich mir besonders bei meinen Begehungen in den Jahren 1914—1916 und im Jahre 1919. Und es ist bedauerlich, daß auch in seiner Sammlung nur in ganz seltenen Fällen die Fundorte angegeben sind. Die von ihm gesammelten, zum Teil ausnehmend gut erhaltenen, darum besonders wertvollen Graptolithen stammen teilweise aus Fundorten, die heute nicht mehr zugänglich sind. Sie wurden ein zweites Mal in den Jahren 1901—02 von Robert Eisel (Gera) bestimmt. Da aber dieser gründliche Kenner sein Wissen um die einzelnen Fundorte nicht dazu benutzt hat, anzugeben, woher dieses oder jenes Stück stammen könnte, so habe ich das bei meiner Durchsicht im Jahre 1919, soweit es aus der Gesteinsbeschaffenheit und Erhaltungsart möglich war, nachgeholt. An geeigneter Stelle dieser Arbeit werde ich darauf zurückkommen.

Bei allen Angaben, welche obersilurische Graptolithen betreffen, bediene ich mich der Zoneneinteilung Lapworth's für das englische Obersilur, die von Rob. Eisel auf Ostthüringer Verhältnisse übertragen worden ist. Zum Obersilur rechne ich hier auch die von Liebe und Zimmermann (in ihren verschiedenen, meist von der Geologischen Landesanstalt veröffentlichten Schriften) als »Mittelsilur« bezeichneten Schichten. Diese beiden Autoren wollten sich damit nicht grundsätzlich in Gegensatz zu den berufenen Stratigraphen und Paläontologen stellen und den betreffenden Schichten eine ihnen sonst nicht zuerkannte besondere Stellung zuweisen, sondern der Name sollte nur etwa bedeuten »mittlere Stufe des Silurs in Thüringen« oder er sollte ein kürzerer Stellvertreter für die Bezeichnung »untere Stufe des Obersilurs« sein, welche z. B. in den Erläuterungen der sächsischen Landesuntersuchung für die entsprechenden Schichten gebraucht wird. Wenn Herr Born und andere sich mit dem Namen »Mittelsilur« nicht befreunden können und nur von »unterem Obersilur« reden wollen, wird Herr Zimmermann, wie er mir mitteilt, ihnen nicht im geringsten entgegentreten.

Die Graptolithen sind oft recht gut, zum Teil sogar sehr gut erhalten. Dazu tragen wohl die einfachen tektonischen Verhältnisse Westthüringens sehr viel bei. Denn dies Gebiet ist fast frei von den für Ostthüringen so bedeutungsvollen zahlreichen und in der Mächtigkeit so schnell schwankenden Diabaseinlagerungen und frei von komplizierter Faltung. Es ist auch bemerkenswert, daß selbst im unteren Teile des Obersilurs, in den Zonen 12—14, im Gegensatz zum Frankenwaldsilur, nur wenig Kieselschiefer auftreten, dagegen mehr Alaunschiefer, die der Erhaltung und Freilegung der Graptolithen günstiger sind. Das läßt uns die Graptolithen fast in ursprünglichen Einlagerungsverhältnissen erwarten. »Verdrückungsvarianten« sind also nicht so häufig und auffallend wie im ostthüringisch-westsächsischem Gebiet. Die Bestimmung war auf diese Weise recht erleichtert und es war nun um so mehr den »Einbettungsformen« Beachtung zu schenken.

Versteinert sind die Graptolithen meist in Gümbelit. Manchmal, wie in Gebersdorf, hat sie diesér sogar plastisch bewahrt. Im Arnsbachtale ist er mitunter dank besonderer Einflüsse fest und seidig-silberglänzend geworden, so daß er zur Erhaltung mancher dort vorkommender Formen sicher gut beiträgt. Stellenweise, und auch besonders wieder im Arnsbachtale, zeigen sich Graptolithen als Bas- und Hautrelief. Diese Erhaltungsweise läßt sich leicht durch Ausfallen des vorhanden gewesenen Gümbelits oder verwitterten Schwefelkieses erklären. In manchen Alaunschieferbrüchen oder Stollen, die ehemals der Gewinnung von Alaunschiefer (zur Herstellung von Vitriol) dienten, sind die Graptolithen oftmals als Anthrazithäutchen erhalten, die wie Harnischflächen schwarz glänzen (Spechtsbrunner Stollen, Arnsbach, Feengrotten [Jeremiasglück] bei Saalfeld). Körperlich erhalten zeigen sie sich in den Phosphoritknollen der Feengrotten und des Fürstenhuter Stollens bei Saalfeld. Zum Teil zeigen sie sich hier auch als Chitinmasse oder in Schwefelkies bewahrt. Durch RICHTER sind aus der Saalfelder Gegend (Gissera) und von der Grube Morasina bei Schmiedefeld Schwefelkies-Graptolithen in wunderbarer Erhaltung bekannt geworden. Von der Gissera ist ein sicherer Fundort RICHTER's überliefert, während der Fundort »Morasina« nicht mehr ganz genau bekannt ist. Seine Lage im Schwefelloch bei Schmiedefeld beruht auch nur auf einer schriftlichen Mitteilung von RICHTER's Nachfolger GRIESMANN in Saalfeld.

Es bleibt einleitend noch kurz zu erwähnen, daß nun auch im Untersilur des Thüringerwaldes durch von Herrn Bergrat LUTHARDT in Saalfeld gemachte Funde sicher, wenn auch vorläufig nur spärlich Graptolithen nachgewiesen sind. Der »untere Schiefer« (Griffelschiefer) des Untersilurs, der an benachbarten Fundorten durch große Trilobiten (*Asaphus*, *Megalaspis*) bezeichnet wird, hat ihm bei Birkenheide schöne Graptolithen geliefert. Geheimrat ZIMMERMANN hat sie in seiner Sammlung entdeckt, und durch des Finders Güte kann ich sie in dieser Arbeit zum ersten Male beschreiben. Als weitere Neuigkeit sei

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

der *Dicranograptus thuringicus* nov. sp. aus dem Obersilur von Steinach erwähnt. Er ist der erste sichere Fund einer untersilurischen Form im obersten Obersilur Europas. Als neu habe ich ferner zu beschreiben *Monograptus turriculatus* nov. var. *fimbriatus* und den bisher aus Thüringen nur erst in einem Exemplar vorliegenden *Monograptus Zimmermanni* nov. spec., von dem ich in der Arbeit über die Graptolithen aus der Umgebung von Schönau nach dem ausgezeichneten und reichlichen Material von Willenberg an der Katzbach die Diagnose geben will. Ich habe in früheren Arbeiten schon angedeutet, daß mir die *spiralis*-, *proteus*-, *reles*-Formen verdächtig erscheinen, zu *Mon. turriculatus* zu gehören. In dieser Arbeit sind sie noch als getrennte Arten aufgeführt.

Alle in der Tabelle aufgeführten Arten sind von mir, soweit sie dort noch fehlten, der Sammlung der Preußischen Geologischen Landesanstalt geschenkt worden und werden hier in einer besonderen Sammlung aufbewahrt.

Einzelne gute Erhaltungsformen sind bei manchen Fundorten weiter unten beigeschrieben. Ehe ich zur Beschreibung der Fundorte übergehe, möchte ich kurz die Literatur erwähnen, die über die Thüringerwald-Graptolithen bis jetzt vorhanden ist. Sie soll auch in aller Kürze charakterisiert werden.

Literatur.

1. Berg, A. und Hess v. Wichdorff, Führer durch die Feengrotten. Saalfeld 1914.
Von der Alaunschieferhalde der Feengrotten, früher Grube »Jeremiasglück«, werden folgende Gattungen angeführt: *Diplograptus*, *Cyrtograptus*, *Rastrites*, *Semirastrites*, *Climacograptus*, *Monograptus*, *Retiolites*. Arten sind keine erwähnt. Die Gattung *Semirastrites* heißt nach ihrem Autor Eisel »*Demirastrites*«.

2. Eisel, Robert, Über die Zonenfolge ostthüringischer und vogtländischer Graptolithenschiefer. 39./42. Jahresber. d. Gesellsch. v. Freund. d. Naturw. zu Gera. 1899.
Erwähnt werden folgende Fundorte des Thüringer Waldes mit Zonenangabe: Hämmern (Zone 14, 15); Hasenthal, Försterei bei Spechtsbrunn (Zone 14); Saalfeld-Garnsdorf (Zone 12b—15); Gräfenthal, Chaussee nach »Lichtenberg« [muß wohl heißen »Lichtenhain«] (Zone 14).

3. —, Nachtrag zum Fundortsverzeichnis wie zur Zonenfolge usw. 43./45. Jahresber. d. Gesellsch. v. Freund. d. Naturw. zu Gera. 1903.

Angeführt werden: Ludwigstadt (Katzwich) 12b; Limbach bei Gräfenthal (Zone 12b); Limbach nach Schmiedefeld zu (Zone 12b); Gebersdorf bei Gräfenthal (Weg nach »Gösselsdorf« z. T. Hohlweg, Zone 14, 15); rechts am Chausseehange nach Lippelsdorf (Zone 12b); Creunitz bei Gräfenthal »auf den Feldern an den Wegrändern« (Zone 20); Arnsbach bei Gräfenthal (Einzelhaus mit ehemaligen Vitriolwerkshalden, Zone 14, 15); Spechtsbrunn bei Gräfenthal (ehemaliger Stollen Zone 14, 15); Spechtsbrunn, Chaussee nach Hasenthal (links Halden, Zone 11, 12); Spechtsbrunn mit *Retiolites Geinitzianus* (Zone 16, 17); Haselbach bei Gräfenthal am Orte, an der Chaussee zwischen Hasenthal und Steinach (Hohlweg am rechten Talhang (Zone 13, 14); Steinach, südwestlich vom Ort am Fußsteige nach Hämmern (Zone 20); Halde der eingegangenen und Halde der noch in Betrieb befindlichen Ockergrube bei Steinach; Hämmern (Zone 14, 15); Hämmern dicht am Ortsspritzenhäuschen (Chausseebiegung nach N, diese verlassend, über Ockerkalk am Chausseebach (Zone 20); Saalfeld (Richter's Sammlung, Zone 12a—17, 19—20); »Eibenberg« (Richter's Sammlung, Zone 12b?); »Rothenbach« (Richter's Sammlung, Zone 17).

Viele dieser Fundorte sind zurzeit nicht mehr zugänglich. Viele der Eisel'schen Angaben beruhen auf den nicht verläßlichen Richterschen Bemerkungen in seinen Arbeiten und auf den Etiketten seiner Sammlung.

4. Eisel Robert, Über zonenweise Entwicklung der Rastriten und Demirastriten in den mittelsilurischen Graptolithenschiefern Thüringens und Sachsens. 53. 54. Jahresber. d. Gesellsch. v. Freund. d. Naturw. zu Gera. 1912. — Er führt an:

Rastrites spina Richt.	Zone	12a	von	Spechtsbrunn?	
» » »	»	14	»	»	?, Haselbach.
» *hybridus* Lapw.	»	13	»	»	?
» *peregrinus* Barr.	»	12b	»	Saalfeld.	
» *phleoides* Törnquist.	»	13	»	Haselbach, Saalfeld?	
» *Richteri* Perner.	»	14	»	Arnsbach, Haselbach. (Abgebild. v. Arnsbach, Taf. I, Fig. 8).	
» *abbreviatus* Lapw.	»	14	von	Arnsbach. (Abgeb. Taf. I, Fig. 11)	
» *Linnaei* Barr.	»	14	»	Gebersdorf, Arnsbach, Spechtsbrunn?, Haselbach, Hämmern.	
» *maximus* Carr.	»	14	von	Gebersdorf (Taf. I, Fig. 26), Haselbach (Taf. I, Fig. 25), Hämmern, Saalfeld?	
Demirastrites urceolus Richt.	Zone	15	von	Arnsbach.	

Das Fragezeichen setzte ich hinter einzelne Fundorte, wenn die Eisel'schen Angaben nicht genau genug sind. Wie ich mich zu der in dieser Arbeit neu aufgestellten Gattung »*Demirastrites*« stelle, davon lese man in diesem Literaturverzeichnis unter Nummer 12.

5. Franke, H., Geologisches Wanderbuch für den Thüringer Wald. Stuttgart 1912.

Der Verfasser dieses Buches führt ohne Nennung der Graptolithenfauna an Fundorten an: S. 52 Schwefelloch, S. 53 Teufelskanzel, S. 53 im 4. Absatz eine Stelle, die zu meiner Angabe Creunitz gehört, S. 56 im 1. Absatz einen mittelsilurischen Aufschluß nach Hasenthal hin, der entgegen seinen Angaben nach meinen Untersuchungen reich an Graptolithen ist, S. 52 Hämmern.

6. Frech, Fr., Lethaea geognostica, Teil 1, Bd. 1.

Es werden verschiedene Graptolithenarten aus Thüringen angeführt. Die Fundortsangaben sind aber sehr ungenau: *Petalograptus ovatus* Barr. aus Kieselschiefern von Saalfeld, *Diplograptus cometa* Gein. aus »Schiefern von Lobenstein bei Saalfeld«, *Monograptus turriculatus* aus der »Gegend von Saalfeld«, *Monograptus proteus* von »Thüringen«, *Pristiograptus colonus* Barr. von »Thüringen«, *Rastrites Linnei* Barr. von Saalfeld, *Rastrites maximus* Carr. von »Thüringen«, *Triplograpsus Nereitarum* Richt. aus »Oberem Unterdevon Thüringens« (ist gar kein Graptolith).

7. Geinitz, Br., Die Graptolithen. Leipzig 1852.

Er führt nach Richter'schen Angaben und eigenen Bestimmungen von Saalfeld eine Reihe von Arten von *Diplograpsus* und *Monoprion* an. Leider sind auch hier genaue Angaben über die — wie die Faunenliste lehrt — sicher nicht von einer Stelle stammenden Graptolithen nicht gemacht worden. Gut sind die Abbildungen.

8. —, Die Graptolithen des K. Mineralogischen Museums in Dresden. Cassel 1890.

Es finden sich hier dieselben ungenauen Fundortsangaben wie »Saalfeld«. Der angeführte *Triplograptus Nereitarum* Richt. ist kein Graptolith. Leider werden keine deutschen Graptolithen abgebildet, sondern meist Originalabbildungen ausländischer Autoren wiedergegeben.

9. Gümbel, W., Geognostische Beschreibung des Fichtelgebirges. 1879.

Gümbel bildet hier auf S. 447 verschiedene Graptolithen ab. Dabei sind ihm entweder Druckfehler nicht aufgefallen oder aber er hat sich bei den Benennungen getäuscht. Es ist wohl ausgeschlossen, daß seine Auffassungen über die Abgrenzungsmöglichkeiten zwischen den einzelnen Arten so weit von den normalen Ansichten sich entfernen. So ist z. B. Figur 31, 32 nicht *Retiolites Geinitzianus*, sondern *Diplograptus palmeus* Barr.; Fig. 14 ist nicht *Mon. proteus* Barr., sondern *Mon. gemmatus* oder auch *Mon. exiguus*. — An Fundorten aus unserm Gebiet mit Angabe der Fauna führt er an: Arnsbach, Hämmern, Stelle zwischen Gebersdorf und Gösselsdorf, Creunitz, Creunitz nahe an Gräfenthal, Schwefelloch bei Schmiedefeld, Haselbach nach Steinach zu, Markt-Gölitz, Buchbach bei Gräfenthal, Buchbach an der Straße, Großneundorf bei Gräfenthal, Loquitz, Schinderei bei Gräfenthal, Lippelsdorf, Schadertal. Bemerkenswert ist seine Angabe »zwischen Creunitz und Arnsbach« über einen *Pleurograpsus* cf. *linearis* Carr. aus dem »dritten tieferen Graptolithenhorizont«. Leider wird er nicht abgebildet. Beachtenswert sind auch seine Bemerkungen zu den einzelnen Arten über Bestimmung und Vorkommen.

10. Herrmann, Otto, Die Graptolithenfamilie *Dichograptidae* Lapw. mit besonderer Berücksichtigung von Arten aus dem norwegischen Silur. Christiania 1885.

Seite 12 werden Funde von »ober- und untersilurischeu« Graptolithen von Saalfeld erwähnt. Er führt den Richter'schen *Dicranograptus* an und will ihn als *Dicellograptus* aufgefaßt wissen.

11. Hundt, Rudolf, Die Entwicklung der Monograpten. Paläontolog. Zeitschr., 2. Bd., 1915, S. 75—81.

Es wird die Vermutung ausgesprochen, daß die »Tentakuliten« der Feengrotten-Phosphoritkonkretionen »Sikulae« sind.

12. —, Zweiter Nachtrag zu meiner Graptolithenfauna. 55./56. Jahresber. d. Gesellsch. v. Freund. d. Naturwissensch. zu Gera. 1914.

E. Zimmermann I. führt in einer Fußnote zu dieser Arbeit aus Phosphoritknollen des Fürstenhuter Stollens bei Saalfeld Sikulae von Graptolithen an.

13. —, Die Ostthüringer Graptolithen, ihre Erhaltung und Bedeutung für die Zonenforschung. Zeitschr. f. Naturwissensch. 1916.

Es werden bei der Erhaltung verschiedene Thüringerwaldfundorte erwähnt.

14. —, Untersilurische Graptolithenformen (*Glossograptus*, *Dicranograptus*, *Dictyonema*) im Ostthüringer Mittel- und Obersilur. Zentralbl. f. Min., Geol. u. Pal., 1920, S. 21—24.

Erwähnt wird vom Thüringer Wald bei Steinach *Dicranograptus thuringicus* Hundt. Die Lagerungsverhältnisse von Richter's *Dicranograptus posthumus* Richt. werden geklärt.

15. Lepsius, Geologie von Deutschland, 2. Teil, 1. Bd. 1903.

Zu den auf Seite 218 gemachten Angaben muß bemerkt werden, daß wichtige Fundorte im östlichen Thüringer Wald unerwähnt geblieben sind.

16. Liebe und Zimmermann, Blatt Probstzella. Erläut. z. Geol. Spezialkarte v. Preußen. 1888.

Gibt verkieste Graptolithen vom Süden und Nordosten von Lositz aus dem Mittelsilur an. Im Steinbachtal sollen zwischen den Knotenkalken Alaunschiefer mit »geraden« Graptolithen vorkommen.

17. — —, Blatt Saalfeld. Erläut. 1888.

Auf Seite 8 werden nach Bestimmungen von Törnquist von der Halde des Garnsdorfer Vitriolwerkes *Mon. Halli*, *Mon. Becki*, *Mon. proteus*, *Mon. spiralis*, *Mon. turriculatus*, *Mon. discus* aus dem Mittelsilur angeführt. Aus dem obersilurischen Schiefer von Garnsdorf werden Graptolithen angegeben, ohne daß bestimmte Arten genannt werden.

18. Loretz, H., Blatt Gräfenthal. Erläut. 1892.

Für Mittelsilur führt er »ein und zweizeilige, gerade und gekrümmte« Formen an, die aus dem Arnsbachthal und Schwefelloch stammen. Er weist auf das Verzeichnis von Graptolithen im Fichtelgebirgswerk Gümbel's hin. Die oberen Graptolithenschiefer (Obersilur) führen nach ihm nicht so viel Graptolithen wie die unteren Graptolithenschiefer,

»wie es scheint, nur oder fast nur geradegestreckte Formen«. Aufschlüsse führt er bei Creunitz, Gebersdorf (östlicher Hang des Seitentales nordöstlich bei Gebersdorf und auch an der Straße nach Lippelsdorf), bei Gräfenthal (südlich von der Stadt bei der Abdeckerei) an.

19. Marr, Notes on the Lower Palaeozoic Rocks of the Fichtelgebirge, Frankenwald and Thüringerwald. Geol. Mag., Vol. VI. 1889.

Es wird von Saalfeld ein *Dimorphograptus* angeführt.

20. Murchison, Siluria. London 1867.

Auf Seite 383 führt er Richter's Graptolithenbestimmungen aus dem Thüringerwald an. Bei Obersteinach hat er doppelte und einfache Graptolithen vom Alter des Llandeilo beobachtet.

21. Richter, R., Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch., Jahrg. 2, S. 198. 1850.

Bisher haben ihm nur die Alaunschiefer Graptolithen geliefert. Er teilt sie in gekrümmte und geradlinige ein. Angeführt werden: *Grapt. sagittarius*, *Grapt.* spec. (nach der Abbildung zu urteilen ist es *Rastrites peregrinus*) aus weißen Schiefern von Katzwich bei Ludwigstadt, *Gr. folium*, *Gr. spec.* (nach der Abbildung beurteilt, ist es *Dipl. palmeus*, den Richter *Gr. mucronatus* nennt), *Gr. priodon* aus weißen Schiefern von Katzwich, *Gr. scalaris.*

22. —, Über thüringische Graptolithen. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch. Jahrg. 3, 1851, S. 563.

Er führt folgende Arten an: *Gladiolites Geinitzianus* Barr., *Dipl. palmeus*, *Dipl. ovatus* (vielleicht ein junger *palmeus* oder *folium*), *Monoprion priodon*, *Mon. colonus*, *Mon. nuntius*, *Mon. Nilssoni*, *Mon. Halli*, *Mon. bohemicus*, *Mon. testis*, *Mon. chimaera*, *Mon. proteus*, *Mon. turriculatus*, *Rastrites gemmatus*, *Rastr. Linnaei*, *Rastr. peregrinus.* Aus dem »kupferhaltigen Gestein« des Schwefelloches ist ihm kein Graptolith bekannt geworden.

23. —, Thüringische Graptolithen. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch. Jahrg. 5, 1853, Taf. XII.

Er unterscheidet zwei Etagen graptolithenführender Bildungen: untere Etage mit *Cladograpsus* Geinitz (1852), *Monograpsus* Geinitz; obere Etage mit *Retiolites* Barr. (1850), *Diplograpsus*, *Monograpsus.* — — Es seien nur einige Bemerkungen zu seiner Tafel XII erlaubt: Abb. 2 ist kein Graptolith, Abb. 1, 3—5 sind Nereïten, Abb. 6 ist nicht »rete«, sondern *Dipl. palmeus?*; der *teretiusculus* der Abb. 11—13 ist sehr stilisiert, Abb. 22 »*priodon*« ist ein verdrückter *Becki*; Abb. 23 »*Becki*« ist *priodon* mit Härchen, Abb. 25 nicht »*Becki*«, sondern *priodon*, Abb. 26, 27 Richter's »*pectinatus*« ist *millipeda* oder *triangulatus*, Abb. 28 *turriculatus* mit schönen Härchen, Abb. 31a, b für *peregrinus* zu groß, ist vielleicht *Linnaei.* — Sehr brauchbar sind seine Bemerkungen bei den einzelnen Arten, die sich auf die Art des Vorkommens beziehen. Leider fehlen die genauen Fundortsangaben. Er erwähnt einen *convolutus* von 30 cm Durchmesssr, Härchen bei *testis*, *Becki*, *turriculatus* von 24 mm Länge.

24. —, Das Thüringische Schiefergebirge. Zeitschr. d. Deutsch. Geolog. Ges. Jahrg. 21, 1869

Er führt eine Reihe von Graptolithen (als solche auch Nereïten) an, die er auf folgende Schichten verteilt, in denen er wohl einzelne Horizonte sieht: Alaunschiefer, Kalklager, Tentakulitenschichten. Merkwürdig und auffallend ist seine Angabe, daß *Becki* und *priodon* sich im Kalke gefunden haben sollen. Nach meinen Beobachtungen geht der Kalk höchstens bis zur Zone 16 herunter, nicht aber bis zur Zone 14, wie es nach diesen Angaben der Fall sein müßte, da *Mon. Becki* aufwärts nur bis zur Zone 14 reicht. Überdies sind Graptolithenfunde im Ockerkalk sonst nicht bekannt geworden.

25. —, Aus dem Thüringischen Schiefergebirge. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch. Jahrg. 23, 1871.

Seine hier genannten Fundorte sind die Saalfelder Halden (welche? wird nicht angegeben), Schmiedefeld, Arnsbach, Morasina; Tentakulitenschiefer von Schadertal, Taubenbach; Nereïtenschichten von Lositz, Döhlen, Steinach, Schadertal. (Die aus den Nereïtenschichten des Thüringer Unterdevons beschriebenen Graptolithenformen sind keine Graptolithen, sondern Nereïten.) R. führt *Dipl.* cf. *pristis*, *Dipl. pennatulus* Richt., *Mon. crenatus* Richt., *Mon.* cf. *sagittarius* His. mit Tentakuliten zusammen vorkommend an. Nach meinen Beobachtungen an dem Richter'schen Material der Preuß. Geol. Landesanstalt stimmt dies nur von dem Fundpunkt »Gissera« bei Saalfeld. Falsch ist Richter's Deutung, nach dem diese Schichten im Hangenden unseres Obersilurs als Tentakulitenschichten vorkommen sollen. Diese Schichten von der »Gissera« sind sicher obersilurischen Alters, und zwar gehören sie nach der Graptolithenfauna darin zur Zone 15. — Richter bildet neu ab: *Mon. chorda* von der schiefen Ebene bei Limbach, einen »*Phyllograptus*«? aus dem Alaunschiefer von Jeremiasglück (heute Feengrotten), *Triplograptus Nereitarum* aus den Nereïtenschichten von Steinach (kein Graptolith), *Dipl. pennatulus* aus den Tentakulitenschiefern von Taubenbach; Schadertal. (Mit diesen »Tentakulitenschiefern« wird es sich wohl ebenso wie mit denen in der »Gissera« verhalten. Leider bekam ich das Material nicht zur Hand.)

26. —, Aus dem Thüringischen Schiefergebirge. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch., Jahrg. 27, 1875, Taf. XIII.

Auffällig ist *Dicranograptus posthumus* Richt. von Creunitz aus dem »mittleren Teil des Hangenden« (mit Hangendem sind jedenfalls die Ktenakanthus-Schichten = Kalkknotenschiefer t1α der Geol. Karte gemeint). Er bildet ab und führt außer anderen Arten an: *Cyrtogr. Murchisoni* Carr.

27. —, Aus dem Thüringischen Schiefergebirge. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch. Jahrg. 38, 1886.

Für Richter ist erwiesen der »silurische und zwar speziell obersilurische Charakter des in Thüringen den Raum zwischen den Grapto-

lithen führenden Alaunschiefern und den devonischen Dachschiefern einnehmenden und aus buntgefärbten Kalklagern, Tentakulitenschichten, Nereïtenschichten und Tentakulitenschiefern bestehenden Schichtenkomplexes derart, daß es einer weiteren Erhärtung dieses Beweises durch die Konstatierung des Vorkommens von Graptolithen bis herauf in die Tentakulitenschiefer gar nicht bedürfe«. Ich wiederhole noch einmal, daß seine »Tentakulitenschichten« der Gissera durch *Mon. priodon* Bronn dem mittleren Teile des Obersilurs und die »Nereïtenschichten« und »Tentakulitenschiefer« dem Thüringer Unterdevon (rheinisches unteres Mitteldevon) angehören. Richter rechnete sogar die unterculmischen Dachschiefer z. T. zu den Tentakulitenschichten und fand darin »Graptolithen«.

28. Meyer, H., Die mittelsilurischen Graptolithenschiefer bei Saalfeld. Mitteil. des Vereins f. Geologie in Saalfeld in Thür. 1910/1912.

Es werden die Graptolithenfunde von Jeremiasglück bei Garnsdorf und von Grube Schmiedefeld im Rothenbachtale bei Saalfeld angeführt, 7/8 der Funde entstammen den Zonen 14—15. Leider sind die Graptolithen nach diesen beiden Fundorten nicht geschieden. Irrtümlich bezeichnet M. die Eisel'sche Gattung *Demirastrites* als *Semirastrites*. »*Retiolites phleoides* Törnq.« ist nicht bekannt. Es muß wohl *Rastrites phleoides* heißen.

29. —, Kleine geologische Umschau in der Umgebung Saalfelds. Saalfeld 1910.

Auf Seite 109 sind aus der Umgebung von Saalfeld folgende Graptolithenfundorte angegeben: Halden von Jeremiasglück und Halden im Rothenbachthale. Nach Meyer hat Rob. Eisel für Saalfeld allein (sicherlich die Verdrückungsformen hinzugerechnet) 50 Spezies festgestellt. Vertreten sind folgende Zonen mit »Leitversteinerungen«:

Zone 12a *Monogr. lobiferus*, var. *elongatus*
» 12b » *triangulatus*, var. *communis*
» » *leptotheca* (fast leitend)
» 13 *Retiolites phleoides* (fast leitend)
» 14 *Rastrites Linnaei*
» 15 *Monogr. dubius* var. *initialis*
» *gemmatus*
» 20 » *proteus*, var. *armatus* (fast leitend)
» *colonus* Barr. (Breitdruck = *Roemeri*).

»*Retiolites phleoides*« gibt es nicht, muß heißen *Rastrites phleoides*. Ein Irrtum ist es, daß *Mon. proteus*, var. *armatus* als »fast leitend« in Zone 20 vorkommen soll. Die Form findet sich überhaupt nicht in Zone 20, sondern in Zone 14/15.

30. Törnquist, Sv., Anteckningar om de äldre paleozoiska leden i Ostthüringen ock Voigtland. Geol. Fören i Stockholm Förhandl., Bd. IX. 1887.

Er teilt das Mittel- und Obersilur Ostthüringens ein in:

Retiolites-Schiefer
Obere Rastritenschiefer
Untere Rastritenschiefer.

Er führt aus den oberen Rastritenschiefern von »Garnsdorf« an: *Mon. Becki, Mon. proteus, Mon. spiralis, Mon. turriculatus, Mon. discus, Dipl. palmeus, Dipl. ovatus, Ret. perlatus* cfr. var. *obesus*. Die Retiolitenschiefer Garnsdorfs enthalten nach ihm: *Mon. ludensis, Mon. colonus, Mon. bohemicus*. Das Adrianstal lieferte ihm *Mon. ludensis*.

31. —, Observations on the genus Rastrites and some allied species of Monograptus. Lunds Universitets Ärsskrift N. F. Afhd. 2, Bd. 3, No. 5. Lund 1907.

Er bildet ab: *Rastrites distans* Lapw. var. *abbreviatus* Lapw. auf Taf. 2, Fig. 11, 12 von Arnsbach.

32. Tullberg, Skånes Graptolites I. Stockholm 1882.

Aus Thüringen führt er Richter's Bestimmungen an, nach Gümbel vom Fichtelgebirge und Thüringer Wald *Rastrites, Monograptus, Cyrtograptus Murchisoni*.

33. Zimmermann, E., Geologie des Herzogtums Sachsen-Meiningen. Hildburghausen 1902.

Er gibt als Zahl für die Arten aus dem Mittelsilur über 25 an. Für unteren Graptolithenschiefer sind charakteristisch *Rastrites, Retiolites, Diplograptus, Monograptus* (*convolutus, turriculatus*). Aus dem hangenden Alaunschiefer des Obersilurs führt er an: *Mon. colonus, Mon. bohemicus*. Die Arten- und Individuenzahl ist kleiner als im Mittelsilur.

34. —, Blatt Saalfeld. Erläut. z. Geol. Spezialk. v. Preußen, 2. Aufl., 1914.

Er führt Eisel's Bestimmungen aus dem Mittelsisur an, gegen 40 verschiedene Arten aus den Zonen 12—15, die von den Halden der alten Alaunbergwerke stammen. Es sind im einzelnen: *Mon. Becki, communis, dubius, exiguus, galaensis, lobiferus, priodon, proteus, Sedgwicki, spiralis, triangulatus, turriculatus, veles; Dipl. birastrites, palmeus; Rastrites Linnaei, peregrinus, spina; Climacogr. scalaris, undulatus*, vielleicht auch *Retiolites*-Arten«. Vom Fürstenhuter Stollen stammt eine kugelige Konkretion mit *Mon. Sedgwicki, galaensis* und zahlreichen Sikulae von Graptolithen. Aus dem Alaunschiefer des Obersilurs (im Hangenden des Ockerkalkes) liegen vor: *Mon. basilicus, vomerinus, Flemmingi, bohemicus, colonus* (Zone 19, 20). (Richter führt aus diesen Schiefern mit Graptolithen zusammen Tentakuliten an. Das Material der Richterschen Sammlung in der Geol. Landesanstalt zu Berlin zeigt nur auf einer Platte aus der Gissera bei Saalfeld Graptolithen zusammen mit Tentakuliten, und zwar *Mon. priodon.*)

35. Zimmermann, E., Blatt Lehesten. Erläut. z. Geol. Spezialkarte. 1910.

Es werden die Graptolithenfundorte des Mittelsilurs und Obersilurs in der Umgebung von Ludwigstadt-Ottendorf erwähnt. Für die mittelsilurischen Kieselschiefer fand Zimmermann »einen recht beträchtlichen Gehalt an Graptolithen, von denen (aber) neben den vorherrschend geraden *Monograptus*-Formen auf diesem Blatte die gebogenen und spiraligen, sowie die *Diplograptus* stark zurücktreten, während *Rastrites* und *Retiolites* gar nicht gefunden wurden«. Im Eisenbahneinschnitt zwischen

Kilometerstein 48,8 und 48,9 fand er im Mittelsilur *Mon. convolutus, triangulatus, Dipl. folium.* Aus dem obersilurischen Alaunschiefer gibt er bestimmte Graptolithenformen nicht an.

Nachstehend führe ich nun die einzelnen Fundorte an. Manche von ihnen sind schon in der älteren Literatur bekannt gewesen, aber es war nötig, sie einmal an der Hand neuerer Forschungen zu bearbeiten. Dabei hat sich manches neue ergeben, worüber immer bei dem betreffenden Fundort berichtet werden soll. Mir war auch darum zu tun, aus diesem Gebiet, das für die Erhaltung von Graptolithen so günstig ist, guterhaltene Formen abzubilden, da gerade unsere deutschen Graptolithen so wenig in Abbildungen zugänglich sind. Es ist zwar schon von Richter und Gümbel versucht worden, Thüringerwald-Graptolithen abzubilden, aber beiden sind beim Abbilden Irrtümer unterlaufen; und die Richter'schen Abbildungen sind zu stark stilisiert. Ich bin dem Präsident der Preuß. Geol. Landesanstalt, Herrn Geheimen Oberbergrat Prof. Dr. Beyschlag, großen Dank schuldig, daß er bereitwilligst meinem Wunsche entsprach, dieser Arbeit Abbildungen beizugeben.

Bei der Anordnung der Fundorte befolgte ich dieselbe geographisch-tektonische Reihenfolge, die E. Zimmermann in seiner »Geologie des Herzogtums Sachsen-Meiningen«, Seite 353 für die Mittelsilurzüge des Gebietes angegeben hat:

1. Zug: Hämmern, Steinach, Haselbach, Hasenthal, Spechtsbrunn, Buchbach, Lichtenhain.
2. Zug: Teufelskanzel, Arnsbach, Creunitz, Gräfenthal.
3. Zug: Taubenbach, Schwefelloch, Lippelsdorf, Gebersdorf, Gösselsdorf, Limbach, Marktgölitz, Oberloquitz, Lositz.
4. Zug: Gartenkuppen, Garnsdorf.

Ich sehe mich veranlaßt, nachdem ich meine Untersuchungen über die Graptolithenfauna des Frankenwaldes abgeschlossen habe, auch meine Funde von Ludwigstadt-Ottendorf hierher zu stellen. Der Fundort der ersten untersilurischen Graptolithen des Thüringer Waldes »Birkenheide« nimmt eine isolierte Stellung ein.

1. Hämmern (Blatt Steinheid).

Wenn man die Straße von Steinach nach Hämmern geht, liegt rechts hinter den ersten Häusern von Hämmern ein verlassener Steinbruch. Schwarze, zum Teil sehr schön spaltende Kiesel- und Alaunschiefer liegen auf der Halde. Die Graptolithen sind sehr gut erhalten. Die Versteinerungsmasse ist entweder Gümbelit oder Schwefelkies. Weiter rechts der Straße, nach dem Ort zu, stehen verzerrte und stark gefaltete Kieselschiefer an. In ihnen kommen unbestimmbare Graptolithen vor. Das ist im ganzen hier in dieser Arbeit behandelten Gebiete die einzige, mir bekannt gewordene Stelle harter Kieselschieferschichten, die an Ostthüringer Verhältnisse erinnert, obgleich gerade sie die am weitesten davon entfernte ist. Wie mir Herr Lehrer Nass in Hämmern mitteilte, sind weiter im Süden, am Westabhange des Mühlberges nach Hämmern zu, durch Grabungen Graptolithenschiefer zu Tage gekommen, in denen sich Graptolithen gefunden haben. Leider ist es versäumt worden, Belege von hier zu sammeln.

Gümbel nennt von Hämmern aus dem Obersilur (wahrscheinlich weiter im Süden) *Mon. colonus* Barr., *Mon. bohemicus* Barr., *Mon. Roemeri* Barr. Von der oben beschriebenen Fundstelle nennt er 1879 *Rastrites Linnaei*; *Grapt. triangulatus, Proteus, turriculatus, sagittarius, Halli, Nilssoni, priodon*; *Dipl. palmeus, cometa.*

Eisel gibt in seiner Schrift aus dem Jahre 1899 von Hämmern Zone 14, 15 an. Das bezieht sich auf die Fundstelle im verlassenen Steinbruch. In seinem Nachtrag von 1902 macht er gleiche Angaben über Hämmern und fügt aus der Nähe von Hämmern Zone 20 an, die über Ockerkalk liegen soll. In seiner letzten Arbeit (Nr. 4, S. 35, 36) nennt er von Hämmern *Rastrites Linnaei* Barr., *Rastr. maximus* Carr.

Meine in der Tabelle angeführten Graptolithen fand ich in dem ausgezeichnet spaltenden, von Quarzadern fast freien, vom Gebirgsdruck fast garnicht berührten Alaunschiefer.

Mon. Becki Barr. zeigte sich in den verschiedensten Vari-

anten, z. T. plastisch erhalten; ein Exemplar war im Distal stark gebogen, die Virgula nach der Mitte verschoben. Auch *Mon. priodon* Bronn tritt in einer Anzahl von Varianten auf. Auf manchen Schichtflächen breitet sich ein Haufwerk von Rastritenzellen aus. Es ist bemerkenswert, daß sich hier auch in einem Bruchstück *Mon. Zimmermanni* zeigte, den ich von Willenberg an der Katzbach im dritten Teil dieser Arbeit beschreibe. *Mon. turriculatus* var. *fimbriatus* Hundt zeigte sich in einem in Gümbelit plastisch erhaltenen Exemplar mit auffallend langen Wimperhärchen. Außer *Climacograptus scalaris* kommt noch ein anderer *Climacograptus* vor, dessen Spezies nicht näher zu bestimmen war. Ein *Mon. proteus* ähnelt im Zellenbau der von Elles und Wood (A Monograph of British Graptolits) gegebenen Abbildung. Er ist dünner und zarter als die gewöhnlichen *proteus*-Formen gebaut. Bemerkenswert ist ein *Rastrites maximus* mit Zellen von $9^1/_2$ mm Länge.

2. Steinacher Ockergrube (Blatt Steinheid).

Von der Steinacher Kirche geht man von der nach Süden führenden Straße den ersten Weg rechts ab und über die Höhe hinweg ins Tal. Rechts liegen dann am Ende eines Seitentales die Halden der Ockergrube. Die Alaunschiefer sind feinkörnig, schwarz. Durch grifflige Spaltung dieser Schiefer erscheinen die Graptolithen häckselartig eingelagert. Weißer Gümbelit, den keine Metamorphose verändert hat, ist die Versteinerungsmasse. Manche Stücke leiden an zu viel Gümbelit.

Eisel gibt 1902 Zone 20 von einer Halde eines eingegangenen und eines noch in Betrieb befindlichen Ockerbergbaues an. Das ist die von mir untersuchte Fundstelle.

Bemerkenswert ist der von mir dort gefundene, nachfolgend beschriebene *Dicranograptus thuringicus* nov. spec., eine bisher nur als rein untersilurisch bekannte Graptolithengattung im Thüringer Obersilur.

Dicranograptus thuringicus nov. spec.

Der auf den Halden der Steinacher Ockergrube gefundene

neue *Dicranograptus* hat einen Vorgänger in dem *Dicranograptus posthumus* RICHT., den RICHTER (Nr. 26, Seite 267) beschreibt und auf Tafel XIII von Creunitz abbildet. Diese rein untersilurische Gattung taucht hier im östlichen Thüringer Wald auf einmal im Mittel- (*posthumus*) und im Obersilur (*thuringicus*, auf. RICHTER's Art erscheint »hauptsächlich im mittleren Teil des Horizontes«. *thuringicus* zeigte sich jedoch in sicher nachgewiesenem Obersilur, da auf der Rückseite des Gesteinsstückes, in hellem Gümbelit erhalten, *Mon. colonus* BARR. und *Mon. dubius* SUESS liegen. Nach den Graptolithen zu urteilen, durch welche RICHTER diesen von ihm angegebenen »Horizont« charakterisiert, handelt es sich um die Zonen 15—20. Da auch er die Zone 20 zu diesem »Horizont« hinzufügt — er führt *Mon. colonus, Mon. Nilssoni* an — kann es auch sehr leicht möglich sein, daß sein *Dicranograptus posthumus* aus den gleichen Schichten wie *Dicr. thuringicus* stammt, denn an RICHTER's sonst so fleißigen Arbeiten ist oft zu bemerken, daß »er paläontologisch oft mit zu viel Phantasie gearbeitet und die Tektonik nicht selten ganz und gar verkannt und darum auch in der Stratigraphie vielfach hangend und liegend, jünger und älter verwechselt hat« (E. ZIMMERMANN in der 2. Aufl. seiner Erläuterung zu Blatt Saalfeld d. Geol. Spez.-Karte).

Beide Spezies unterscheiden sich von einander. *Dicr. thuringicus* ist viel stärker gebaut. Er kehrt seine beiden Äste nicht mit der dorsalen Seite wie *posthumus* gegeneinander, sondern der eine Ast ist dorsal nach außen, der andere dorsal nach innen gerichtet; doch kann diese Erscheinung als Einbettungsform angesehen werden. Der kürzere Ast ist 1.4 cm, der längere 1.9 cm lang. Die Theken sind deutlich zu unterscheiden; sie sind an dem längeren Ast sägezahnartige Gebilde, die nicht in regelmäßigem Abstande an der Virgula stehen; am kürzeren Ast sind sie schmäler und drücken sich an die Virgula an. Die Virgula ist sehr gut zu sehen; sie ist linear in den Schiefer eingedrückt. Der Fuß ist thekenlos und verlängert; der kürzere Ast ist in seiner Nähe etwas gebogen. Erhalten ist er in Güm-

belit, in dem auch die andern dort gefundenen Graptolithen, die alle sicheres Obersilur anzeigen, bewahrt sind.

Herrmann schreibt 1885 über den Richter'schen *Dicranograptus posthumus* und seine Begleitfauna: »Die hier berichtete Assoziation von Graptolithenarten ist jedoch äußerst auffallend, da bisher keine zweiästigen Formen mit echten Monograptiden zusammen gefunden worden sind. Es verdient deshalb dieser Fall die größte Beachtung und bedarf der weiteren Untersuchung.«

In der Richter'schen Sammlung, die sich jetzt in der Hauptsache in der Preuß. Geol. Landesanstalt befindet, liegen von diesem Fundort, vom Verf. am Schiefermaterial und an der Erhaltung der Graptolithen erkannt, nach den Bestimmungen von Eisel außer den von mir festgestellten Formen: *Mon.? ludensis*, *Mon.? micropona* Jaek.

Ich selbst fand folgende Formen dort: *Mon. colonus*, *dubius*, *bohemicus*, *Nilssoni*, *uncinatus*. Mit ihnen zusammen treten *Posidomya glabra* Mob. wie am Klosterhammer und im Pößnigstal bei Saalburg auf.

3. Steinach (Blatt Steinheid).

An der Straße nach Steinach liegt auf der Höhe, kurz vor Steinach, links ein verlassener Steinbruch im Ockerkalk. Überlagert wird der Kalk von Alaunschiefern, die die Zone 20 darstellen. Gümbel erwähnt 1879 in seinem »Fichtelgebirge« zwei Graptolithenfundorte von Steinach. Einer liegt im Orte und führt *Mon. colonus*, *bohemicus*, *sagittarius*, *Roemeri;* der andere liegt in einem Steinacher Hohlwege mit *Mon. colonus*. Diese beiden Gümbel'schen Fundorte waren nicht mehr zugänglich.

Haselbach (Blatt Spechtsbrunn).

Eisel gibt in seinem »Nachtrag usw.« von 1902 an: »dicht unterhalb vom Orte, an der Chaussee zwischen Hasenthal und Steinach, in einem kleinen Hohlweg, unten am rechten Talhang 13, 14«. In seiner Arbeit 1912 führt er an: *Rastrites*

spina, phleoides, Richteri, Limnaei und *maximus*. In der EISEL'schen Angabe muß es wohl heißen »zwischen Haselbach und Steinach«, dann stimmt die Fundstelle mit den GÜMBEL'schen Angaben überein, die sich auf seinen Fundort »Haselbach, Weg nach Steinach« beziehen.

4. Straße von Spechtsbrunn

(in der Tabelle = Spechtsbrunn 1; Blatt Spechtsbrunn).

Auf der Straße von Spechtsbrunn nach Hasenthal macht der Weg nach dem Fundort beim unter »6« erwähnten Stollen eine Biegung. Rechts geht ein Waldweg ab. Zu meiner Besuchszeit rodete man dort. Dabei kamen gebleichte, tonschieferartige Alaunschiefer zum Vorschein, die großplattig spalteten.

5. Spechtsbrunn

(in der Tabelle = Spechtsbrunn 2; Blatt Spechtsbrunn).

An der Straße von Spechtsbrunn nach Hasenthal geht rechts ein Tal hinauf, die Oelze. Am rechten Hang (kein Steinbruch!) sind tiefmittelsilurische Schichten aufgeschlossen. Die Schiefer sind zum Teil sehr verwittert und spalten als Kieselschiefer muschelig und würfelig. Graptolithen kommen spärlich vor und sind schlecht erhalten, bis auf einige, die plastisch erhalten waren.

Vielleicht ist diese Stelle von GÜMBEL 1879 gemeint, der bei »Spechtsbrunn« einen *Diplograptus* angibt.

6. Straße von Spechtsbrunn nach Hasenthal

(in der Tabelle = Spechtsbrunn 3; Blatt Spechtsbrunn).

Rechts von dieser Straße findet sich ein eingestürzter Stollen. Der Schiefer über dem Stollenmundloch ist äußerst feinkörnig, spaltet plattig, dabei unregelmäßig, papierdünn. Er ist von dunkler Farbe und ähnelt sehr dem untersilurischen α-Schiefer. Links oben stehen schwarze, zum Teil würfelig spaltende Kieselschiefer an. FRANKE meint auf Seite 56 seines »Geologischen Wanderbuches« diesen Aufschluß bei Spechtsbrunn, von dem er »nur wenig Petrefakten« angibt. Es kommen aber nach meinen

Beobachtungen dort eine Menge Graptolithen vor, die zum Teil sehr gut erhalten sind. Eisel erwähnt 1902 in seinem Nachtrag von hier die Zonen 11, 12, 14, 15. Von Spechtsbrunn erwähnt er auch einen *Retiolites Geinitzianus* aus Zone 16/17, der in der Universitätssammlung in Halle liegt. In seiner »Zonenfolge usw.« führt er Zone 14 unter »Haasenthal, Försterei bei Spechtsbrunn« an, einen Fundort, der mir unbekannt geblieben ist. In seiner »Zonenweisen Entwicklung usw.« ist jedenfalls dieser Fundort gemeint, von dem er anführt: *Rastrites spina* (Zone 12a, 14), *Rastr. hybridus* (Zone 13), *Rastr. Linnaei* (Zone 14). Mir zeigten sich außer den in der Übersicht angeführten Graptolithen bemerkenswerte *Dipl. modestus*, sehr gut erhalten, junge Tiere mit auffällig langem Nema. An einem *Dipl. truncatus* Lapw. zeigte sich an der Verbreiterung der Virgula eine sehr schön erhaltene Schwimmblase. Haufen von abgebrochenen Rastritenzellen und Schwärme junger Tiere bedecken den tiefdunklen Alaunschiefer und Kieselschiefer im Hangenden des Stollens.

7. Arnsbach bei Gräfenthal (Blatt Gräfenthal).

Kurz vor der Teufelskanzel liegen im Arnsbachthal riesige Halden schwarzen Alaun- und Kieselschiefers. Sie entstammen einem alten Alaun- und Vitriolbergbau, dessen Stollen wenig talaufwärts noch erhalten ist. Gümbel erwähnt in seinem Fichtelgebirgswerk 1879 diese Fundstelle. Er führt davon unter der Fauna auch Vertreter der Zone 20 (*Mon. colonus*, *Nilssoni*) mit *Mon. triangulatus* Zone 12a an, die ich beide nicht wiederfinden konnte. Eisel gibt 1902 die Zonen 14, 15 an. Das stimmt mit meinen Untersuchungen dort überein. In seiner Arbeit über »Zonenweise Entwicklung der Rastriten« führt er von Arnsbach einzelne an: *Rastr. Richteri* (Taf. 1, Fig. 8), *Rastr. abbreviatus* (Taf. 1, Fig. 11), *Rastr. Linnaei*, *Demirastrites urceolus*.

Das Material von Arnsbach ist durchweg gut erhalten. Hier liegt einer der ausgezeichneten Graptolithenfundorte des Thüringer Waldes. Auf dem schwarzen Schiefer, sei es Kiesel-,

sei es Alaunschiefer, heben sich die in verändertem Gümbelit erhaltenen Graptolithen sehr deutlich ab.

An *Retiolites Geinitzianus* bemerkte ich eine weit über das Proximal herausragende Virgula. Ein unvollständiges Exemplar eines *Rastrites maximus* ist 23 mm lang und weist 5,5 mm lange Zellen auf, die an der Anwachsstelle verdickt sind. *Diplograptus magnus* zeigt sich in Formen, die 40,5 mm lang und 3 mm breit sind. *Monograptus retroflexus* ist mit der auch im Thüringerwald seltenen Sikula erhalten. Ein 26,5 mm langer *Diplograptus palmeus* läßt 12 mm weit die Virgula über das Proximal hinausragen; ein unvollständiges Exemplar ist doch noch 46,5 mm lang, wovon nur 18 mm auf das Polyparium entfallen, die anderen Millimeter machen die am Ende zu 1 mm verbreiterte Virgula aus. *Monograptus* und *Diplograptus* sind oftmals plastisch erhalten. In der RICHTER'schen Sammlung der Preuß. Geol. Landesanstalt sind viele als Relief erhaltene Formen vorhanden. EISEL hat an diesem Material Formen bestimmt, die nicht hierher gehören und auf Verwechselungen beruhen. Sein *Mon. Nilssoni* ist *Mon. runcinatus*. Als vollständig neue Arten führt er von dem RICHTER'schen Material an: *Monograptus virgaeformis*, *Monogr. ellipsoides*, von denen er in seinen Veröffentlichungen nie eine Abbildung oder eine Diagnose gab. An den in der Preuß. Geol. Landesanstalt liegenden Exemplaren konnte ich feststellen, daß diese von EISEL neuaufgestellten Arten nicht aufrecht zu erhalten sind.

8. Creunitz (Blatt Gräfenthal).

GÜMBEL gibt 1879 von hier an: *Rastrites Linnaei*, *Grapt. spiralis* var. *convolutus*, *Grapt. Halli*, *Grapt. Nilssoni*, *Grapt. priodon*, *Grapt. palmeus*, *Ret. Geinitzianus*. EISEL macht 1902 auf Zone 20 aufmerksam, die »auf den Feldern und an den Bergrändern« anstehen soll. Bei meinem Besuche ließen sich in einem Hohlwege nach Arnsbach hinunter, in dem die Schichten sehr gut aufgeschlossen waren, keine bestimmbaren Graptolithen finden. Es ist von hier 1875 durch RICHTER der seltene *Dicranograptus posthumus* beschrieben und abgebildet worden.

9. Schwefelloch (Schmiedefeld) (Blatt Gräfenthal).

Der Aufschluß im sogenannten Schwefelloch, das wahrscheinlich nach schwefelgelben Ausblühungen auf dem Alaunschiefer oder nach den gelben Ockerabsätzen des aus den Halden ausfließenden Wassers benannt ist, fällt durch seine Größe auf.

Gümbel führt von hier 1879 *Grapt. spiralis, Gr. sagittarius, Gr. Sedgwicki* an. Mir zeigten sich in den dunklen, sehr unregelmäßig spaltenden Alaunschiefern, die sehr oft muschelig brechen und die im Hangenden des Riesenaufschlusses anstehen, folgende Arten: *Mon. colonus* mit guterhaltenen Achse, *Mon. dubius*. In den Schiefern liegen sehr viele junge Tiere, die in Schwärmen angeordnet sind. Oft sind es Anhäufungen dreieckiger Sikulae. Die hier flächenhaft erhaltenen Sikulae und Jungtiere gleichen denen von Pöhl im Vogtlande.

Unter diesen Schichten liegen festere, dunklere Alaunschiefer, die kantengebleicht sind. Trotz der großen Mächtigkeit der Schichten fanden sich nur wenige Fossilien. Bemerkenswert ist ein *Rastrites maximus* mit einer Zellenlänge von 9,5 mm. Die Zellen sind an der Anwachsstelle an der Virgula breiter und stärker als diese selbst. An der Virgula beträgt der Zellabstand 3 mm. Ein *Dipl. palmeus* ist 4 cm lang, wovon 2,4 cm auf das Rhabdosom, 1,6 cm auf die bis 1 mm breite Virgula entfallen. Mit der in der Tabelle angeführten Fauna fanden sich *Climacograptus*- und *Retiolites*-Spezies.

Unter diesen Schichten liegen dunkle Schiefer in beachtenswerter Mächtigkeit, die über und über, ja fast nur mit ungewöhnlich langen Stöcken von *Mon. priodon* bedeckt sind. Zum Teil sind sie plastisch, gut erkennbar, mit deutlich wahrnehmbarer Virgula erhalten. Man kann hier alle Verdrückungs- und Einbettungsformen des *priodon* feststellen.

Weiter bergabwärts lagern helle, ausgebleichte Kieselschiefer, die in Gümbelitflächen Graptolithenreste verraten. Die Graptolithen kennzeichnen Zone 13, 14.

So sind am Schwefelloch bei Schmiedefeld alle Zonen von

13 bis 20 aufgeschlossen. Eine der Gruben, in denen man früher den Alaunschiefer gewonnen hat, hatte den Namen Morasina, den RICHTER ohne nähere Angabe anführt. Sein Nachfolger als Direktor an der Saalfelder Realschule gab in einem Briefe an ZIMMERMANN die Lage der Grube im Schwefelloch an.

11. Lippelsdorf (Tabelle = Lippelsdorf 2; Blatt Gräfenthal).

An der Straße von Gebersdorf nach Lippelsdorf liegt halbwegs ein Ockerkalkbruch. Über dem Ockerkalk liegt nach Lippelsdorf zu ein großplattig spaltender Alaunschiefer, der sich auffällig fettig anfühlt. Die sehr häufig darin vorkommenden Graptolithen, die zu reichlich dick mit Gümbelit bedacht sind, werden durch diese Erhaltungsweise unbestimmbar. Dazu ist der Schiefer auch noch sehr stark gebleicht. Im Kalk sind häufig guterhaltene Seeliliengleder zu sammeln, denen rote, mürbe Stellen als sehr verwitterte Kronen zugehören können.

GÜMBEL meint wahrscheinlich in seinem »Fichtelgebirge« 1879 diese Stelle, von der er *Cyrt.* cf. *Murchisoni* CARR. angibt. LORETZ rechnet in der Erläuterung zu Blatt Gräfenthal diese Alaunschiefer ebenfalls zum Obersilur, da »nur geradgestreckte Graptolithen in ihnen bemerkt werden«.

11. Lippelsdorf (Tabelle = Lippelsdorf 2; Blatt Gräfenthal).

Auf der Bahnstrecke von Lippelsdorf aufwärts kommt man gleich hinter der Haltestelle »Lippelsdorf« in einen tiefen Bahneinschnitt. Nach der Haltestelle Lippelsdorf zu schließt er in prachtvoller Weise feinkörnige, gutspaltende Alaunschiefer der Zone 14/15 auf. In einzelnen Schichten sehen die Schiefer dem untersilurischen α-Schiefer der Geol. Spezialkarte ähnlich. Darin sind die Graptolithen in wundervoller Klarheit erhalten, fast frei vom entstellenden Druck. Schwefelkies und Gümbelit sind die Versteinerungsmasse. Wundervoll sind *Mon. Sedgwicki* und *Dipl. palmeus* bewahrt. Außer den in der Tabelle von hier erwähnten Arten fand sich noch ein *Climacograptus* sp. dort.

12. Lippelsdorf (Tabelle = Lippelsdorf 3; Blatt Gräfenthal).

In demselben Aufschluß stehen noch weiter aufwärts, nach Taubenbach zu, unter-mittelsilurische Kieselschiefer an. Sie brechen bröcklig und muschelig. Darum ist es schwer, große Stücke zu gewinnen. Der Gümbelit ist silbrig-glänzend, dabei von einer Festigkeit, die auf irgendeine Veränderung des Minerals hinweist. Die Fauna dieser Schichten ist merkwürdig hinsichtlich ihrer Zusammensetzung. Sie beschränkt sich mit einer Ausnahme nur auf diprionidische Formen, die in großer Anzahl sich finden. Ein einziger *Rastr. spina* fand sich. Bemerkenswert ist ein *Clim. scalaris* mit einer Achsenverlängerung bis zu 20 mm. Bei einem *Dipl. truncatus* konnte ich eine auffällig wellig verdrückte Achse feststellen.

13. Gebersdorf (Blatt Gräfenthal).

In einem Hohlweg von Gebersdorf nach Gösselsdorf sind graptolithenführende Kiesel- und Alaunschiefer aufgeschlossen. Die dunklen Alaunschiefer sind sehr gefaltet. Die Graptolithen kommen darin plastisch in Gümbelit erhalten vor. Ich habe das bis jetzt noch von keiner anderen deutschen Fundstelle kennen gelernt. Der Gümbelit ist weich, seidenschüppchenartig. Ein Graptolith unter den vielen ist so dick, daß man beim ersten Blick einen *Orthoceras* vor sich zu haben glaubt, wenn nicht die Virgula an einer Seite deutlich abgesetzt und die Thekenumrisse auf der anderen Seite deutlich zu erkennen gewesen wären. Millimeterdick sitzt der Gümbelit als Versteinerungsmasse auf. Im Gegendruck sind die Theken deutlicher zu erkennen.

Gümbel erwähnt 1879 als »zwischen Gebersdorf und Gösselsdorf« diese Fundstelle. Eisel gibt 1902 keine Arten »vom Weg nach Gössendorf z. T. Hohlweg« an, erwähnt aber Zone 14/15.

Ein solcher in Gümbelit plastisch erhaltener *Mon. Sedgwicki* mit ovalem Querschnitt zeigte eine 4,5 mm lange plastische Sikula. Auch ein *Climacograptus* sp. fand sich.

14. Limbach bei Gräfenthal (Blatt Gräfenthal).

Richter gibt in der Zeitschr. d. D. Geol. Gesellsch. Bd. 23, S. 255 von der Fundstelle als »Ebene von Limbach« an: *Mon. priodon* (abgebildet), *Mon. chorda* (abgebildet), letzterer ist *Mon. gemmatus* Barr. Eisel erwähnt 1902 von »Limbach nach Schmiedefeld« Zone 12b.

1915 suchte Verf. am Mundloch des alten Stollens. Es fand sich wenig Alaunschiefer, aber sehr viel harter Kieselschiefer ohne Graptolithen. Die wenigen erhaltenen Graptolithen sind z. T. in Gümbelit plastisch erhalten, der verändert ist. An den Monograptiden sind die Virgulae gut zu erkennen.

Von Herrn H. Meyer in Saalfeld bekam ich sein aus dem Stollen stammendes Material, für das ich ihm auch an dieser Stelle danke. Es sind große Platten, die teils gebleicht, teils schwarz, ohne Quarzadern aufzuweisen, erhalten sind. Der oft ganz fein gefaserte Gümbelit beeinträchtigt bei manchen Stücken die genaue Bestimmung. Auf manchen Platten liegen die Graptolithen eng, in dichten Massen zusammen. Der Reichtum an *Mon. turriculatus* ist bemerkenswert. Er erinnert an ein gleiches häufiges Vorkommen bei Rußdorf unweit Ronneberg. Monograpten kommen in einer Länge bis zu 21 cm vor. Manche Flächen sind bedeckt von jungen Tieren. An einem *Dipl. palmeus* ist die sehr selten an deutschen diprionidischen Formen nachweisbare Sikula erhalten. Bei einem *Mon. turriculatus* var. *fimbriatus* Hdt. ist am Distal dieselbe Ausschwingung der Virgula festzustellen, wie sie seinerzeit von mir an einem Exemplar von Rußdorf beschrieben[1]) worden ist. In die Faunenliste gehört auch eine *Climacograptus*-Art.

15. Rothenbachthal bei Reschwitz (Blatt Saalfeld).

Der Größe und dem Erhaltungszustand der Halden nach, die ich sogar im aufgegrabenen Zustande auffand, versprach

[1]) Hundt, Rudolf, Einige Bemerkungen zur Lebensweise des *Mon. turriculatus* Barr. var. *fimbriatus* Hundt. Zentralbl. f. Min., Geol. u. Pal. 1918, S. 284—287.

ich mir eine gute Ausbeute an Graptolithen. Ich war sehr erstaunt, fast gar keine Graptolithen dort zu finden, sondern nur wenige unbestimmbare Spuren. Die Alaun- und tiefschwarzen Kieselschiefer spalten merkwürdig rhombisch und weisen eine Menge Harnische auf, die in der Regel Feinde aller Graptolithenerhaltung sind. Der einzige bestimmbare Fund von dort ist *Mon. priodon* in mehreren guterhaltenen Exemplaren. Richter bildet 1875 von hier *Mon. fugax* ab.

16. Feengrotten

(Tabelle = Feengrotten-Halden; Blatt Saalfeld).

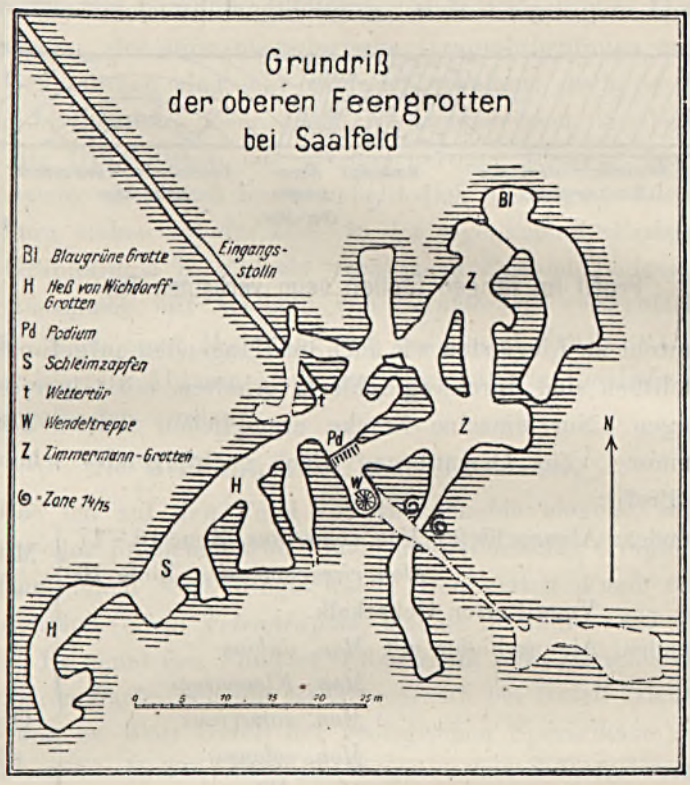
Eine vielbesuchte Graptolithenfundstelle für Geologen und Naturfreunde sind die alten Halden des früheren Alaun- und Vitriolbergbaues Jeremiasglück bei Garnsdorf, der jetzt als »Feengrotten« zugänglich gemacht worden ist. Auf den Halden ist Alaunschiefermaterial der Zonen 14—16 vertreten. Ein großer Teil des Materials von Geinitz, Richter, Eisel, Zimmermann, Meyer mit dem Fundort »Saalfeld« wird von hier stammen.

Es sind aus diesen Stollen auch Phosphoritknollen bekannt geworden, in denen schon Richter Graptolithen fand. Eisel bestimmte an dem in der Preuß. Geol. Landesanstalt liegenden Material Richter's *Mon. dubius* und *Mon. ausulosus*. Er wie auch Richter schenkten den stellenweis reichlich in den Knollen anzutreffenden Sikulaschwärmen keine Beachtung. Von Hess von Wichdorff wurden sie für Tentaculiten angesprochen. Neben Graptolithen-Sikulae enthalten die Knollen auch noch Orthoceren. Eine besondere Arbeit über die Einschlüsse in diesen Phosphoritknollen der Feengrotten habe ich mit Hess von Wichdorff geschrieben, die in diesem Jahrbuch erscheinen wird.

17. Feengrotten (Tabelle = Feengrotten 1; Blatt Saalfeld).

Im oberen Stockwerk der Grotten selber fand ich in dem »Zimmermanns-Saale« in einem aus beistehendem Lageplan ersichtlichen Querschlage Graptolithen. Sie lagen in einem fein-

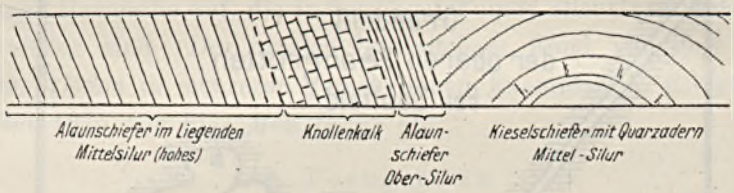
körnigen, tiefschwarzen Alaunschiefer und gehören den Zonen 14/15 an. Bemerkenswert sind die schönen großen *Mon. veles*-Formen.



18. Feengrotten (Tabelle = Feengrotten 2; Blatt Saalfeld).

Noch einmal ist mir das Auffinden von Graptolithen im Anstehenden der Grotten geglückt und zwar im unteren Stockwerke. Gelegentlich eines gemeinsamen Besuches der Feengrotten erkannte Geheimrat ZIMMERMANN im Sommer 1919 im langen Stollen, der von den »Quellgrotten« zu dem sogenannten »Butterkeller« führt, in einem durch Rahmen gestützten Teil verwitterten Ockerkalk. Im Liegenden und Hangenden dieses Ockerkalkes zeigen sich Alaunschiefer, in dem ich Graptolithen fand. Es ist dies die erste Nachricht von hohem

Mittelsilur und von Obersilur aus dem Bereich des alten Jeremiasglück. Dem stark zu einer gelbrotbraunen Masse zersetzten Ockerkalk sind stark verwitterte Alaunschieferlagen eingefaltet, die wohl ursprünglich sicher graptolithenführend gewesen sind.



Profil im langen Stollen beim verbauten Teil

Die sowohl im Liegenden wie auch im Hangenden aufgefundenen Graptolithen sind durchweg schlecht erhalten, mit Gipsrosetten überzogen. Nur einzelne Stücke ermöglichen sichere Zonenbestimmung. Zur Orientierung diene nachfolgendes schematisches Profil:

Liegendes: Alaunschiefer	*Mon. vomerinus.* Zone 16 – 17	Mittelsilur
	Mon. riccartonensis. Zone 16	Mittelsilur
Verwitterter Ockerkalk.		
Hangendes: Alaunschiefer mit	*Mon. dubius*	Obersilur
	Mon. Flemmingi	Obersilur
	Mon. vomerinus	Obersilur
	Mon. colonus	Obersilur
	Mon. Nilssoni	Obersilur
	Cyrt. sp.	Obersilur

19. Schießstand östlich der südlichsten Gartenkuppe (Blatt Saalfeld).

Im mittelsilurischen Kiesel- und Alaunschiefer ist hier ein geräumiger Aufschluß vorhanden. Es ist verwunderlich, daß der zum Teil feinkörnige Schiefer mit glatten Spaltflächen doch nur einen einzigen *Climacograptus* geliefert hat. Eine Zone ist nicht festzulegen. Die Mächtigkeit der aufgeschlossenen Silurschichten läßt aber den Schluß zu, daß mehrere Zonen in diesem Aufschluß vorhanden sind.

20. Hohlweg von den Feengrotten nach der Farbgrube östlich der nördlichen Gartenkuppe (Blatt Saalfeld).

Oberhalb des oberen Einganges zu den Feengrotten ist im Hohlwege links, örtlich gebleichter, kalkhaltiger Schiefer aufgeschlossen, der eine obersilurische Graptolithenfauna enthält. Die Graptolithen sind sehr zahlreich erhalten; doch ist davon wenig bestimmbar. Zone 19/20 ist nachgewiesen. Stellenweise sind die Graptolithen nur als hauchartiger Überzug bewahrt, stellenweise aber auch mit Gümbelit dick überzogen. Dieselben Schichten stehen auf der Höhe in der sogenannten »Farbgrube« an. Graptolithen in schlecht erhaltenem Zustande zeigen sich hier zusammen mit Stacheln von *Ceratiocaris* von auffälliger Größe. Nach einer Mitteilung von Geheimrat ZIMMERMANN ist früher hier im Abraum auch eine ausgewitterte *Cardiola interrupta* gefunden worden.

21. Birkenheide (Blatt Schwarzburg).

Ehe ich auf den Fund von Birkenheide eingehe, sei auf sichere oder problematische Funde untersilurischer Graptolithen in Deutschland kurz hingewiesen. Den ersten Fund solcher Graptolithen (einen *Tetragraptus*) machte im Jahre 1887 TÖRNQUIST. Er nennt den Fundort »Elbersreuth nära Hirschberg« an der oberen Saale, gemeint ist Gebersreuth bei Gefell (siehe Erläuterung zu Blatt Gefell der geologischen Spezialkarte). Das Stück ist von K. TH. LIEBE im Wagner'schen Schieferbruch daselbst gesammelt und der damals Fürstlichen Sammlung zu Gera einverleibt worden. — Dann glaubte GÜRICH (dieses Jahrb. 1906, S. 447—454 m. 1 Taf.) in einer Kiesgrube von Altjauer in Schlesien untersilurische Graptolithen gefunden zu haben. Er gab aber im Jahre 1916 seine Ansicht vom untersilurischen Alter dieser Graptolithen auf (dieses Jahrbuch, Bd. 37, S. 358). Von E. WEISE in Plauen wurde aus dem Unteren Schiefer des vogtländischen Untersilurs auf gelbe »Fäden« hingewiesen, die sich in regelloser Anordnung zwischen den Schichtflächen hinziehen. Auf diese »Fäden« hatte schon lange vorher, als erster, K. TH. LIEBE aufmerksam gemacht und sie als kennzeichnend

für den Unteren Schiefer des Untersilurs (Slα) erkannt; über ihre Natur hat er sich allerdings nicht ausgesprochen. Manchmal sind sie für Graptolithenreste unnatürlich breit; immer entbehren sie sogenannter Zellen. Weise nannte sie *Coenograptus lincaris* Carr. Zimmermann übernahm für gleiche Funde aus gleichem Horizont im Frankenwalde den Namen. Weise ordnete diese sehr zweifelhaften Spuren zwischen den Graptolithen ein, nur um sie irgendwie unterzubringen. Aus denselben Schichten führte ich einen untersilurischen Graptolithen von Seibis im Frankenwalde an, den ich mit einem *Goniograptus* verglich. Ein zweiter Fund gelang mir in einem Steinbruch im Unteren Schiefer des Untersilurs am Sieglitzberge bei Lobenstein. Dieser Rest wurde von mir einem *Didymograptus* zugezählt. Beide sind aber sehr mangelhaft erhalten.

Außer dem *Tetragraptus* von Törnquist und einem auf gleicher Platte von mir nachträglich aufgefundenen *Didymograptus*, über den ich an anderer Stelle berichten will, sind ganz sichere untersilurische Arten in Deutschland bis jetzt noch nicht aufgefunden worden. Auch der von Gümbel aus der Gegend von Creunitz erwähnte *Pleurograptus* ist nicht sicher.

Nun hatte Herr Bergrat Luthardt in Saalfeld in den Griffelschieferbrüchen bei Birkenheide im Unteren Schiefer des Untersilurs bestimmbare Graptolithen aufgefunden und eine Platte gesammelt, auf die mich Geheimrat Zimmermann aufmerksam machte und die Herr Luthardt mir dann in freundlicher Weise zur Bestimmung überließ. Aus seiner brieflichen Mitteilung entnehme ich die Angabe, daß auch in den Steinacher wie auch in den Bernsdorfer Griffelbrüchen untersilurische Graptolithen beobachtet, aber von Herrn Luthardt leider nicht aufgehoben worden sind.

Der Fundort dieser untersilurischen Graptolithen, von denen nachfolgend die Rede sein wird, ist einer der sechs Griffelbrüche, die auf Blatt Schwarzburg der Geol. Spezialkarte zwischen der Volkmannsdorfer Mühle und Birkenheide angegeben sind.

Auf der kleinen Platte zeigen sich sechs Rhabdosome. Fünf von ihnen sind umgeknickt, zwei um 40° aus der Geraden,

einer um 100° und einer um 60°. Leider ist auch an dem einen, nicht durch Druck zerbrochenen Rhabdosom keine Sikula zu entdecken. Den Hydrotheken nach handelt es sich um einen *Didymograptus*. Die Stärke und Breite der Rhabdosome fällt auf. Wenn man die Zellen auf 10 mm Rhabdosomlänge gemessen zur Bestimmung der Spezies ins Auge faßt, dann ähnelt er, auch Rücksicht auf Länge und Stärke des ganzen Rhabdosoms genommen, dem *Didymograptus euodus* LAPW., der aus den tieferen Llandeilo-Schichten Englands bekannt geworden ist (nach ELLES and WOOD; A Monograph of British Graptolits).

Ich möchte vorliegende Art nach dem geborenen Thüringer Dr. RUEDEMANN in Albany (New York), dem Erforscher der Graptolithen des Staates New York,

Didymograptus Ruedemanni nov. sp.

nennen. Daß die Zellenzahl auf 10 mm nicht für die Abgrenzung neuer Arten ausschlaggebend sein kann, das beweisen von neuem die vorliegenden *Didymograptus Ruedemanni*-Reste. Wenn man das längere Stück des Rhabdosoms, das parallel zur Richtung des vermutlichen Gebirgsdruckes lag, als Normalform gelten läßt, so wurden an den umgeknickten Teilen der einzelnen Rhabdosome, deren Richtung sich mehr oder minder einem rechten Winkel zur vermutlichen Druckrichtung nähert, die Theken langgezogen und das Rhabdosom dünner, so daß natürlich mehr Theken auf 10 mm gezählt werden können. So kommt es, daß am normal erhaltenen Teil des *Didymograptus Ruedemanni* auf 10 mm 8 Theken zu zählen sind, während am verdrückten Teil auf 10 mm 11—12 Theken kommen.

Dieser einzige Fund reicht nicht aus, irgendwelche untersilurische englische oder schwedische Zone festzulegen. Dazu gehören mehr oder besser erhaltene, das heißt vollständigere Funde. Zum Teil nur sind die vorliegenden Reste gut erhalten. Gümbelit hat die Zellen plastisch bewahrt, ist jedoch (an den umgeknickten Teilen des Rhabdosoms) häufig ausgefallen.

Der Horizont der thüringischen Griffelschiefer innerhalb des Untersilurs ist schon früher als Llandeilo dadurch festgelegt,

daß in ihnen bei Spechtsbrunn *Asaphus marginatus* Richt., *Oggygia* sp., *Illaenus Loretzii* v. Fritsch, *Megalaspis gladiator* v. Fritsch, *Calymene* sp. gefunden worden sind. Die Seltenheit von Versteinerungen in diesen untersilurischen Griffelschiefern hat wohl darin mit ihre Ursache, daß die Gesteine so selten nach der Schichtfläche spalten, auf der allein die Versteinerungen eingelagert sind.

22. Ottendorf bei Ludwigstadt (Blatt Lehesten).

Oberhalb des Bachbettes im Dorfe ist links an der Straße nach der Höhe zu ein Keller in das Mittelsilur eingebaut. Links vom Kellereingang ist tiefes Mittelsilur, sehr gefaltet und gefältelt, aufgeschlossen. Die Graptolithen sind darin sehr schlecht erhalten. Die *Climacograptus*-Reste sind darin sehr verdrückt. — Diese Straße weiter im Dorfe aufwärts kommen jüngere, glattschalige Kiesel- und Alaunschiefer zu Tage, in denen die Graptolithen viel besser erhalten sind.

Zimmermann gibt für das Mittelsilur des Blattes Lehesten in der Erläuterung einen Reichtum von geraden Monograpten an und betont ein Zurücktreten von gebogenen und spiralen Monograpten. *Diplograptus, Rastrites, Retiolites* sind von ihm dort nicht beobachtet worden. Von einem Aufschluß an der Eisenbahn zwischen Kilometerstein 48,8 und 48,9 gibt er aus Zone 12a *Mon. triangulatus, Mon. convolutus, Dipl. folium* an. In den Alaunschiefern, die über dem Ockerkalk liegen, sollen nach ihm reichlich Graptolithen vorkommen. Als ich die Stelle im Sommer 1916 besuchte, waren die Lagerungsverhältnisse durch Einsturz nicht mehr ersichtlich.

23. Steinberg bei Ottendorf 1 (Blatt Lehesten).

Am westlichen Hang des Steinberges erschließt ein Hohlweg hochmittelsilurische Schichten. Graptolithen sind reichlich vorhanden. Sie zeigen sich in verschiedenster Erhaltung. In manchen Schichten liegen sie wie Häcksel eingelagert. Im Hangenden treten Monograptiden, zum Teil plastisch erhalten, in feinkörnigen, milden Schiefern auf. Sonst sind sie in Gümbelit bewahrt. Gümbel erwähnt von hier 1879 *Mon. colonus* und *Mon. bohemicus.*

24. Steinberg bei Ottendorf 2 (Blatt Lehesten).

Am östlichen Hang des Steinberges sind auch hochmittelsilurische Schichten aufgeschlossen. Auch hier sind die Graptolithen wie Häcksel eingelagert. Alle nachgewiesenen Formen waren in Gümbelit erhalten. Vielleicht liegt von hier in einem Stück der sehr seltene *Mon. testis* BARR. vor.

25. Thünahof (Blatt Lehesten).

Der Fundort ist der westliche Wegrand nördlich des Ortes. Er wurde von Herrn Rektor AUERBACH-Gera ausgebeutet. Die Funde liegen im Städtischen Museum zu Gera. Die Graptolithen sind schlecht erhalten. Sie finden sich oft stark verdrückt in gebleichten Alaun- und Kieselschiefern. Es handelt sich um Zone 14. Nachgewiesen wurden *Mon. Sedgwicki* PORTL., *Mon. spec.*; *Mon. Becki* BARR.

26. Lichtentanna-Steinbach (Blatt Probstzella).

Diese Fundstelle verdanke ich auch Herrn Rektor AUERBACH. Die Funde liegen im Städtischen Museum zu Gera. Der Fundort befindet sich am Pfaffenberg an einem Parallelweg mit der Talsohle, ungefähr 20 m über ihr. Ein umgefallener Baum bot den Aufschluß. Es handelt sich um eine sehr tiefe Zone, vielleicht sogar 10—14. Die Reste sind sehr gut erhalten, liegen oftmals sehr gehäuft auf den Schichtflächen. Dazwischen häufen sich Jungtiere und vielleicht einzelne Zellen von Rastriten. Die zum Teil plastisch in Gümbelit erhaltenen Graptolithen sind: *Climacograptus scalaris* (70 mm lange Exemplare, wovon 28 mm auf die Achsenverlängerung kommen); *Clim. internexus*; *Clim. rectangularis*; *Diplograptus palmeus* (mit 1 mm breiter Achsenverlängerung), *Dipl. acuminatus*, *Dipl. mutabilis*, *Dipl. sinuatus*, *Mon.* sp., *Mon. Sedgwicki*. Diese neueren Funde konnte ich leider nicht in nachfolgende Übersicht mit einarbeiten. Sie sind für das westthüringische Schiefergebirge eine eigenartige Fauna, die erst im ostthüringischen-vogtländischen Mittelsilur häufiger ist. Der nächste Fundort solcher tiefmittelsilurischen Schichten ist der Birkigt bei Saalburg an der Saale.

	Autor	1 Hämmern	2 Steinacher Ockergrube	3 Steinach	4 Spechtsbrunn 1	5 Spechtsbrunn 2	6 Spechtsbrunn 3	7 Arnsbach	8 Creunitz	9 Schmiedefeld	10 Lippelsdorf 1
Monograptus											
argutus	Lapworth	14, 15	.	.	.	.	.	14, 15	.	.	.
armatus	Suess	.	.	.	.	.	.	14, 15	.	.	.
Becki	Barrande	14	.	.	.	.	.	14	.	14	.
bohemicus	Barrande	.	20	.	.	.	.	.	.	.	.
colonus	Barrande	.	20	20	20	.	.	.	.	20	.
crispus	Lapworth	14	.	.	.	.	14	14	.	.	.
convolutus	Hisinger	14	.	.	.	.	.	14	.	14	.
decipiens	Törnquist	.	.	.	.	.	.	12b	.	.	.
dubius	Suess	.	20	.	20	.	.	.	.	20	.
exiguus	Nicholson	15	.	.	.	.	.	.	.	.	.
Flemmingi	Salter	.	.	20	20	.	.	.	.	15	.
flagellaris	Törnquist	.	.	.	.	.	.	14	.	.	.
flexuosus	Tullberg	15, 16	.	.	.	.	15, 16	.	.	.	.
galaensis	Lapworth	14, 15	.	.	.	.	14, 15	14, 15	.	.	.
gemmatus	Barrande	15	.	.	.	.	.	.	.	15	.
Halli	Barrande	14	.	.	.	.	14	.	.	.	.
Hisingeri	Carruther	14	.	.	.	.	.	.	.	14	.
lobiferus	M'Coy	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
millipeda	M'Coy	14	.	.	.	.	14	14	.	14	.
nodifer	Törnquist	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
nudus	Lapworth	.	.	.	.	.	.	.	.	14	.
Nilssoni	Barrande	.	20	.	20	.	.	.	.	14	.
planus	Barrande	.	.	.	.	.	.	.	.	15	.
priodon	Bronn	15	.	.	.	.	14, 15	14, 15	.	.	.
proteus	Barrande	15	.	.	.	.	.	14	.	14, 15	.
resurgens	Linnarson	14, 15	.	.	.	.	.	.	.	.	.
retroflexus	Tullberg	14	.	.	.	.	.	14	.	.	.
Raitzhainiensis	Eisel	.	.	.	.	.	.	12b	.	.	.
runcinatus	Lapworth	15	.	.	.	.	.	.	.	.	.
riccartonensis	Lapworth	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.

Ein Fragezeichen innerhalb der Aufstellung bedeutet:

11 Lippelsdorf 2	12 Lippelsdorf 3	13 Gebersdorf	14 Limbach	15 Rothenbachtal	16 Feengrotten-Halden	17 Feengrotten 1	18 Feengrotten 2	19 Gartenkuppen Schießstand	20 Feengrotten-Hohlweg	21 Birkenheide	22 Ottendorf	23 Steinberg Ottendorf 1	24 Steinberg Ottendorf 2
.	.	.	.	.	.	14. 15	.	.	.	.	.	.	.
.	.	.	.	.	14, 15	.	.	.	.	.	.	.	.
14	.	14	14	.	14	.	.	.	.	.	14	.	.
.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
.	.	.	.	.	.	.	20	.	20	.	.	.	.
14	.	14	.	.	.	14	.	.	.	.	.	.	.
.	.	.	?	.	14	.	.	.	.	.	14	.	.
.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	19	18
.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
.	.	15	15	.	15	.	.	.	.	.	.	.	.
.	.	.	.	.	.	.	17—19	.	.	.	.	.	18
.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
14, 15	.	.	.	.	14, 15	.	.	.	.	.	.	.	.
.	.	15	.	.	15	.	.	.	.	.	.	.	.
14	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
14	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
14	.	14	14	.	14	14	.	.	.	.	.	.	.
.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
.	.	.	.	.	.	.	20	.	20	.	.	.	.
14	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
15	.	.	14, 15	14, 15	14, 15	14, 15	.	.	.	.	14	.	.
.	.	14, 15	.	.	14, 15	.	.	.	.	.	.	.	.
.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
.	.	.	.	.	15	.	.	.	.	.	.	.	.
.	.	.	.	.	.	.	16	.	.	.	.	.	.

nicht sichere Bestimmung der Art.

	Autor	1 Hämmern	2 Steinacher Ockergrube	3 Steinach	4 Spechtsbrunn 1	5 Spechtsbrunn 2	6 Spechtsbrunn 3	7 Arnsbach	8 Oreunitz	9 Schmiedefeld	10 Lippelsdorf 1	11 Lippelsdorf 2	12 Lippelsdorf 3	13 Gebersdorf	14 Limbach	15 Feengrotten-Halden	16 Rothenbachtal	17 Feengrotten 1	18 Feengrotten 2	19 Gartenkuppen Schießstand	20 Feengrotten-Hohlweg	21 Birkenheide	22 Ottendorf	23 Steinberg Ottendorf 1	24 Steinberg Ottendorf 2
Monograptus																									
Roemeri	Barrande	.	.	.	.	.	.	.	.	.	19?	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	19	18
Sedgwicki	Barrande	14	.	.	.	.	14	14	.	14	.	14	.	14	14	.	14	14	.	.	.	.	14	.	.
spiralis	Geinitz	.	.	.	.	.	.	15, 16?	.	.	.	.	.	.	15, 16?	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
turriculatus	Barrande	14, 15	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	14, 15	14, 15	.	14, 15	.	.	.	.	.	.	.	.
» var. *fimbriatus*	Hundt	15	.	.	.	.	.	.	.	.	.	15	.	15	15	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
testis	Suess	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	19	.
urceolus	Richter	14	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
uncinatus	Tullberg	.	20	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	16, 17	.	.	.	.	.	.
vomerinus	Nicholson	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	16	.	.	.	.	.	.	18
veles	Richter	14, 15	.	.	.	.	14, 15	.	.	14, 15	.	.	.	.	14, 15	14, 15	.	.	.	.	.	.	.	.	.
Zimmermanni	Hundt	15, 16	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
Rastrites																									
approximatus																									
var. *Geinitzi*	Eisel	.	.	.	.	.	.	14	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
hybridus	Lapworth	.	.	.	.	.	13	13	.	.	.	.	.	14	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
Linnaei	Barrande	14	.	.	.	.	14	14	.	14	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
maximus	Carruther	14	.	.	.	.	14	14	.	14	.	14	.	.	14	14	.	.	.	.	.	.	.	.	.
phleoides	Törnquist	.	.	.	.	.	14	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
spina	Richter	.	.	.	.	.	14	.	.	.	.	14	14	.	14	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
Dimorphograptus																									
Swanstoni	Lapworth	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	14	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
Diplograptus																									
cometa	Geinitz	.	.	.	.	.	.	13	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
folium	Hisinger	14	.	.	.	.	.	14	.	.	.	.	14	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
Hughesi	Nicholson	14	.	.	.	.	14	.	.	.	.	14	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
magnus	Lapworth	.	.	.	.	.	.	14, 15	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
modestus	Lapworth	.	.	.	.	.	14	.	.	.	.	.	14	.	14	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
palmeus	Barrande	14, 15	.	.	.	.	14	14, 15	.	14	.	14	14	14	14	14	.	.	.	.	.	.	.	.	.
truncatus	Lapworth	.	.	.	.	?	14	.	.	.	.	.	14	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	14?	.	.

Ein Fragezeichen innerhalb der Aufstellung bedeutet: nicht sichere Bestimmung der Art.

	Autor	1 Hämmern	2 Steinacher Ockergrube	3 Steinach	4 Spechtsbrunn 1	5 Spechtsbrunn 2	6 Spechtsbrunn 3	7 Arnsbach	8 Creunitz	9 Schmiedefeld	10 Lippelsdorf 1	11 Lippelsdorf 2	12 Lippelsdorf 3	13 Gebersdorf	14 Limbach	15 Feengrotten-Halden	16 Rothenbachtal	17 Feengrotten 1	18 Feengrotten 2	19 Gartenkuppen Schiefbstand	20 Feengrotten-Hohlweg	21 Birkenheide	22 Ottendorf	23 Steinberg Ottendorf 1	24 Steinberg Ottendorf 2
Climacograptus																									
rectangularis . .	M'Coy	.	.	.	.	.	.	14	.	.	.	.	.	.	14	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
scalaris	Hisinger	14	.	.	.	?	.	14	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	12	.	.	12	.	.
Retiolites																									
Geinitzianus . .	Törnquist	.	.	.	.	.	.	15	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
obesus	Lapworth	15	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
Dicranograptus																									
thuringicus . . .	Hundt	.	20	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
posthumus . . .	Richter	.	.	.	.	.	.	.	nach Eisel	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
Didymograptus																									
Ruedemanni . .	Hundt	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	Llandeilo	.	.	.

Ein Fragezeichen innerhalb der Aufstellung bedeutet: nicht sichere Bestimmung der Art.

2. Zur Graptolithenfauna vom Alten Teich bei Möscheid im Kellerwald.

Durch Herrn Geheimrat Prof. Dr. A. Denckmann wurde mir die Freude, einen Teil seines Fundmaterials vom Alten Teich bei Möscheid im Kellerwald paläontologisch bearbeiten zu können, indem er mir in liebenswürdiger Weise die graptolithenführenden Schichten dieses Fundortes überließ, wofür ich ihm auch an dieser Stelle danke.

Denckmann hat diese Schichten den Steinhorner Schichten eingeordnet[1]). Meine Untersuchungen haben wie die Wedekind's[2]) ergeben, daß in den Schichten vom Alten Teich bei Möscheid keine dem Ludlow Englands gleichaltrige Schichten vorliegen, sondern daß sie eine ältere Graptolithenfauna als die im Unter-Ludlow einschließen. Aus dem Folgenden geht weiter hervor, daß jedoch in den Altenteichschichten auch jüngere Schichten als Tarannon vorhanden sind.

Wedekind fand für die »unteren Steinhornschichten« ein Alter, das dem Unter-Ludlow Englands entspricht[2]). Nach seinen Untersuchungen reichen die Schiefer vom Alten Teich bis ins untere Wenlock hinauf (höchstens aber bis zur Zone des *Monograptus riccartonensis*). Er hat in seinem Material, das ihm zur Verfügung stand, keinen echten *Cyrtograptus* gefunden, der ihm zu dem Schluß berechtigt hätte, daß auch die obersten Zonen des Wenlock in den Schiefern vom Alten Teich vertreten sind. In seiner in nachfolgender Tabelle verarbeiteten Aufstellung (a. a. O. S. 11) führt er vom Wenlock als sicher nachgewiesen nur die Zone des *Cyrtograptus Murchisoni* Carr. an. Ich habe in der Tabelle auch die Zone des *Mon. riccartonensis* Lapw. mit angeführt.

Wedekind erwähnt a. a. O. S. 10 eingerollte Formen, an denen er Ähnlichkeit mit *Cyrtograptus* erkennt, die er aber zu *Mon. spiralis* var. *subconica* Törnq. und zu *Mon. convolutus* var. *proteus* Burr. stellt. Ich möchte vermuten, daß auch in diesen Stücken *Cyrtograptus*-Formen vorliegen, nachdem es mir ge-

lungen ist, mehrere *Cyrt. Murchisoni* Carr., die ohne Verästelung *spiralis*-Formen gleichen, mit den charakteristischen Verästelungen zu finden.

Graptolithenschiefer des alten Teiches bei Möscheid nach Wedekind (1914).

	Wenlock		Tarannon			
	Monogr. riccartonensis 27	*Cyrtogr. Murchisoni* 26	*Monogr. crenulatus* 25	*Monogr. griestonensis* 24	*Monogr. crispus* 23	*Rastritis mareimus* 22
Monograptus spiralis var. *subconicus* Törnq.						
» *convolutus* var. *proteus* Barr.						
» *vomerinus* Nich.			?			
» *Jaekeli* Pern.						
» *griestonensis* Nich.						
» *vomerinus* var. *Casilius* Lapw.						
Retiolites Geinitzianus Barr.						

So liegt also nun nach meinen Funden die Zone des *Cyrtogr. Murchisoni* als liegende Zone des Wenlock sicher. Durch die anderen von mir erkannten *Cyrtogr. Carruthersi* Lapw., der von der Wenlockzone des *Mon. riccartonensis* Lapw. bis ins Hangende des Wenlocks, zur Zone des *Cyrt. Lundgreni* reicht, sind im Verein mit *Mon. vomerinus* Nich., *Mon. dubius* Suess noch andere, jüngere Zonen des Wenlock nachgewiesen. Nach den Ergebnissen, die E. Manck bei seiner Durchforschung der Zone 18 nach Lapworth (nach Elles und Wood die Wenlockzone des *Cyrt. Linnarsoni*, *Cyrt. rigidus*, *Cyrt. Lundgreni*) vom Heinrichsthaler Hammer bei Schleiz im Frankenwald gemacht hat. findet sich auch *Mon. riccartonensis* in diesen hohen Zonen des Wenlock.

Aus meinen Untersuchungen folgt notwendig der Schluß, daß in den Schiefern vom alten Teich neben den von WEDEKIND bereits erkannten Tarannon shales auch sicheres Wenlock, vielleicht bis hinauf zur Zone des *Cyrt. Lundgreni* vorhanden ist.

Meine nachgewiesenen Arten sind:

Monograptus dubius SUESS.
» *riccartonensis* LAPW.
» *vomerinus* NICH.
Cyrtograptus Murchisoni CARR.
» *Carruthersi* LAPW.
» » ? »
Retiolites Geinitzianus BARR.
» *macilentus* ? TÖRNQ.
» *obesus* LAPW.

Dazu kommen noch in Schwärmen auftretende Sikulae- und Jungtiere von Graptolithen, die einzeln nicht zu bestimmen sind. Vielleicht liegt auch eine Sikula in körperlicher Erhaltung vor.

Bei der Zusammenstellung nachfolgender Tabelle haben mich die Ergebnisse von ELLES und WOOD geleitet. Doch werde ich weiter unten auf Einwendungen von MANCK zu sprechen kommen, die von ihm hinsichtlich *Retiolites macilentus* TÖRNQ., wie ihn ELLES und WOOD abbilden, gemacht worden sind. In der Tabelle zeigt sich auch, daß mit den Untersuchungsergebnissen WEDEKIND's zusammen sich folgende Zonen in den Schiefern des Alten Teiches bei Möscheid angeben lassen.

Zone des	*Cyrtograptus*	*Lundgreni*	}	Wenlock
» »	»	*rigidus*		
» »	»	*Linnarsoni*		
» »	»	*symmetricus*		
» »	*Monograptus*	*riccartonensis*		
» »	*Cyrtograptus*	*Murchisoni*		
» »	*Monograptus*	*crenulatus*	}	Tarannon shales
» »	»	*griestonensis*		
» »	»	*crispus*		

Es hat sich gezeigt, daß die Vermutung Denckmann's, in den Schiefern vom Alten Teich seien mehrere Zonen vorhanden, zu Recht besteht. Wenn die von Elles und Wood aufgestellten Leitgraptolithen der oberen Wenlockzonen bis jetzt nicht aufgefunden wurden, so berechtigen die nachgewiesenen Vertreter der Begleitfauna zu der Annahme, daß diese Zonen ebenfalls als vorhanden anzunehmen sind.

Graptolithenschiefer des alten Teiches bei Möscheid nach Bestimmungen des Verfassers.

(Zonengliederung nach Elles und Wood, in Klammern nach Lapworth.)

	Wenlock						Tarannon			
	Cyrt. Lundgreni	*Cyrt. rigidus*	*Cyrt. Linnarsoni*	*Cyrt. symmetricus*	*Mon. riccartonensis*	*Cyrt. Murchisoni*	*Mon. crenulatus*	*Mon. griestonensis*	*Mon. crispus*	*Mon. turrientotus*
	31 (18)	30 (18)	29 (18)	28 (17)	27 (17)	26 (17)	25 (16)	24 (16)	23 (15)	22 (14)
Monograptus vomerinus Nich.										
» *riccartonensis* Lapw.										
» *dubius* Suess . .										
Cyrtograptus Murchisoni Carr. . . .										
» *Carruthersi* Lapw.										
Retiolites Geinitzianus Barr.										
» *macilentus* Törnq. nach Elles u. Wood										
» Manck . . .										
» *obesus* Lapw. . .										

Die Graptolithen sind für die deutschen Verhältnisse zum Teil gut erhalten, da, wo die Spaltbarkeit ein Gewinnen größerer Schieferflächen erlaubte. Die milden Tonschiefer und Kieselschieferlagen sind durch ihre Struktur nicht ohne Einfluß auf die Erhaltung. Nur in ganz feinkörnigem Material sind guterhaltene Graptolithen zu erwarten. In den dunkleren, kieselschiefer-

ähnlichen Gesteinen zeigt sich ein Mangel an Spaltbarkeit. Darum kann man darin lange Graptolithenreste nur zu den Seltenheiten zählen. Sehr gut erhalten zeigen sich die Retioliten. Aber auch hier im Kellerwald merkt man an ihnen mehr als an den Monograpten, daß starke mechanische Einwirkungen dazu beigetragen haben, neben mehreren Einbettungsformen auch die leider noch immer nicht genügend berücksichtigten Verdrückungsformen zu erzeugen. Die verschiedensten Formen von *Mon. vomerinus* sind Beweise dafür. Gerade sie verführen oftmals dazu, neue Arten oder Abarten zu sehen, die aber nichts anderes sind als eben nur Verdrückungs- und Einbettungsformen derselben Art *vomerinus*.

Bezüglich der Häufigkeit von Graptolithen in diesen Schichten kann ich feststellen, daß Artenarmut, aber Individuenreichtum besteht, der, wenn man den Einfluß der Einbettung und Verdrückung nicht berücksichtigt, nach der Zentimetermethode von ELLES und WOOD leicht dazu führt, eine Menge Varianten, ja Mutationen zu sehen.

Im folgenden will ich bei den einzelnen Arten einige Beobachtungen mitteilen.

Monograptus vomerinus NICH.

Mon. vomerinus tritt in den verschiedensten Einbettungsformen auf. Er kommt in den Schiefern zusammen mit *Retiolites Geinitzianus* und *Cyrtograptus Murchisoni* vor. Die meisten Monograpten in den Schiefern vom Alten Teich zählen zu dieser Spezies. Da er in allen Zonen des Wenlock in England auftritt, so können durch ihn die oberen Zonen am Alten Teich mitbestimmt werden.

Monograptus dubius SUESS.

Er ist in den Schiefern des Alten Teich selten, doch liegen sehr deutliche Exemplare vor, die besonders im Proximal den Typus des *Mon. dubius* gut erkennen lassen. Die Sikula ist an den mir vorliegenden Stücken nicht erkennbar. Er ist sowohl im Wenlock als auch im Ludlow zu Hause (Zone des *Mon. riccartonensis* bis Zone des *Mon. scanicus*).

Monograptus riccartonensis Lapw.

Monograptus riccartonensis ist nicht sehr häufig in diesen Schichten. Was sich aber zeigte, sind feststehende, typische Formen. Er kommt in den beiden Zonen des Wenlock vor: Zone des *Cyrtograptus Murchisoni* und Zone des *Mon. riccartonensis* Lapw. (nach Elles und Wood).

Cyrtograptus Murchisoni Carr.

Das Rhabdosom unseres *Cyrt. Murchisoni* ist so gekrümmt wie beim *Mon. spiralis* Gein. Das vorliegende, verzweigte Exemplar zeigt deutlich einen Ast. Die Theken sind solche vom typischen *Cyrt. Murchisoni*. Größte Breite des Rhabdosoms ist 8,5 mm, die Abzweigung ist an der Stelle der Verästelung 0,5 mm breit. Die Zellenbreite am Rhabdosom beträgt 0,6 mm. Er zeigt sich im tiefsten Wenlock, in der Zone des *Cyrt. Murchisoni*, hier mit *Retiolites Geinitzianus* und *Mon. vomerinus* zusammen. Auch ein Exemplar ohne Verästelung fand sich.

Cyrtograptus Carruthersi Lapw.

Von *Cyrt. Carruthersi* liegen mehrere Exemplare vor. An zweien konnte ich Verästelungen nachweisen. Die meisten, dünnen, langen Graptolithen, die sich in diesen Schichten zeigen, bei denen die Zellen eng mit breiter Basis an die Virgula angelegt sind, die sich aber ohne Verzweigungen finden, gehören wohl zu dieser *Cyrtograptus*-Art. Er zeigt sich in allen Zonen des Wenlock.

Retiolites Geinitzianus Barr.

Sehr viele, zum Teil sehr deutliche, große Exemplare finden sich von dieser Art. Unter ihnen treten mehrere Einbettungsformen auf. In England tritt *Ret. Geinitzianus* im Gala-Tarannon und im Unteren Wenlock bis zur Zone des *Mon. riccartonensis* auf.

Retiolites obesus Lapw.

Retiolites obesus ist äußerst selten. Ich fand nur zwei Exemplare unter dem reichen Material. Das eine davon zeigt deutlich die Nahtstellen, die sogenannte Achse. Sprünge im Ge-

stein haben trotzdem eine gute Erhaltung ermöglicht. *Ret. obesus* ist im Gala-Tarannon zu Hause.

Retiolites macilentus? TÖRNQ.

Es liegt ein fragliches Stück als Bruchstück vor. Die von MANCK beschriebene Netzstruktur ist an diesem Stück nicht zu beobachten. Nach ELLES und WOOD kommt *Ret. macilentus* im Gala-Tarannon vor. Hier im Kellerwald würde er sich wenig tiefer als in Ostthüringen (Zone 19) zeigen, aus der ihn MANCK und TÖRNQUIST beschrieben haben und aus der ihn Verfasser auch kennen gelernt hat. MANCK[4]) hält den von ELLES und WOOD in ihrem Monograph of British Graptolits Bd. VII, Taf. XXXIV abgebildeten *Ret. macilentus* für *Ret. obesus* und den am angeführten Ort S. 345, Fig. 226a, gezeichneten *Ret. spinosus* WOOD für *Ret. macilentus*.

In der Veröffentlichung von A. STEUER[5]) werden unter 1 aus dem Silur der Wetterau »Kieselschiefer und Wetzschiefer« ausgeschieden (a. a. O. S. 193), die STEUER dem »Kieselschiefer im Tarannon des Alten Teiches bei Möscheid« gleichstellt (a. a. O. S. 195). Nach obenstehenden Untersuchungsergebnissen ist es sehr leicht möglich, daß auch diese Schichten der Lindener Mark bei Gießen außer dem Tarannon auch noch Wenlockschichten enthalten. Da ich jedoch das Graptolithenmaterial von dort noch nicht in den Händen gehabt habe und da näheres darüber von STEUER bis jetzt noch nicht veröffentlicht worden ist, bleiben die eben geäußerten Beziehungen bis jetzt nur Vermutungen. Von Herrn Dr. KEGEL wurden mir ein paar Stücke von dem Eichelstöck-Tagbauschacht in der Linderer Mark zur Bestimmung übergeben, in denen ich *Mon. Flemmingi* (plastisch erhalten mit Orthoceren zusammen), *Mon. bohemicus* (plastisch), *Mon. dubius* (plastisch mit Orthoceren zusammen) feststellen konnte. Die mit den Orthoceren zusammen nicht selten vorkommenden Graptolithen gehören den Zonen 18, 19 (Unter-Ludlow) an. Sie sind sämtlich in Kalken eingebettet.

Literatur.

1. Denckmann, A., Kurze Übersicht über Tektonik und Stratigraphie des Kellerwald-Horstes. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch., Jahrg. 1902, S. 9.
2. —, Neue Beobachtungen aus dem Kellerwald. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt, Jahrg. XVI, S. 291—337.
3. Wedekind, R., Paläontologische Beiträge zur Geologie des Kellerwaldes. Abhdl. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt. N. Folge. Heft 69, Jahr?
4. Manck, E., Die Graptolithen der Zone 18, sowie *Retiolites Eiseli* spec. nov., *Mon. bispinosus* spec. nov. und *Dipl. radiculatus* spec. nov. Zeitschr. f. Naturwissenschaften. 1918.
5. Steuer, A., Obersilur in der Lindener Mark bei Gießen. Notizblatt d. Ver. f. Erdkunde und d. Großh. Geol. Landesanstalt zu Darmstadt, V. Folge, Heft 2, Jahr?

3. Die Graptolithen aus der Umgebung von Schönau im Katzbachgebirge.

Bei der Fossilarmut der altpaläozoischen Formationen des Bober-Katzbachgebirges ist jeder Versteinerungsfund von großer Bedeutung. Aus der Umgebung von Schönau an der Katzbach sind schon seit über 50 Jahren Graptolithen bekannt geworden, die fast in allen früheren Veröffentlichungen als »schlecht erhalten« bezeichnet wurden und wohl aus diesem Grunde die verschiedensten Bestimmungen erfuhren.

Es war deshalb sehr verdienstvoll von Herrn Geh. Bergrat Prof. Dr. E. Zimmermann in Berlin und Herrn Bankier Zimmer in Löwenberg in Schlesien, daß sie den Eisenbahnaufschluß bei Schönau neu aufschlossen, um größere Aufsammlungen von Graptolithen, und zwar schichtweise, vornehmen zu können. Herr Zimmermann überließ mir die Bearbeitung dieser Graptolithen, ebenso auch derer, welche er bei Hermannswaldau und an anderen benachbarten, zum Teil neuentdeckten Fundstellen in Niederschlesien gesammelt hat. Ich sage ihm auch hier dafür meinen besten Dank.

Sämtliches von mir bestimmte Material liegt in der Sammlung der Preußischen Geologischen Landesanstalt zu Berlin.

Literatur.

1868. Roemer, Fr., Notiz über die Auffindung von Graptolithen bei Willenberg unweit Schönau im Katzbachthal. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch., S. 565, 1868.

Aus einem Steinbruch bei Willenberg unterhalb Schönau führt er mit nicht sicherer Artbestimmung *Mon. Becki* an. »Außer den durchaus vorherrschenden Exemplaren von gerader Form wurden auch zwei Exemplare einer wie *Mon. convolutus* His. spiral aufgerollten Art beobachtet.«

1882. Gürich, G., Beiträge zur Kenntnis der niederschlesischen Tonschieferformation. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch., Bd. 34, Taf. XXIX, XXX.

Er erwähnt aus dem Bober-Katzbachgebirge drei Fundorte. Der erste liegt unterhalb der »Willenbergmühle«. Es handelt sich um Kieselschiefer mit dünnspaltenden schwarzen Schiefern, in denen die Graptolithen liegen. Die zweite Fundstelle liegt 60 m abwärts im »graulichen Kieselschiefer« eines Stollenmundloches. Der dritte Fundort liegt an der Straße von Schönau nach Goldberg, südlich von Hermannswaldau. An allen drei Fundstellen sollen die Graptolithen schlecht erhalten sein. Gürich bildet auf Tafel XXX, Fig. 9a, einen *Retiolites Geinitzianus* vom 2. Fundort ab, der 4 mm lang, oben 4 mm, unten 2,5 mm breit ist. Er stellt an ihm »nachträgliche mechanische Einwirkung« fest. Die Zeichnung ist so ungenau, daß es sich auch um eine diprionidische Form handeln kann. Fig. 9b stellt einen 33 mm langen *Diplograptus* von Hermannswaldau dar, der entweder ein *palmeus*, *dentatus* oder *pristis* sein kann. Diese Zeichnung ist gleichfalls ganz ungenügend. Fig. 9c soll einen *Mon. Halli* darstellen, der sich in mehreren Exemplaren bei Hermannswaldau fand. Nach der Zeichnung scheint es ein *Mon. Flemmingi* zu sein. Fig. 9c bildet einen *Mon. Becki* vom 1. und 2. Fundort ab. Ich halte ihn nach dieser Zeichnung entweder für *Mon. vomerinus* oder auch für *Mon. riccartonensis*. Fig. 9d zeigt einen »*Monograpsus*« vom 2. Fundort, den ich, nach der Zeichnung zu urteilen, für einen *Rastrites* halte. Fig. 9g stellt einen *Monograptus latus* vom 2. Fundort dar, Fig. 9f einen *Mon. proteus*.

1890. —, Erläuterung zu der geologischen Übersichtskarte von Schlesien.

Bei Schönau liegen mehrere Stollen am Willenberg und ein Steinbruch bei Hermannswaldau, die im Kieselschiefer der »Oberen Tonschiefer« schlecht erhaltene einzeilige und zwar gerade und spiralig gekrümmte Grapholithen enthalten: *Monograpsus Halli* Barr., *Mon. Becki* Barr., *Mon. Proteus* Barr., *Retiolites Geinitzianus* Barr.

1897. Frech, Fr., Lethaea geognostica. 1. Teil. 1. Bd.

S. 641 wird *Mon. Becki* und S. 647 *Mon. turriculatus* von Willenberg erwähnt.

1900. Gürich, G., Führer in das Riesengebirge. Berlin 1900.

S. 120 führt er aus dem Eisenbahneinschnitt bei Schönau, gegenüber von Willenberg, von dessen Nordende milde, ebenflächige nicht gefaltete Kieselschiefer mit Graptolithen an; die Erhaltung der Graptolithen sei schlecht. Er erkannte: *Retiolites Geinitzianus*, *Spirograptus* (sp.? vielleicht *subconicus*), *Monograptus*- und *Pristiograptus*-Arten. *Linograptus Nilssoni* scheint vorhanden zu sein. Gürich hält diese Graptolithenfauna für dieselbe wie bei Herzogswalde unweit Glatz. S. 122 führt er an, daß nordwärts der Bergmühle durch den Mühlgraben Kieselschiefer entblößt sind. Von hier stammen Gürich's Graptolithen zu seiner Arbeit von 1882. Es sind undeutliche gerade und gekrümmte Arten, dieselben wie gegenüber am linken Katzbachufer, d. h. in dem genannten Eisenbahneinschnitt. Nach S. 122 liegt 60 m unterhalb dieser Mühlgrabenstelle ein halbverfallener Stollen, der einen deutlich bestimmbaren *Retioliten* lieferte. S. 25 werden »Graptolithen« aus Unterem Obersilur von Hermannswaldau erwähnt.

1913. Lepsius, R., Geologie Deutschlands. 3. Teil. 1. Lieferung.

Gibt (offenbar nur nach Gürich) »Kieselschiefer am Fuße des Willenberges« mit »schlecht erhaltenen« Graptolithen an, darunter *Retiolites Geinitzianus*.

1919. E. Zimmermann I und B. Kühn, Blatt Schönau (an der Katzbach) der Geol. Spezialkarte von Preußen.

S. 30 der Erläuterungen werden vier Graptolithenfundorte erwähnt. Es sind dieselben Orte, die schon Gürich kannte und ausbeutete.

1. Eine Felsklippe bei km 328,8 der Eisenbahn bei Rosenau, von der Gürich *Mon. Becki* angibt.
2. Bahneinschnitt bei Willenberg bei km 329,1. Die dortigen Artangaben beruhen auf einer vorläufigen Mitteilung von mir, die durch nachfolgende Untersuchungen wesentlich ergänzt wird. Mein dort angeführter *Mon. veles* Richter ist nichts anderes als der junge *Mon. Zimmermanni* nov. spec.
3. »Großer ehemaliger Kiesbruch an der Chausse bei Hermannswaldau.« Der Verfasser führt meine früheren Bestimmungen an. Meine jetzt abgeschlossenen Untersuchungen haben ergeben, daß *Mon. spiralis* von hier nur eine Einbettungsform von *Mon. Zimmermanni* ist.
4. »Zwei 60 m voneinander entfernte Stollen am Mühlgraben auf dem rechten Katzbachufer nördlich der Bergmühle.«

1919. —, Blatt Lähn der Geol. Karte von Preußen.

Auf S. 20 der Erläuterung werden auf dem Blatte Lähn seltene Graptolithenfunde erwähnt, so in wenig günstigem Gestein ein *Monograptus* am »d« des Wortes Kleppelsdorf und ein *Rastrites* südlich vom Steinberg bei Neu-Stechow.

Eisenbahnaufschluß bei Willenberg unterhalb Schönau an der Katzbach.

Zwischen Kilometerstein 329,1 und 329,2 stehen 2—2,3 m hoch aufgeschlossen, einen äußerst flachen Sattel bildend, Kiesel- und Graphitschiefer an. Sie sind geschichtet, nicht geschiefert. Durchsetzt werden sie von Schmitzen und merkwürdig gefälteten Adern von Quarz. Oft zeigen sich anthrazitisch glänzende, gebogene Harnische. Die Schiefer sind meistens kohlschwarz gefärbt, oft tonschieferähnlich, manchmal phyllitisch glänzend, feingerunzelt. In 3—30 mm dicken Lagen wechseln mit ihnen Alaunschiefer und spröde Kieselschiefer, die nicht selten eine flach wellige Oberfläche besitzen. Von den leider ungemein zahlreichen haarfeinen Klüften aus, auf denen ab und zu Roteisenrahm (»Schmierglanz«) ausgeschieden ist, ist das Gestein nach dem Innern zu entweder gerötet oder (seltener) gebleicht. Manchmal sind auch nur die Schichtflächen gerötet. Auf manchen von ihnen zeigen sich reichlich bis massenhaft in gleichmäßiger Verteilung auftretende schwarze Punkte und vereinzelt 1—2 cm große Linsen von Roteisenstein, die angeben, daß vermutlich ehemals Schwefelkies vorhanden gewesen sein muß.

Wenn man den Aufschluß vor sich sieht, glaubt man große und schöne Platten gewinnen zu können. Sobald man die gewonnenen Stücke aber spalten will, zerbrechen sie leicht in kleine Stücke nach den erwähnten feinen, zum Teil mit Eisenglanz belegten Querspalten, die unauffällig, aber zahlreich das Gestein durchziehen. Entlang den gefältelten Quarzadern tritt kein Bruch ein. An der unberechenbaren Zerklüftung wird gewöhnlich die Hoffnung zu Schande, großflächige Stücke gewinnen zu können, auf denen man womöglich eine Lebensgemeinschaft von Graptolithen beobachten kann. Platten von 1 qdm gehören zu den Seltenheiten. Leider ist auch durch diese Eigenschaft des Schiefers der unten näher beschriebene Fund einer vermutlichen Großkolonie von *Monograptus* nicht so erhalten geblieben, wie man es gern erwartet hätte.

Der Alaunschiefer mit »bastigen« (Liebe) Ablösungsschüpp-

chen enthält reichlich schön erhaltene Graptolithen. Auf den Kieselschieferflächen sind sie spärlicher, während die Schichtflächen der phyllitischen Schiefer gar keine Graptolithen aufweisen.

Entweder zeigen sich die Graptolithen als hauchartiger, weißer, oder durch nachträgliche Durchtränkung mit Eisenoxyd blutroter Überzug, der matt, aber nicht seidenartig glänzt, so daß als Versteinerungsmasse wahrscheinlich kein Gümbelit in Frage kommt, oder sie sind als schwarze Anthrazitschicht erhalten, die durch feinste Haarklüfte parallelepipedisch zerlegt ist. In der Nähe der gefältelten Quarzadern sind die Graptolithen manchmal plastisch erhalten, aber dann immer gerötet.

Elles und Wood	Lapworth	Englische Horizonte	Unterschiedene Schichten	
34				
33	19	Unter-Ludlow	Obere Schichten	*Retiolites Geinitzianus*, *Monograptus vomerinus*, *Mon. Flemmingi*, *Mon. riccartonensis*, *Mon. bohemicus?*, *Mon. Roemeri*.
32				
31				
30	18			
29		Wenlock	Mittlere Schichten	*Retiolites obesus*, *Ret. Geinitzianus*, *Monograptus riccartonensis*, *Mon. dubius*, *Mon. vomerinus*, *Mon. Flemmingi*, *Mon. Zimmermanni* nov. sp.
28				
27	17			
26				
25	16		Untere Schichten	*Retiolites spinosus*, *Ret. Geinitzianus*, *Monograptus riccartonensis*, *Mon. vomerinus*, *Mon. Zimmermanni* nov. sp., *Mon. dubius*, *Mon. pseudopriodon*, *Mon. Flemmingi*, *Mon. priodon*.
24		Tarannon		
23	15			
22	14			

Als versteinerungsreich erwiesen sich besonders drei Schichten, in denen darum die Aufsammlungen auch vorzugsweise

stattfanden, eine untere, eine mittlere und eine obere Schicht, je aus mehreren dünneren Teilschichtchen bestehend. Die untere Schicht ist gegen 15 cm stark. Nach 30 cm eingeschaltetem Gestein folgt nach dem Hangenden die 5—10 cm mächtige mittlere Schicht, die von der hangenden, oberen Schicht ungefähr 90 cm entfernt liegt. Letztere selbst ist wieder 5—10 cm stark.

In nachstehender Tabelle will ich gleich die verschiedenen Faunen der drei Schichten anführen und die LAPWORTH'schen und ELLES und WOOD-Zonen mit den gleichaltrigen englischen Horizonten beischreiben:

Die unteren Schichten von Willenberg.

Als Seltenheit ist *Retiolites spinosus* LAPW., der sich sonst in der LAPWORTH'schen Graptolithenzone 18 findet, beobachtet. Häufiger, in zum Teil sehr schönen, deutlichen Exemplaren ist *Retiolites Geinitzianus* BARR. vorhanden. Nicht selten ist er 4,5 cm lang und 4 mm breit. Er kommt in Gesellschaft von *Mon. vomerinus* NICH. vor, der sich auch oft in der Nähe von *Mon. dubius* SUESS zeigt. *Mon. vomerinus* ist vielgestaltig vorhanden. Es trifft auch hier das zu, was ich weiter vorn über die *vomerinus*-Formen des Kellerwaldes sagte. Noch wenig und dann meistens in *Monograptus armatus*-Formen tritt *Mon. Zimmermanni* nov. spec. in diesen liegenden Schiefern auf, von dem später die genauere Diagnose folgen soll. *Mon. dubius* SUESS ist in schönen, auffällig großen Exemplaren, zum Teil mit sehr deutlich erhaltener Virgula vorhanden. Selten, aber durch merkwürdige Form auffallend, ist *Mon. pseudopriodon*. Nicht häufig sind *Mon. priodon* (in einem Falle mit der sonst seltenen Sikula) und *Mon. Flemmingi*.

Aus dem Faunenbestand folgt der Schluß, daß in dieser liegenden Graptolithenschicht der Übergang von Ober-Tarannon zum Unteren Wenlock und das Untere Wenlock selbst aufgeschlossen ist.

Die mittleren Schichten von Willenberg.

Waren die liegenden Graptolithenschichten durch das Auf-

treten guterhaltener Retioliten gekennzeichnet, so treten deren Vertreter in der Individuenzahl in den oberen Schichten zurück. Die Monograptiden überwiegen und in diesen mittleren Graptolithenschichten ist es ganz besonders der

Monograptus Zimmermanni nov. spec.,

der sich einstellt. Dieser *Monograptus* ist aus den mittleren Graptolithenschichten des Schönauer Eisenbahnaufschlusses in wunderbarer Erhaltung und in allen Altersstufen bekannt geworden. Die ausgewachsenen Exemplare sind zum Teil Riesen unter den eingerollten Graptolithenformen, wie sie mir von keiner anderen deutschen Fundstelle bis jetzt zu Gesicht kamen. Schon von Roemer wurden 1868 »zwei Exemplare einer wie *Mon. convolutus* His. spiral gerollten Art« beobachtet. Die jetzt durch die Bahn aufgeschlossenen Schichten, die zu vorliegender Arbeit das Material lieferten, liegen nach Zimmermann's mündlicher Mitteilung 80 Schritt oberhalb der wahrscheinlichen Roemer'schen Fundstelle. 1900 stellt Gürich die spiralgerollten Formen dieser Fundstelle zu einer neuen Gattung *Spirograptus*, die er a. a. O. von Herzogswalde bei Glatz abbildet. Er nennt den Graptolith *Spirograptus subconicus*, vergleicht ihn mit Törnquist's *Mon. spiralis* var. *subconica* und unterscheidet ihn von *Mon. turriculatus* Barr. Frech meint in seiner Lethaea wohl auch diese gerollten Formen, wenn er von »Willenberg« *Mon. turriculatus* angibt.

An dem reichlichen Material, das ich Herrn Geheimen Bergrat Prof. Dr. E. Zimmermann verdanke, habe ich nun feststellen können, daß *Mon. Zimmermanni* in die Entwicklungsreihe des *Mon. turriculatus* Barr. gehört. Es ist gewiß ein Riesenturrikulatus, den ich nach Zimmermann benenne, mit dem die *Mon. turriculatus*-Formen aussterben. Andeutungen solcher Riesenformen sind mir schon in tieferen Zonen (15) im Thüringer Wald (Hämmern) und neuerdings auch von Hohenleuben in Ostthüringen und von Herzogswalde in Schlesien bekannt geworden.

Dieser *Monograptus Zimmermanni* kann nun in den allerverschiedensten Formen auftreten, die dazu führen könnten, eine

ganze Anzahl neuer Varianten zu sehen. Bald ist *Mon. Zimmermanni* in *spiralis*-Form, bald in *armatus*-, bald in *proteus*- und sehr oft in typischen *turriculatus*-Formen erhalten. Jungtiere und bis zu Riesen ausgewachsene Formen bedecken die Schichtflächen. Oft sind eine Menge *Mon. Zimmermanni* auf einer Stelle zusammengeschwemmt. Ihr Vorkommen läßt leider nicht auf ihre Lebensweise schließen. Es ist aber nicht unmöglich, daß auch sie die Ausschwingung am Distal besaßen, wie ich sie am *Mon. turriculatus* var. *fimbriatus* HUNDT nachweisen konnte. Wenigstens findet man auch bei Willenberg solche lange sanftgebogene *Monograptus*-Stücke öfter, die sehr gut zu einer solchen Ausmündung gehören könnten. Sie werden dann vermutlich auch, mit der distalen Ausschwingung wie eine Fischreuse, an Tangen aufgehängt, als Pseudoplankton gelebt haben. Beim Absterben oder aus sonst uns bis jetzt unbekannt gebliebenen Gründen sanken die Kolonien zu Boden. Da ist es nun für die Formerhaltung nicht gleichgültig, wie die Reste eingebettet wurden . So kamen verschiedene »Einbettungsformen« zustande[1]), wie ich diese Formen im Jahre 1918 genannt habe. Es war zum Beispiel von großer Bedeutung, in welcher Weise sich (nach der LAPWORTH'schen Vermutung) die Tangmassen auf die zu Boden gesunkenen Kolonien legten und dadurch die im Raume aufgerollte Spirale belasteten. Nehmen wir zunächst einmal an, daß der *Mon. Zimmermanni* mit dem Distal nach unten zu Boden fiel. Das Proximal ragte nach oben. Die Kolonie lag also wie ein mit der Spitze nach oben ragender Trichter auf dem Meeresboden. Durch die sich auflagernden, zu Boden sinkenden Tange wurde der Kegel zu einer Uhrfederspirale niedergedrückt. Es entstand eine *spiralis*-Form. Stellt man sich aber vor, daß die Tange ungleichmäßig auf den Kegel auffielen, so mußten andere Einbettungsformen entstehen. Wenn man sich dann schließlich noch vorstellt, daß die Bodenfläche nicht eben ge-

[1]) R. HUNDT, Einige Bemerkungen zur Lebensweise des *Mon. turriculatus* BARR. var. *fimbriatus* nov. var. Zentralbl. für Min., Geol. u. Paläont. 1918, Heft 17/18.

wesen ist, dann kämen noch andere Einbettungsformen zustande (*proteus*). Nun kann es aber auch mitunter geschehen sein, daß der *Mon. Zimmermanni*-Kegel sich beim Niedersinken zuerst mit der spitzen Sikulaseite dem Meeresboden näherte. Wenn sich auf diese kopfstehende im Raum gerollte Spirale Tangmassen oder andere Sinkstoffe auflagerten, mögen wieder andere Einbettungsformen entstanden sein (*proteus, armatus, spiralis*). Daß der *Mon. Zimmermanni* mit *Mon. turriculatus* eine Kegelform besessen haben muß, die schon durch leichteste Auflagerung zusammendrückbar war, das geht daraus hervor, daß man noch keine räumlich erhaltene Kegelform im Gestein gefunden hat. Ein annähernd treues Bild des Aussehens zu Lebzeiten geben uns die reinen *turriculatus*-Formen des *Mon. Zimmermanni*, die im großen und ganzen immer noch die Reusenformen zeigen und die nur sehr wenig durch sich auflagernde Massen verschoben wurden (*turriculatus*-, zum Teil *proteus*-, *armatus*-Formen). So entstanden sind wohl die vielen Einbettungsformen des *Mon. Zimmermanni* zu erklären, während Gebirgsdruck nur wenig formentstellend am Werke gewesen ist.

An fast allen *Mon. Zimmermanni*-Formen ist eine tief eingegrabene Virgula zu beobachten, die sehr oft nicht mehr dorsal liegt, sondern in das Perisark hineingedrückt erscheint. Es ist interessant, daß ich gleiche Beobachtungen an Thüringer *Mon. convolutus* His. und noch anderen Monograpten machen konnte.

Die Theken des *Mon. Zimmermanni* sind sehr lang, fast gleichschenklige Dreiecke. Sie sind manchmal 4 mm lang, an der Virgula 1 mm breit. Durch die Theke geht ein »Kanal«, der in eine etwas bajonettartige Spitze ausläuft Der »Kanal« scheint manchmal gewellt zu sein. Bemerkenswert ist ferner, daß oft die Ansätze feinster Härchen festzustellen sind, die bei der verwandten Form *Mon. turriculatus* var. *fimbriatus* Hundt aus älteren Zonen eine so auffällige Länge erreichen.

Wie ich schon oben bemerkte, ist der *Mon. Zimmermanni* wohl als letzte, größte *Mon. turriculatus*-Form anzusehen. Er findet sich mit *Mon. Flemmingi* und *Ret. Geinitzianus* zusam-

men auf ein und derselben Platte. In den Zonen 16 und 17 scheint er zu Hause zu sein, in der Zone 17 seine größte Entwicklung zu erleben und darüber hinaus auszusterben. —

Reich ist die mittlere Graptolithenschicht an großen Exemplaren von *Mon. riccartonensis* und *Mon. vomerinus*. Selten sind *Mon. dubius* und *Mon. Flemmingi*. Retioliten sind in den Arten *Geinitzianus* und *obesus* vertreten.

Diese mittleren Graptolithenschichten des Eisenbahnaufschlusses bei Schönau entsprechen also den englischen Wenlockschichten. Darum ist es sehr auffällig, daß sich unter dem reichlichen Graptolithenmaterial nicht ein einziger *Cyrtograptus* gefunden hat. Man kann fast sagen, daß diese mittlere Schicht durch *Mon. Zimmermanni* charakterisiert wird.

Die oberen Graptolithen von Willenberg.

Der häufigste Vertreter von Graptolithen in diesen Schichten ist *Mon. vomerinus* NICH. Er tritt in zahlreichen, breiten, langen Exemplaren auf. Oftmals ist bei ihm genau wie bei *Mon. Zimmermanni* die Virgula ins Perisark hineingedrückt. Vielleicht stammt aus diesen Schichten auch die vermutliche Großkolonie von *Mon. vomerinus*, von der weiter unten noch die Rede sein soll. In fast derselben Häufigkeit wie *Mon. vomerinus* tritt *Mon. Flemmingi* auf, zum Teil mit sehr deutlich erhaltener Virgula. Andere, nicht so häufige Monograpten in diesen Schichten sind *Mon. dubius* und *Mon. riccartonensis*. Es ist auffällig, daß sich hier *Mon. riccartonensis* in so hohen Zonen zeigt (wie es übrigens E. MANCK aus dem Faunenbestand der Zone 18 im Frankenwalde auch schon zeigte). Von den beiden *Mon. Roemeri* und *Mon. bohemicus* ist letzterer nicht sicher nachgewiesen. *Ret. Geinitzianus* ist nur noch ganz vereinzelt vorhanden, und es ist überhaupt verwunderlich, daß er noch in solchen hohen Zonen auftritt. Nicht mehr zeigte sich in diesen hohen Schichten *Mon. Zimmermanni*.

Ich betrachte diese oberen Graptolithenschichten als hohes Wenlock mit Übergängen zum Unteren Ludlow Englands.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

In weiterem Material, das nur nicht nach den einzelnen Schichten gesammelt ist, aber aus demselben Aufschluß stammt, befinden sich mehrere *Mon. priodon*, *Ret. Geinitzianus* in sehr schönen Exemplaren und *Ret. spinosus*.

Es ist bemerkenswert, daß sich in den hohen Zonen 17—19 des Bober-Katzbach-Gebirges folgende Arten gezeigt haben: *Mon. priodon*, *Mon. riccartonensis*, *Ret. Geinitzianus*, die in gleichen Zonen des westlichen Deutschlands (mit Ausnahme des *Mon. riccartonensis* nach E. Manck vom Heinrichsthaler Hammer an der Saale im Frankenwald) noch nicht angetroffen worden sind. —

Mundloch des einen (oberen, vielverzweigten) Stollens am rechten Katzbachufer unterhalb der Bergmühle am Willenberg bei Schönau.

Diesen Fundort erwähnte ich schon vorn bei der Besprechung der Arbeit von Gürich aus dem Jahre 1882 an zweiter Stelle. Das mir von hier vorliegende, von Geheimrat Zimmermann gesammelte Material ist leider spärlich und schlecht erhalten. Ich konnte darin sicher *Mon. vomerinus* und vermutlich *Mon. Flemmingi* erkennen. Gürich's Funde sind andere gewesen, wie es aus den auf S. 193 mitgeteilten Literaturangaben zu ersehen ist.

Hermannswaldau.

Die Fundstelle ist ein jetzt zugepflanzter, früher auf Straßenschotter betriebener Steinbruch an der Chaussee von Schönau nach Goldberg, wenig oberhalb Hermannswaldau. Die Schichten sind ähnlich denen im Eisenbahnaufschluß bei Schönau, aber ärmer an milden Alaunschiefern und an Phyllit, reicher an Lydit. Auch die Graptolithenfauna ist im großen und ganzen dieselbe wie dort. Die Schiefer sind zum Teil nur kantengebleicht, zum Teil auch schon vollständig entfärbt. Die Erhaltung der Graptolithen ist nicht so gut wie im Eisenbahnaufschluß bei Schönau. Am besten hat sich *Ret. Geinitzianus* bewahrt. Die Faunenliste setzt sich zusammen aus:

Mon. vomerinus, Retiolites Geinitzianus, Mon. Zimmermanni nov. spec., *Mon. Flemmingi, Mon. priodon, Mon. dubius, Mon. runcinatus*?.

Von GÜRICH wird von hier ein *Diplograptus* erwähnt. Da die Fauna dieser Schichten Oberes Tarannon bis Unteres Wenlock verrät, wäre das Auftreten eines *Diplograptus* in so hohen Schichten äußerst bemerkenswert, da die Gattung *Diplograptus* im Unteren Tarannon ausgestorben ist. Ich vermute, daß in dem Fund GÜRICH's vielleicht ein schlechterhaltener *Retiolites Geinitzianus* vorliegt, den er für einen *Diplograptus* gehalten hat.

Graptolithen auf sekundärer Lagerstätte aus dem Diluvium der Katzbach bei Schönau.

In diluvialen Kiesen der Katzbach fanden sich in einer Kiesgrube dicht bei Schönau an der alten Straße nach Hermannswaldau zahlreiche große Gerölle ausgebleichter Schiefer mit schlechterhaltenen Graptolithen, die meistens als Basrelief erhalten sind, da die Versteinerungsmasse (vielleicht Anthrazit) ausgefallen ist. Die Graptolithenbruchstücke erreichen oftmals die beachtenswerte Länge von 10 cm. Die Virgula ist noch sehr deutlich zu bemerken. Sicher erkannt habe ich *Mon. vomerinus* NICH. und *Mon. Flemmingi*. Die Urheimat dieser graptolithenführenden Gerölle ist sicher das Katzbachgebirge, aber es ist unmöglich, sie näher zu bestimmen.

Bemerkungen über eine vermutliche Großkolonie von *Monograptus*.

Zur Lebensweise einiger *Monograptus*-Arten scheinen einige Vorkommen von Graptolithen aus den Willenberger Schichten Beiträge zu liefern. In FRECH's Lethaea geognostica Teil 1, Bd. 1, wird auf Seite 663 aus dem mittleren Obersilur von Herzogswalde bei Glatz in Figur 218 ein »Pneumotophor? mit Hydrorhabden« abgebildet. Da ist es der von FRECH aufgestellte *Linograptus Nilssoni*, der in zahlreichen, eng beieinander liegenden, zu einem Punkte hinstrebenden Rhabdosomen sich zeigt. In den Schichten des Bahnaufschlusses bei Willenberg kommen

ähnliche Erscheinungen vor. Nur ist die Vereinigung der Rhabdosome an einem Punkte nicht mehr zu sehen, da alle gesammelten Stücke gerade an dieser Seite abgebrochen sind. Es handelt sich in dem einen Falle um Rhabdosome von *Mon. vomerinus*, die wie ein Kometenschweif auseinanderstreben. Die Rhabdosome sind ganz verschieden dick. Als größte Länge konnte ich 11 cm messen. Auch von *Mon. riccartonensis*? sind Bruchstücke solcher anscheinender Großkolonien vorhanden. Bei der einen Großkolonie zählte ich 14 Rhabdosome, die sehr gut zu erkennen sind, da, wo sie auseinandergehen. Wo sie aber zu einer einheitlichen Masse verschmelzen, lassen sie sich nur durch die tiefeingegrabene deutliche Virgula erkennen. Es liegen aus den Schichten des Eisenbahnaufschlusses bei Willenberg auch Stücke vor, die nur die flächenhaft verschmolzenen oberen Teile der Großkolonie erhalten zeigen.

Nach diesen Funden kann man sich zwei verschiedene Bilder von der Lebensweise von *Mon. vomerinus* und *Mon. riccartonensis*? machen. Entweder haben sie büschelförmig an Tangen gehangen und als Pseudoplankton im Silurmeer gelebt oder sie besaßen als Großkolonien eigene Schwimm- oder Schwebevorrichtungen, die ähnlich gebaut sein können wie die, welche Ruedemann von *Diplograptus*-Kolonien beschrieben hat.

Bei der Häufigkeit solcher Andeutungen von Großkolonien ist es nicht ausgeschlossen, dort auch einmal vollständige Exemplare zu entdecken.

Vereinzelte Funde im Bober-Katzbachgebirge.

Nicht der Umgebung von Schönau, doch auch noch dem Bober-Katzbachgebirge, gehören die beiden von E. Zimmermann neuentdeckten und in seiner Arbeit »Das Rotliegende, Altpalaeozoicum und Diluvium im Nordteile von Blatt Bolkenhain und ein vermutlicher Kontakthof bei Altenberg in Schlesien« (Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanstalt Bd. XXXIV) erwähnten Fundorte an: 1. Langhellwigsdorf, das ziemlich in der Mitte von Blatt Bolkenhain der Geol. Spezialkarte liegt; Zimmermann gibt hier

nach meinen Bestimmungen *Rastrites peregrinus*, *Mon. convolutus*, *Mon. Becki*, *Dipl. longissimus*, *Dipl. palmeus* und *Dimorphograptus Swanstoni* an, die also für Llandovery sprechen; und 2. Ober-Röhrsdorf (nahe dem Unterteil des Ortes) wo nur ein unbestimmtes Bruchstück eines Graptolithen gefunden ist.

Einige technische Bemerkungen zur Herstellung von Graptolithen-Photographien.

Von Herrn Albert Pietzsch in Wensickendorf.

Die Schwierigkeiten, die sich dem Photographen bei der Herstellung von Graptolithen-Aufnahmen entgegenstellen, liegen zum größten Teile in dem mangelnden Kontraste zwischen dem Abdruck und dem konservierenden Sedimentgestein. Dieser Gesichtspunkt ist entscheidend für die Anwendung der entsprechenden Apparatur, für die Auswahl des Positiv- und Negativmaterials und für die Methodik der Materialbehandlung. Sämtliche in Betracht kommenden Faktoren müssen auf die Erzielung eines relativ »harten« Bildes eingestellt sein. Der Gebrauch eines erstklassigen Apparates mit tadellosem Objektive ist selbstverständliche Voraussetzung. Es gelangte bei den hier reproduzierten Aufnahmen die Ernemann'sche Kamera »Globus G« 13×18 mit Zeiß-Tessar (1:4,5, 18 cm Brennweite) zur Benutzung. Sämtliche Aufnahmen wurden im Freien von oben gemacht unter Anwendung eines selbstgefertigten Gestells, das im Prinzip nach dem Universal-Reproduktions-Gestell von W. Urban[1]) gebaut ist, und unter Anwendung einer Spiegeleinrichtung zur schlagschattenfreien Aufnahme von Objekten[2]). Diffuses

---

[1]) Prospekt von Heinrich Ernemann A.-G., »Die Photographie im Dienste der Wissenschaft«, S. 9, Abb. 138. B. Wandolleck beschreibt in »B. Schmid, Handbuch der naturgeschichtlichen Technik, Leipzig 1914« einen im Prinzip ähnlichen, aber größeren Apparat.

[2]) K. W. Wolf-Czapek, Angewandte Photographie in Wissenschaft und Technik, Berlin 1911, 2. Teil, Tafel 3, Fig. 9.

Licht an hellen Tagen eignet sich zur Beleuchtung am besten. Die Belichtungszeit wird knapp bemessen und wurde errechnet nach dem Effwee-Erjometer, indem die Sekundenzahl der Belichtungszeit des Papiers auf »Normal« zu stehen kommt. Da es es sich durchgängig um Aufnahmen aus großer Nähe handelt, darf der sog. Verlängerungsfaktor[1]) aber nicht außer Acht gelassen werden. Von nicht unwesentlicher Bedeutung ist die Lage des Objektes zu den Lichtstrahlen. Wenn auch die hier in Frage kommenden Graptolithen-Abdrücke im allgemeinen und im Vergleich zu den körperlichen Versteinerungen relativ flächenhafter Natur sind, so entbehren sie doch nicht ganz einer gewissen Plastizität, die besonders in Erscheinung tritt und Berücksichtigung finden muß, wenn sie in natürlicher Größe oder sogar vergrößert aufgenommen werden. Die richtige Verteilung dieser kleinen Lichter und Schatten und die bestmögliche, plastisch wirksame Lage wird am ehesten gefunden, wenn das Objekt auf der Mattscheibe in den verschiedensten Lagen betrachtet wird. Es wird auf die kleinste Öffnung F:50 abgeblendet. Als Aufnahmematerial dienten Agfa-Chromo-Isolar-Platten. Sie wurden im wesentlichen nach den Vorschriften von Zettnow[2]) entwickelt, wie dieser Autor sie bei der Herstellung seiner Bakterien-Mikrophotographien befolgte. Es handelt sich um den Pyrogallol-Soda-Entwickler, dessen Zusammensetzung jedes photographische Lehrbuch[3]) nachweist. Nach dem Erscheinen des Bildes werden dem Entwickler je nach dem Grade der Über- oder Unterbelichtung einige bis keine Tropfen 10-prozentiger Bromkaliumlösung hinzugesetzt. Nach einem eine Minute währenden Bade in Aluminiumsulfat (8 g $Al_2(SO_4)_3$, 2—3 ccm H_2SO_4, 1000 ccm Wasser) werden die Platten bei Licht im sauren Fixierbade gründlich ausfixiert. In vielen Fällen leistet eine Verstärkung mit dem Agfa-Quecksilber- oder Queck-

[1]) Verlängerungsfaktor $= \left(\frac{\text{Bildweite}}{\text{Brennweite}}\right)^2$.

[2]) Vergl. L. Heim, Lehrbuch der Bakteriologie, 4. Aufl. 1911.

[3]) z. B. Fritz Schmidt, Kompendium der praktischen Photographie, 12. Aufl., S. 142.

silber-Ammoniak-Verstärker gute Dienste. Als Positivmaterial wurden Auskopierpapiere und Gaslichtpapiere benutzt. Bei genügend kontrastreichen Negativen kam das glänzende Emera-Aristo-Papier der N. P. G. in Anwendung, das durch Aufquetschen auf Ofenkacheln mit Hochglanz versehen wurde. Die meisten Abzüge wurden je nach der Beschaffenheit des Negativs auf Rembrandt-Papier Nr. 2 oder 3, glänzend, gemacht. Die getrockneten Zelloidinabzüge werden mit Zerat gewachst. Als Gaslicht-Papier hat sich »Satrap«, extra hart, bewährt. Jegliche Objektretusche ist selbstverständlich unterblieben, wenn nicht anders angegeben. Bei manchen Platten wurde der Hintergrund mit einer nicht allzustarken Neucoccinsolution abgedeckt. Die hier gegebenen Mitteilungen über die Herstellung von Graptolithen-Photographien enthalten keine neue Erfindung und kein Allerweltsmittel. Bei manchen Objekten versagt die Photographie. Doch die bisherigen Erfolge berechtigen die Abfassung dieser kurzen technischen Bemerkungen.

Druckfertig eingereicht am 20. September 1920.
Druck verfügt am 15. Oktober 1920.

Zur Kenntnis der Kontaktmetamorphose an den Diabasen des Harzes.

Von Herrn **O. Mügge** in Göttingen.

Inhaltsübersicht.

	Seite
I. Die Knotenschiefer der Diabase	209
Bedingungen der Entstehung von Cordierit	209
Cordierit als Knotenmineral	211
Krystallform der Knoten	213
Zusammensetzung der Knoten	214
2 Generationen von Knoten	217
II. Die Adinolisierung (Albitisierung) der Knotenschiefer	218
Albitgehalt der Knoten	219
Übergänge zwischen Knotenschiefern und Adinolen	220
Albitisierung der Knoten und ihrer Zwischenmasse	224
III. Andere Arten der Diabaskontaktmetamorphose	226
Gehärtete Schiefer	226
Kontakt am Schwarzen Stamm bei Mägdesprung	227
Kontakt bei km 7,4 der Str. Hasselfelde-Rübeland	229
Metamorphose von Porphyroiden daselbst	230
desgl. bei Allrode	232
desgl. bei Hasselfelde	233
IV. Regionalmetamorphose der Kontaktprodukte	234
Schieferung der Spilosite	234
Rutilnädelchen der Spilosite	235
Deformation der Knoten	236
V. Die wesentlichen Züge der Diabaskontaktmetamorphose	237
Knotenbildung und Adinolisierung zwei unabhängige Vorgänge	237
Regionale Verteilung von Spilositen und Adinolen	238
Pinitisierung der Knoten	239
Die Alkali zuführenden Lösungen	240
Erfüllung der Bedingungen der Metamorphose	243
Schluß. Vergleich mit Gesteinen des rheinischen Schiefergebirges	244

Die folgenden Untersuchungen wurden veranlaßt durch gelegentliche Beobachtungen über die Form und Struktur der Knoten in Spilositen von Braunlage (1909). Einige Jahre später lernte ich den ausgezeichneten Diabas-Aufschluß an der Straße Hasselfelde-Rübeland nördlich des Mittelkopfes (km 7,4 der Straße) kennen, über welchen Milch[1]) inzwischen eingehend berichtet hat, ebenso eine Reihe weiterer, zum Teil gut aufgeschlossener Vorkommen der Gegend von Mägdesprung und Wippra. Da ihre Untersuchung zu Ergebnissen führte, die mit denen Milch's nur zum Teil übereinstimmten, wurden in den letzten Jahren noch eine Reihe anderer Vorkommen studiert. Eine systematische Fortsetzung dieser Untersuchung unter Heranziehung möglichst zahlreicher Vorkommen im Harz und außerhalb desselben erscheint unter den zeitigen Verhältnissen nicht mehr erreichbar, ebenso wenig in absehbarer Zeit eine Ergänzung meiner Beobachtungen, die wesentlich Struktur und Zusammensetzung betreffen, durch chemische Analysen, und so habe ich mich zur Veröffentlichung der bisherigen Ergebnisse entschlossen in der Hoffnung, daß dadurch auch Andere, welchen der Harz oder andere Gebiete der Diabas-Kontaktmetamorphose leichter zugänglich sind, Richtlinien für die weitere Untersuchung gewinnen, namentlich auch hinsichtlich der Auswahl des Materials für die chemische Untersuchung.

I. Die Knotenschiefer der Diabase im Harz.

Zur Entstehung von Cordierit genügt, wie die Untersuchung der Produkte der Kohlenbrände von Commentry[2]), die Erfahrungen an Gestellsteinen von Schmelzöfen[3]), die Schmelzversuche von Morozewicz[4]) und vor allem die Beobachtungen an Einschlüssen SiO_2-reicher Sedimente in vulkanischen Gesteinen gezeigt haben, wesentlich hohe, meist bis zum Schmelzen der Sedimente gesteigerte Temperatur; Hinweise darauf, daß Mit-

[1]) L. Milch, Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. **69**, 360, 1917.
[2]) A. Lacroix, Compt. rend. **113**, 1061. 1891.
[3]) Bücking, Ber. Senckenberg. Ges. 1900, 12.
[4]) Morozewicz, Tschermak's Min. u. petr. Mitt. **18**, 68. 1898.

wirkung leicht flüchtiger Substanzen und erhöhter Druck notwendig seien, fehlen. Bei den genannten Bildungsweisen, wo hohe Temperatur nur geologisch kurze Zeit einwirkte, kann man sie auf mindestens 1000° schätzen, es scheint aber wohl möglich, daß bei länger andauernder Erhitzung erheblich niedrigere Temperaturen genügen können, und die weite Verbreitung der Cordierite in Hornfelsen und Knotenschiefern der Kontakthöfe der Tiefengesteine, in denen Spuren von Schmelzung oder Erweichung durchaus zu fehlen pflegen, machen dies sogar recht wahrscheinlich.

Unter den chemischen Bedingungen scheint mir für die Entstehung von Cordierit, auch nach den von Niggli[1]) zusammengestellten Analysen, sehr wesentlich das Fehlen von Ca bei Gegenwart von Mg und hinreichenden Mengen von Al und Si. Das Mg (Fe) wird also im allgemeinen nicht etwa als dolomitisches Bindemittel toniger Sandsteine vorhanden sein dürfen; von allgemeiner in Sedimenten verbreiteten Mg-haltigen Mineralen bleiben vielmehr wesentlich nur Muscovit (der meist einige % Mg enthält) und vor allem Biotit[2]) und daraus etwa hervorgegangener Chlorit. Diese sind zugleich geeignet, auch die nötige Menge Al zu liefern[3]). Ein Zutritt von Bestandteilen des Eruptivgesteins ist nach allen Beobachtungen nicht erforderlich. Die Umsetzung könnte etwa verlaufen nach der Gleichung:

$$\underset{\text{Biotit}}{2\,H_2KAl(SiO_4)_3Mg_2SiO_4} + SiO_2 = \underset{\text{Cordierit}}{Mg_2Al_4Si_5O_{18}} + 2\,KAlSiO_4 + \underset{\text{Enstatit}}{2\,MgSiO_3} + 2\,H_2O$$

Statt $KAlSiO_4$ wird durch Hinzutritt weiterer Mengen SiO_2 vermutlich Orthoklas oder ein saures Glas enstehen, aus dem bei

---

[1]) Niggli, Leipz. Ber. 14. Juni 1916, S. 246.

[2]) Biotit, den Rosenbusch unter den Gemengteilen der Sandsteine nicht erwähnt, ist darin nicht selten (auch abgesehen von gebleichtem Biotit, der meist als Muscovit geht).

[3]) Lagorio (Zeitschr. f. Kryst. **24**, 292, 1895) meinte, daß auch ein irgend erheblicher Gehalt an Alkalien der Cordieritbildung hinderlich sein würde, das scheint mir durch die Beobachtungen an eingeschmolzenen, cordieritreichen Glimmerlagen des Buntsandsteines widerlegt.

späterer Zersetzung Quarz und Sericit wieder zur Abscheidung gelangt.

Es ist Hussak's[1]) Verdienst, nachgewiesen zu haben, daß Cordierit auch jenes Mineral ist, das, mindestens in vielen Fällen, auch den Knoten der metamorphen Gesteine der Tiefengesteinskontakte zugrunde liegt[2]), die bis dahin als »Konkretionen« betrachteten Knoten verloren dadurch ihren etwas mystischen Charakter; nach meinen Erfahrungen ist Cordierit in der Tat das häufigste Mineral der »Knoten«. Angesichts dieser Umstände ist es besonders auffallend, daß die Kontaktprodukte der Diabase (als jener Gesteine, welche den basaltischen, in denen die meisten Cordieritkontaktgesteine beobachtet sind, am meisten entsprechen) zwar als Spilosite (und Desmosite) allgemein bekannt, aber ihre Knoten niemals als Cordierit angesprochen sind, zumal Zincken[3]), der sie benannte, von ihrer Ähnlichkeit mit den Knotenschiefern der Granitkontaktgesteine ausging und sie auch nach Lossen[4]) »den Zusammenhang mit Knoten- und Garben-Schiefern aus dem ersten Umwandlungsstadium der Granitkontaktgesteine bezeugten« Auch Zirkel[5]) versucht keine Deutung der Spilositknoten, obwohl er die Einwirkung der Diabase auf die von ihnen durchbrochenen Sedimente durchaus mit jenen an den Basalten vergleicht und zugleich über die interessanten Beobachtungen Hussak's berichtet, nach denen am Kontakt zwischen Augitporphyrit und Sandstein am Rio Tieté in S. Paulo[6]) ein grünlicher Hornfels entstanden

[1]) Hussak, Sitzgsber. Niederrhein. Ges. Novbr. 1887.

[2]) In den Gesteinen von Tirpersdorf, in denen Hussak die Knoten zuerst als Cordierit erkannte, verrät er sich auch durch seine pleochroitischen Höfe; sie fehlen den Cordieriten jüngerer Gesteine. Ich möchte aber nach meinen früher nicht gelungenen Versuchen (Zentrlbl. 1909, S. 68) Cordierit in den Kontaktgesteinen des Asama Yama durch Bestrahlung zu färben, hinzufügen, daß neue Versuche am Cordierit des Liparit von Castagnetto und vom Adamello-Kontakt (wo die Höfe ebenfalls fehlen!) durchaus erfolgreich waren.

[3]) Zincken, Archiv f. Min. Geol. usw. **19**, 584, 1845. (Er erwähnt und benennt sie dort eigentlich nur ganz nebenher, ohne sie näher zu schildern.)

[4]) Lossen, Erläut. zu Bl. Pansfelde, S. 51.

[5]) Zirkel, Petrogr. II, 726, 727.

[6]) Hussak, Bol.-Comm. geogr. e geol. Est. S. Paulo, Nr. 7, S. 23. 1890.

ist, der zur Hälfte aus ausgezeichneten, in Glas eingebetteten Krystallen von Cordierit besteht. Rosenbusch[1]) erwähnt bei Besprechung der Spilosite und Desmosite den Cordierit überhaupt nicht (ebenso wenig in den Elementen der Gesteinslehre). Es mag dies daran liegen, daß man früher geneigt war, der Diabas-Kontaktmetamorphose, die ja in der Bildung der Adinolen und Natron-reichen Hornschiefer und Hornfelse in der Tat von allen sonst beobachteten stark abwich, überhaupt einen ganz besonderen Charakter zuzuerkennen. Dies trifft heute nicht mehr zu, da Alkalisierungen auch sonst bekannt geworden sind.

Die Sedimente, mit denen die Diabase im Harz in Kontakt traten, wichen zweifellos in chemischer Hinsicht vom Buntsandstein schon vor ihrer Metamorphose zu Tonschiefern erheblich ab, indessen dürften sie den tonigen und glimmerreichen Lagen des Buntsandsteins ungefähr entsprechen.

In den Spilositschiefern der Collie bei Braunlage u. a. sind die Durchschnitte der Knoten zuweilen deutlich sechsseitig und in ihnen erscheint u. d. M., allerdings nur selten, ein hellerer sechsstrahliger Stern auf dunklem Grunde, der ebenso wie der helle, die dunkle Füllung des Sechsseits umgebende Ring Sericit-reicher und Chlorit-ärmer als die Füllung zu sein scheint[2]). Das stimmt mit älteren Beobachtungen schon von Zincken (l. c.) und von Schilling[3]) der nach der Analyse der Spilosite gerade von der Collie der Meinung war, daß keine Zu- und Wegfuhr von Bestandteilen stattgefunden habe und zugleich das Material der Knoten mit dem Fahlunit verglich, weil auch er deutlich sechsseitige Umrisse beobachtete[4]).

[1]) Rosenbusch, Phys. II, 1306 ff. 1908. Wenn R. hier von den Knoten als den »den Spilositcharakter bedingenden Mineral-Konkretionen« spricht, so ist das ja formal ganz richtig, führt aber nicht weiter, denn »Konkretionen«, etwa als bloße Zusammenflockungen Gel-artiger Substanzen kennt man als geologische Dauerzustände nicht; man muß hier, wie in allen anderen Fällen von »Knoten« das Mineral nennen können, das ihnen zugrunde liegt.

[2]) Eine bald konzentrische, bald sternförmige Gruppierung erdiger Teilchen beobachtete auch schon Lossen (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. **24**, 756, 1872).

[3]) Dissert. Göttingen 1869, 60, 61.

[4]) Schon in einem Bericht über eine Untersuchung von Kersten (Neues Jahrb.

Diese früheren Beobachter wurden nun in ihrer Deutung der Knotendurchschnitte vielleicht irre geleitet durch die in manchen Knoten erkennbare »Sanduhrform«. Lossen[1]) fand nämlich, daß in manchen Vorkommen (zwischen Degnershausen und Liethe-Bach, Bl. Pansfelde, Voigtsstiege bei der Marmormühle im Wernigeroder Mühlental) die Spilosite nicht runde Knoten enthielten, sondern sichtlich rektanguläre Krystalle (Pseudomorphosen) mit Chiastolith-ähnlicher Diagonal-Zeichnung. Ähnliche Formen fand ich außer an der Voigtstiege auch am Unkenteich nördlich Pansfelde, an der Collie bei Braunlage, im Allertal (östlich Tanne) und besonders schön im Steinbruch Schwarzer Stamm bei Mägdesprung. Man beobachtet sie am besten im auffallenden Licht an den fein geschliffenen und wenn nötig benetzten Flächen der Handstücke u. d. M. bei schwacher Vergrößerung. Zum Unterschied von Andalusit werden nicht nur die Diagonalen, sondern auch die Umrißlinien der Durchschnitte durch feine trübe Körnchen bezeichnet, ferner kommen die Diagonalen der parallelogrammatischen Durchschnitte öfter nicht ganz zum Schnitt, sondern nähern sich nur wie die zwei Hälften einer Hyperbel, sind auch öfter wie diese gekrümmt, endlich sind die parallelogrammatischen Durchschnitte durch alle Übergänge verbunden mit verzerrten und regelmäßigen Sechsecken mit Stern.

Diese Durchschnitte entsprechen gewissen Formen und Strukturen des Cordierits. M. Koch[2]) erwähnt unter den Cordieriten der Kersantite von Michaelstein Drillinge und Sechslinge nach (110) und (130) mit Sanduhrbau; näher beschrieben sind solche von Hussak[3]) und von Kikushi[4]); ich beobachtete solche in den

f. Min. 1844, 351) wird bemerkt, daß die Knoten sich in ihrer Zusammensetzung dem Fahlunit nähern und daß schon Naumann vermutete, daß diese »Konkretionen« eine Umwandlung erfahren hätten.

[1]) Lossen, Dies. Jahrb. f. 1883, 624 und Erläut. Bl. Pansfelde, S. 51, 1882. L. glaubte sich darin einig mit Kayser, daß es sich nicht nur um einen Schmelzungs- und Frittungsprozeß handeln könne. Der Nachdruck ist heute auf »nur« zu legen, L. hat offenbar eine Schmelzung nicht ausschließen wollen.

[2]) M. Koch, Dies. Jahrb. f. 1886, S. 61. 1887.

[3]) Hussak, Boletim l. c. S. 24 (Abbildung).

[4]) Kikushi, Journ. Sc. Coll. Tokio. 3, 313. 1890

Cordieriten des Liparits von Castagnetto. Die Ursache dieser Struktur scheint noch nicht aufgeklärt; Hussak und Kikushi sprechen von Anwachspyramiden, Koch von Spannungserscheinungen. In der Tat machen sich die Grenzen der Sanduhren optisch sofort bemerkbar (Castagnetto), da aber isomorphe Schichtung bisher nicht beobachtet ist, scheint weitere Aufklärung nötig.

Da die Kombination der am Cordierit gewöhnlichen Formen (010), (110), (100), (130), (001) zu nahezu zylindrischen Gestalten führt, kann man die zu (001) gehörigen Anwachspyramiden als Doppelkegel auffassen, so daß also ihre Durchschnitte als Kegelschnitte erscheinen. Dazu gesellen sich noch die Durchschnitte der Zylinder selbst, so daß also zu erwarten sind: in Kreise und Ellipsen übergehende regelmäßige und verzerrte Sechsecke, Rechtecke und schiefe Parallelogramme mit geraden Diagonalen, die in Hyperbeln übergehen können. Dazu können noch treten die Durchschnitte der Zwillings-und Drillingszweige, die aber nur erkennbar bleiben werden, wenn die Zwillingsbildung keine polysynthetische ist, wie es auch bei Cordierit vorkommt.

Wie in der Form, so unterscheidet sich auch die Füllung der alten Cordierit-Rahmen vom Andalusit; sie stimmt aber mit jener, die in vielen Fällen an unangefochtenen Cordieritpseudomorphosen festgestellt ist. Da das Aussehen der Knoten und ihres Zwischengewebe ganz verschieden im auffallenden und durchfallenden Licht ist, soll beides für ein Vorkommen (Schwarzer Stamm bei Mägdesprung) getrennt beschrieben werden.

1. Im auffallenden Licht:

a) Der Rahmen (Umrisse und Diagonal-Linien) hellgelblich, etwas isabellfarbig, ziemlich scharf umgrenzt; es überwiegen verlängerte Parallelogramme, seltener sind Rhomben, Hexagone spärlich, Andeutungen von 2 oder 3, selten mehr Strahlen vom Mittelpunkt nach den Ecken.

b) Die Füllung des Rahmens erscheint dunkel.

c) Umgeben wird der Rahmen von ebenfalls dunkel erscheinenden Massen, deren Grenzen nach außen weniger scharf als der Rahmen sind, indem sie nach außen scheinbar etwas ausbleichen.

Diese Außenzone erscheint auch viel rundlicher in ihren Umrissen, etwa als wäre sie durch vom Rahmen ausgehende Diffusion entstanden. Für die Strecke des Rahmens, wo 2 Krystalle aneinander stoßen, fehlt nicht nur diese Außenzone, sondern auch der Umrißteil des Rahmens, nicht aber die Diagonalen, was dafür spricht, daß die Außenzone nicht zum früheren Krystall gehört, sondern in der Tat vom Krystall diffundierenden Lösungen ihre Entstehung verdankt. In den Desmositen waren die Cordierite offenbar so gehäuft, daß ihre Umrisse meist verloren, ihre Diffusionszonen ineinander übergingen; (Spuren der Diagonalen dagegen sichtbar blieben).

d) Das Grundgewebe zwischen den Knoten hebt sich durch hellere Färbung deutlich von c) ab; sie ist ähnlich der des Rahmens, aber ohne den Isabell-Ton.

2) Im durchfallenden Licht sind die Helligkeitsverhältnisse ganz andere:

a) Rahmen jetzt erheblich dunkler als alle andern Teile, nämlich stark getrübt durch graugrüne bis bräunliche Klümpchen auf grünlichem Untergrund. Die Klümperchen könnten nach der bei starken Vergrößerungen mancher Stellen erkennbaren starken Brechung und Doppelbrechung Leukoxen sein. Rosenbusch[1]) nennt unter den Gemengteilen der Spilosite auch Rutil, während Leukoxen nur spärlich verbreitet sein soll. Da mir Rutil in Form solch trüber Flocken bisher nicht bekannt ist, möchte ich bei meiner Deutung bleiben[2]). Deutlicher Rutil statt Leukoxen wurde nur im Spilosit des Zilliger-Tals südlich Wernigerode beobachtet[3]). Der Untergrund des Rahmens ist anscheinend hauptsächlich feinblättriger Chlorit mit etwas Sericit, das Ganze etwas mehr als die übrigen Teile von Eisenhydraten durchtränkt. Auch zwischen

[1]) Rosenbusch, Phys. II, 1306. 1908.

[2]) Auch der Rutil der Spilosite im regionalmetamorphen Gebiet (vergl. unten), der rechteckige kurze Säulchen und Stümpfe solcher bildet, gleicht nicht den hier als Leukoxen angesprochenen Massen.

[3]) Die Knoten sind hier besonders schwach entwickelt, die Rutile sind auch hier nicht Körnchen, sondern Kryställchen, und zwar von erheblich größeren Dimensionen als in den unveränderten Tonschiefern.

gekreuzten Nikols erscheint dieser Teil dunkler als die angrenzenden.

b) Die Füllung des Rahmens erscheint jetzt recht hell, sie ist ärmer an den trüben Körnchen als a), besteht hauptsächlich aus Blättchen von Sericit, die, wie zwischen gekreuzten Nikols erkennbar wird, wirr gelagert und mit etwas Chlorit durchmischt sind, der dunklere Flecken veranlaßt.

c) Die Außenzone besteht wesentlich aus verhältnismäßig großblättrigem Sericit und hebt sich zwischen gekreuzten Nikols, da die Blättchen wirr gelagert sind, durch größere Helligkeit vor allen anderen ab. Nach außen wird diese Zone etwas reicher an Chlorit.

d) Das Grundgewebe erscheint jetzt nahezu farblos, etwas getrübt durch dieselben kleinen Klümperchen wie a), aber viel weniger. Zwischen gekreuzten Nikols bleibt es im Schliff parallel der Schieferung fast dunkel, weil hier der Sericit, im Gegensatz zu b) und c), parallel der Schieferung orientiert ist. Im Schliff senkrecht zur Schieferung hellt sich dagegen das Grundgewebe in der 45°-Stellung der Spur der Schieferungsebene zu den Nikol-Hauptschnitten so stark auf, daß sich die Knoten als dunkle Flecke zwischen gekreuzten Nikols abheben, nur ihre Sericitkränze haben fast die gleiche Helligkeit.

In den Spilositen vom Ramsenweg und Langenbruch bei Braunlage ist die Füllung der Knoten eine etwas andere. Die Knoten bestehen fast ganz aus feinschuppigem Chlorit, z. T. mit helleren, etwas Sericit-reicheren Diagonalen, z. T. mit Sericit-Streifen, die konzentrisch zum Umriß kranzförmig im Innern liegen oder die Mitte erfüllen. Zuweilen kann man auch Andeutungen einer Sechsfelderteilung erkennen. Die Sericitkränze im Innern werden offenbar den Grenzen der zu (001) gehörigen Anwachskegel in Schnitten ungefähr ∥ (001) entsprechen.

Zu den typischen Spilositen rechne ich auch solche aus dem Allertal (östl. Tanne). Es sind hier wulstig-schiefrige, aber wenig gehärtete Gesteine, deren dunkle Knoten fast ganz aus etwas eisenschüssigem Chlorit bestehen. Eine schmale Sericit-reiche

Zone umgibt jeden Knoten und wo mehrere zusammenstoßen, umschließt derselbe einheitliche Sericit-Ring sie alle. Das beweist wieder, daß diese Sericitsäume schon außerhalb des ursprünglichen Cordierit liegen, also ein Umsetzungsprodukt zwischen ihm und dem Grundgewebe oder dieses durchsetzenden Lösungen vorstellen. Dies Grundgewebe hat noch deutlich detritischen Charakter, ist aber ebenfalls reich an Sericit und Chlorit.

Vom rein petrographischen Standpunkt aus müßte man zu den Spilositen auch jene Knotenschiefer rechnen, welche im Harz im Kontakt mit sogenanntem Grauen Porphyr vorkommen (Wernigeroder Mühlental, Zilligertal). Sie unterscheiden sich weder makroskopisch noch mikroskopisch merklich von jenen im Diabas-Kontakt. Auch dieser Umstand gibt Veranlassung, für die Bildung der typischen Spilosite zunächst nur physikalische Vorgänge, nämlich Temperaturerhöhung in Anspruch zu nehmen, nicht aber chemische Einwirkungen des Eruptivgesteins (solche kommen erst später in Betracht).

Bemerkenswert erscheint noch ein Umstand, der da, wo die Spilosite reichlicher vorkamen (Schwarzer Stamm, Allertal) häufiger beobachtet wurde, nämlich das Erscheinen der Knoten in 2 Generationen. Zwischen den größeren Knoten von 1—2 mm Durchmesser finden sich viel zahlreichere kleine von ungefähr 10mal kleineren Dimensionen, ohne Übergänge zwischen beiden. Dabei ist die nähere Umgebung der größeren öfter bemerkenswert frei von den kleineren. Das entspricht ganz dem Verhalten von Krystallkeimen in Lösungen, in denen nach der Ausscheidung einer älteren Generation eines Gemengteiles infolge plötzlicher Zunahme der Übersättigung zahllose neue Keime entstanden, aber unter Ausschluß der weniger übersättigten Wachstumshöfe um die Krystalle älterer Generation. Die Schieferteile mit solchen 2 Generationen bilden anscheinend meistens nur dünne Lagen parallel der Schichtung, die Ursache scheint hier also eine besondere, einstweilen nicht angebbare Beschaffenheit der einzelnen Schicht gewesen zu sein[1]).

[1]) Daß derartige 2 Knotengenerationen niemals in merklich albitisierten Knotenschiefern zu beobachten waren, mag daran liegen, daß hier die kleineren Knoten sehr bald unkenntlich wurden.

Im ganzen wird man sagen können, daß in den typischen Spilositen (und Desmositen) die Knoten reicher an Chlorit, ärmer an Sericit als das Grundgewebe sind, daß, in den Knoten sehr selten, im Grundgewebe öfter, ein wenig Plagioklas (Neubildung) erkennbar ist, der Leukoxen bald in den Knoten, bald im Grundgewebe, bald an der Grenze beider sich in kleinen Klümperchen anreichert, zuweilen auch gleichmäßig sich verteilt, Rutil aber fehlt. Dabei deutet der Umstand, daß der Leukoxen öfter die Diagonalen des Rahmens besonders bezeichnet vielleicht darauf hin, daß er aus den längs den Grenzflächen der »Anwachs«-Pyramiden eingeschlossenen Eisenerzen hervorgegangen ist. In den meisten Spilositen ist außer Zirkon auch zweifellos klastischer Quarz noch erhalten.

In den Spilositen sind die Grenzen der Knoten in der Regel ziemlich verwaschen, indessen bleibt man selten im Zweifel, ob Knoten vorliegen oder nicht, zumal bei Untersuchung angewitterter Flächen oder im Dünnschliff. Nicht zu verwechseln mit den Knoten sind kleine dunkle Pünktchen, die in manchen hell und dunkel gebänderten Gesteinen in den hellen Lagen meist sehr gleichmäßig verteilt erscheinen; ihr Durchmesser ist meist erheblich kleiner als der der Knoten (0,2—0,1 mm) und das Mikroskop zeigt, daß sie aus Anhäufungen kleiner Körnchen, anscheinend von Leukoxen, bestehen.

II. Adinolisierung (Albitisierung) der Knotenschiefer.

Die typischen Adinolen, ohne Schieferung (wenn auch noch mit Schichtung), mit der bekannten großen Härte, Zähigkeit und splittrigem Bruch, der Schmelzbarkeit v. d. L., der dünnen weißen Verwitterungsrinde usw. sind makroskopisch und mikroskopisch gut von den Knotenschiefern zu unterscheiden, aber doch finden sich Übergänge.

Die kleinen farblosen krystallinischen Individuen von mäßiger Brechung und schwacher Doppelbrechung, die, mit sehr unregelmäßigen Grenzen ineinander verflößt, die typischen Adinolen fast ausschlieslich aufbauen, finden sich auch im Zwischengewebe

mancher Spilosite, in beiden kann man, in den Adinolen öfter und reichlicher, Plagioklas nachweisen, in beiden gesellt sich dazu außer Quarz noch Sericit und Chlorit; in den Adinolen sparsam, in den Knotenschiefern reichlich, ebenso etwas Leukoxen. Auch in der Anordnung der blättrigen Gemengteile finden sich Übergänge, ebenso im Gehalt an klastischen Resten.

Die Menge des Albit in den Knotenschiefern (und auch in den meisten Adinolen) könnte, wenn man dafür die Zahl und Größe der u. d. M. sicher erkennbaren Plagioklase maßgebend sein lassen wollte, meist nur gering sein; indessen würde ich dies auch nicht für richtig halten. Daß aber sicher nicht das gesamte Natron der Analysen als Albit in Rechnung gesetzt werden darf, wird schon daraus wahrscheinlich, daß die Menge des durch die Analysen nachgewiesenen Kalis öfter in gar keinem Verhältnis stehen würde (nämlich viel zu gering sein würde) zu der Menge des u. d. M. sicher erkennbaren Sericits, wenn man nämlich letzteren als reinen Kaliglimmer nehmen würde. Ich bin daher, ebenso wie Milch (l. c. S. 394), zu der Überzeugung gekommen, daß der Sericit in diesem Falle Na-reich sein muß, woraus dann aber wahrscheinlich wird, daß auch in den andern Fällen ein gut Teil des Na nicht im Albit, sondern im Sericit zu suchen ist. Ein Gehalt von 7 % Na_2O, wie ihn manche Adinolen haben, würde, lediglich auf Albit berechnet, ca. 60 % davon entsprechen, ein Betrag, der nach dem mikroskopischen Befund kaum irgendwo vorhanden sein dürfte.

Rosenbusch[1]) erkannte unter den Knoten auch solche mit Quarz-Albit-Füllung und Chlorit-Umhüllung und -Zwischenmittel und er erwähnt, daß die Quarze und Albite dieser Kugeln ein kleineres Korn haben als dieselben beiden Minerale außerhalb der Kugeln; dasselbe betont auch Zirkel[2]). Das würde offenbar ganz jener Kornvergrößerung entsprechen, die man bei Tiefengesteins-Kontakten im Grundgewebe derselben gegenüber den Einschlüssen ihrer Poryphyroblasten öfter feststellen kann, und die

[1]) Rosenbusch, Phys. II, 1306 ff. 1908.
[2]) Zirkel, Petrogr. II, 719.

sich natürlich dadurch erklärt, daß die in den letzteren eingeschlossenen Reste des Sediments damit der weiteren Metamorphose, also namentlich der Kornvergrößerung, entzogen waren. Ich muß aber gestehen, daß ich unter meinem Material vergeblich nach dieser Erscheinung gesucht habe; sie wäre allerdings auch nicht zu erwarten, wenn, wie unten wahrscheinlich gemacht wird, die Quarz-Albit-Bildungen in ihnen erst später, unter gleichzeitiger Umbildung des Knotenminerals, begonnen hätten.

Jedenfalls läßt sich aber das Vorkommen von Knoten mit Quarz-Albit-Füllung nicht bestreiten; sie vermitteln Übergänge zwischen Adinole und Knotenschiefer in jeder einzelnen Lage. Andererseits machen sich solche auch in der Weise bemerklich, daß in vielen Gesteinen knotenreiche weichere und knotenarme oder -freie Schichten von durchaus adinolischem Aussehen vielfach miteinander abwechseln. Da Temperatur und Druck als gleich anzunehmen ist, wird die Ursache in Verschiedenheiten der ursprünglichen Zusammensetzung verschiedener Schichten zu suchen sein. In der Tat treten in den Spilositen zuweilen Tongallen-ähnliche Gebilde von 1—2 cm Breite bei $^1/_2$ cm Dicke von Adinol-artiger Beschaffenheit auf, die sich knollenartig aus der Schichtfläche herausheben, eingebettet in spilositische Lagen oder auch wohl seitlich in dünne Adinol-Lagen auslaufend. Die mikroskopische Untersuchung zeigt, daß Knoten auch innerhalb der »Gallen« vorhanden, aber kleiner sind als außerhalb, daß ebenso ihre Zwischenmasse innerhalb der Gallen weniger reich an Sericit ist, der zugleich wirr, nicht parallel der Schieferung, gelagert ist. Es handelt sich in den Gallen also wohl um Gesteinsteile, welche arm an Mg, reich an Al waren, so daß nur wenig Cordierit entstehen konnte und wo zugleich die Alkali zuführenden Lösungen zur vollständigen Umbildung des Tones in Albit (und Sericit) nicht ausreichten.

Diese Übergänge zwischen Knotenschiefern und Adinolen scheinen mir nun nicht allein begründet in der größeren oder geringeren Intensität des Frittungsprozesses und des Alkalisierungs-Vorganges nebeneinander, wie sie etwa durch die verschiedene

Temperatur, Unterschiede in der Konzentration der Lösungen und der chemischen Zusammensetzung der Schichten begründet sein können, sondern auch dadurch, daß in vielen Fällen die fertigen Cordieritgesteine noch einer Adinolisierung unterlagen.

Am schwächsten erscheint die die Adinolisierung kennzeichnende Albitbildung in solchen Gesteinen (z. B. Heinrichsburg bei Mägdesprung), deren Knoten samt Zwischengewebe fast noch frei von Albit sind, während beide von Adern von Adinolsubstanz durchsetzt werden, d. h. Adern, in denen neben Quarz auch Plagioklas (und meist auch Chlorit) sicher nachweisbar sind und zwar in der für die Adinolen charakteristischen innigen Verflößung beider. Die Zwischenmasse der Knoten kann dabei noch sehr reich an Sericit sein. Auch wenn die Adern die Breite der Knoten und mehr erreichen, findet man natürlich niemals einen Knoten in ihnen.

Der einfachste Fall einer allgemeineren Albitisierung scheint dann der zu sein, daß sie nur die, vermutlich am leichtesten zugängliche, Zwischenmasse der Knoten ergreift. So ist es z. B. in einem Gestein vom Ramsenweg bei Braunlage. In dem sehr harten und splittrig brechenden Gestein wechseln hellgraue, Knötchen-freie, dunkel schwarzgrüne, an Knötchen reiche und gesprenkelte, Knötchen-ärmere Lagen; während nun die sehr kleinen (0,3 mm) Knötchen fast nur aus Chlorit bestehen, ist die Zwischenmasse sehr reich an Albit, dabei fast frei von Sericit.

Einen etwas abweichenden Gang hat die Albitisierung anscheinend in Knotenschiefern am Rabenstein bei Hasselfelde eingeschlagen. Hier enthält die Adinole nur stellenweise und lange nicht so reichlich wie in den Spilositen kleine runde, grünlichgraue, von der Zwischenmasse in der Farbe kaum, wohl aber durch die Absonderung sich abhebende Knötchen. Ihre Zwischenmasse führt neben dem gewöhnlichen Gemenge innig verflößter farbloser Körnchen auch merkliche Mengen von Sericit und Chlorit und auffallenderweise alles Ti in der Form zierlicher Anatas-

Kryställchen[1]) und kurze Stengel einer fast farblosen Hornblende. Die Knoten unterscheiden sich u. d. M. dadurch, daß sie erheblich ärmer sind an Sericit, Chlorit, wie an Anatas. In anderen Gesteinen von dort, wo diese Knötchen äußerlich hellen Mandelfüllungen etwas ähneln, kehrt dieser Unterschied wieder, zugleich sind aber die Gemengteile groß genug, um sowohl in den Knoten wie ihrem Zwischengewebe reichlichen Plagioklas erkennen zu lassen[2]).

Eine eigenartige Entwicklung zeigen auch Spilosite des Allertals (östlich Tanne) in ihrer Umbildung zu Adinolen; die Beobachtungen konnten, da Aufschlüsse fehlen, allerdings nur an losen Stücken gemacht werden. Neben den gewöhnlichen Spilositen mit großen deutlichen Chlorit-reichen Knoten in Sericitreicherem Zwischengewebe, das noch deutliche klastische Reste, aber kaum Spuren der Verflößung der hellen körnigen Gemengteile zeigte, finden sich schon makroskopisch durch gleichmäßig dunkle Färbung bei größerer Zähigkeit auffallende Gesteine, die weder auf frischem Bruch noch auf der Verwitterungsfläche, weder parallel der schlechten Schieferung noch auf dem Querbruch mit bloßem Auge Knoten erkennen lassen. Das Mikroskop zeigt aber Knoten sehr reichlich, allerdings von nur 0,2 mm Durchmesser. Sie heben sich wesentlich wieder durch größeren Chloritgehalt von der Sericit-reicheren Zwischenmasse ab, in der noch viel klastisches Material, aber noch kein Albit zu sehen ist. Die Natronzufuhr hat vielmehr nur erst die Spalten und Spältchen gefüllt, die allerdings äußerst zahlreich sind.

Die ganz Adinol-artig aussehenden Gesteine des Allertals sind z. T. geradezu als Knotenadinole zu bezeichnen, da die Knoten in ihnen z. T. noch sehr deutlich, obwohl schon stark von Albit (und Chlorit) gefüllt sind und auch die (wieder Sericit-reichere) Zwischenmasse schon stark von Albit durchtränkt ist. In anderen Adinolen von dort sieht man die Knoten nur eben noch mit bloßem

[1]) Milch (l. c. Seite 462) erwähnt Anatas aus Adinolen von Allrode. Ob das von van Werveke (Neues Jahrb. 1884 II, 225) in Spilositen von der Saar beobachtete Mineral mit ca. 90% TiO_2, das anscheinend an die Stelle der Rutilnädelchen getreten war, Rutil in anderer Ausbildung war, erscheint mir zweifelhaft.

[2]) Milch (l. c. Seite 467) hat vielleicht ein ähnliches Gestein vorgelegen.

Auge, da sie sich wegen ihrer graugrünen Farbe und Kleinheit (0,2 mm) nur wenig von der Zwischenmasse abheben. Ihre Füllung erweist sich u. d. M. als erheblich grobkörniger als ihre Zwischenmasse; sie ist ein Gemisch von viel Plagioklas mit wenig graugrünem Chlorit. Das Zwischengewebe zeigt die typische Verflößung feiner Körner wie in den Adinolen. Eigenartig ist hier das Auftreten des Leukoxen. Seine sonderbar geformten Körner, die auf den ersten Blick unregelmäßigen Klümperchen kleiner Körner gleichen, in Wirklichkeit aber vielfach einheitlich auslöschende Körner[1]) von sehr unregelmäßiger Form sind, erscheinen einmal kranzartig um die Knoten angeordnet, dann ebenso, aber in viel feineren Körnern, in der Zwischenmasse, endlich füllt er aber noch sehr feine, weit fortsetzende Adern, die auch die Knoten z. T. durchqueren, z. T. sie umziehen. Dabei sind die Äderchen innerhalb der Knoten vielfach nicht von Leukoxen, sondern (anscheinend) von Albit erfüllt, der zwar weniger als der Albit der Knoten selbst von feinsten Körnchen durchstäubt und deshalb klarer ist als der der Knoten, aber doch die gleiche optische Orientierung hat. Die Wände dieser Adern erscheinen im Querschnitt oft mit merkwürdigem Zick-Zack-Verlauf, es sieht so aus, als ob der Leukoxen, der oft auf längere Strecken optisch einheitlich orientiert ist, sich in das Gestein überall etwas eingefressen hat. Aus dieser Art seiner Verbreitung dürfte hervorgehen, daß seine Nährlösung oder wenigstens das in ihr enthaltene Ca vermutlich zusammen mit dem Na aus dem Diabas stammt, und zugleich kommt man zu der Vermutung, ob nicht auch die Leukoxenbildung in den Diabasen selbst (als Pseudomorphose nach Titaneisen) auf der Einwirkung des Ca-Silikates im letzten Magmarest auf das Titaneisen beruht.

Eine eigentümliche Stellung nehmen auch Gesteine ein, die am Schwarzen Stamm bei Mägdesprung vorkommen. Sie lassen auf den wulstigen Schieferungsflächen trotz ihrer gleichmäßig grauen Farbe die Knoten noch plastisch erkennen und im Querbruch erscheinen diese auch noch mit flach linsenförmigen Umrissen. U.

[1]) Derartige Körner erreichen 0,07 mm, sie zeigen im auffallenden Licht den charakteristischen, grauem Mehl ähnlichen Reflex.

d. M. aber sind die Knoten von ihrem Zwischengewebe kaum noch zu unterscheiden. Man könnte diese Gesteine als flasrige Knotenadinole bezeichnen.

Noch unkenntlicher wird die ursprüngliche Knotenstruktur in anderen, jetzt adinolisierten, Gesteinen, die starken mechanischen Einwirkungen zur Zeit ihrer Umbildung unterlegen haben, so daß sie von zahllosen, namentlich von Albit und heller Hornblende erfüllten Adern durchzogen werden, unter deren Einfluß die Knoten zerteilt und bis zur Unkenntlichkeit deformiert sind. Außerhalb der Adern, von ihnen durchsetzt, aber nicht an ihrem Aufbau teilnehmend, sieht man die Reste der Knoten als rundliche, Chloritreichere Aggregate, die aber viel von den farblosen, ineinander verflößten Körnchen enthalten, sie werden nach außen etwas Sericit-führend und tragen wieder einen Leukoxen-Kranz. Derartige Aggregate sind nun so eng aneinander gedrängt, daß eine Zwischenmasse nicht sicher von ihnen unterschieden werden kann. Da der Sericit-Gehalt auch in den äußeren Teilen der Knoten nur gering ist, auch Chlorit und Leukoxen sich zwischen gekreuzten Nikols nur wenig aufhellen, verschwinden die Knoten zwischen gekreuzten Nikols fast ganz, man sieht wesentlich nur das Geäder.

In einem dickplattigen Gestein dieser Art erscheinen die hellen von verhältnismäßig grobkörnigem Gemenge von Albit + Chlorit + Leukoxen erfüllten Knötchen außerdem umflasert von zahlreichen, aber sehr feinen Schnüren eines Sericit-Chlorit-Gemenges, das sich fortwährend in noch feinere Äderchen zerteilt und unter Beibehaltung der Gesamtrichtung (woraus die schwache Schieferung des Gesteins entspringt) sich wieder vereinigt. Es macht den Eindruck, als ob die Knoten hier besonders widerstandsfähig waren, indem sie niemals von Sericit-Chlorit-Schnüren durchsetzt werden, diese vielmehr zwischen zwei benachbarten Knoten eng aneinander gedrängt erscheinen. Die Albitisierung ist auch in der Zwischenmasse schon erheblich vorgeschritten; sie hat offenbar nach Eintritt der Schieferung noch angehalten, da breite Adern von Albit das Sericit-Chlorit-Geäder durchsetzen und verwerfen. Andererseits werden aber auch Albitadern im Zuge der Sericit-Chlorit-

äderchen verquetscht, so daß also wesentlich eine gleichzeitige Entstehung anzunehmen ist. In diesen Gesteinen, die ihre hochgradige Albitisierung wohl der starken mechanischen Aufbereitung für die Durchtränkung verdanken, ist vielleicht ein Teil des Chlorits aus den Knoten in das Zwischengewebe gewandert. Entsprechend der intensiven Neubildung in und außerhalb der Knoten ist hier auch die Kornvergrößerung beim Leukoxen weiter als sonst fortgeschritten; man sieht öfter spitz dreieckige und rhombische (vielfach allerdings nicht vollständige und etwas unebene) Durchschnitte deutlicher Titanitkryställchen.

Gesteine dieser Entwicklung wurden, allerdings nicht anstehend, auch in dem Aufschluß bei km 7,4 der Straße Hasselfelde-Rübeland beobachtet. Es sind hier grünlichgraue, etwas erdig sich anfühlende, und nur undeutlich schiefernde Gesteine, in denen man an vielen Stellen noch deutlich dunkle Knötchen erkennt. Im Schliff parallel der Schieferung erscheint gewissermaßen ein Aufbau aus Zellen, deren wenig scharf begrenzte Wandungen etwas Chlorit-reicher sind als ihr Inneres. In diesem erkennt man namentlich ineinander verflößte Individuen von Quarz und viel Plagioklas, die von (optisch einheitlichen) Klümperchen von Leukoxen wie überstreut erscheinen. Diese »Zellhäute« aus Chlorit sind das einzige, was von den Knoten übrig geblieben ist; man würde bei etwas stärkerer Vergrößerung kaum auf sie aufmerksam werden, wenn die makroskopischen Knoten nicht veranlaßten, danach zu suchen. Im Schliff senkrecht zur Schieferung erkennt man die Knoten nicht mehr; hier erscheint ein System flasrig geordneter dünner Strähne von Chlorit, die die zu linsenförmigen Massen deformierten ehemaligen Knoten umweben. Die Albitisierung ist in diesen ursprünglich wohl Cordierit-reichen Gesteinen offenbar weit fortgeschritten, eine Sericitbildung hat nicht stattgefunden.

In anderen Gesteinen, die nach Habitus wie Zusammensetzung zweifellos Adinolen sind (z. B. Eine-Tal 1 km unterhalb Schielo), erkennt man (bei geeigneter Beleuchtung und Abschleifen, Benetzen) noch Partien, die in Umriß, Größe, Verteilung usw.

durchaus den Knoten der Spilosite gleichen[1]). Sie sind im ganzen etwas heller und feinkörniger als ihre Zwischenmasse, dabei im allgemeinen ärmer an Chlorit, der aber zuweilen in der Mitte etwas gehäuft ist, während er im Zwischengewebe kurze, ungefähr parallel laufende Strähnchen bildet. Manche dieser Gesteine (z. B. vom Ramsenweg bei Braunlage) erscheinen dabei nicht unähnlich den Hornschiefern aus dem Ruhr-Gebiet. Während in ihnen die Grenzen der Knoten sehr undeutlich werden, erkennt man in den durchsetzenden Adern sehr deutlich den Plagioklas, manchmal auch auffallend viel Turmalin.

Endlich finden sich auch unter Hornblende führenden kontaktmetamorphen Sedimenten der Heinrichsburg bei Mägdesprung solche vom Habitus der Adinolen, aber mit deutlichen Knoten, die aus kreis- und kranzförmigen Ansammlungen von Chlorit und gröber blättrigem Sericit bestehen, und zwar in einem Grundgewebe, in dem Ansammlungen von Albit in kleinen Nestern, Sericit, Hornblende und Leukoxen sicher erkennbar sind. In andern, ebenfalls durch Hornblende, aber auch durch Epidot, ausgezeichneten Gesteinen von dort sind die Knoten nur noch mikroskopisch deutlich; vielfach sieht es so aus, als ob breitere helle Quarz-Albitadern, die sich aber vom übrigen Grundgewebe wenig abheben, das Gestein, und zwar auch die Knoten reichlich durchziehen. Die Bildung der Hornblende hier, wie am Kontakt vom Schwarzen Stamm und am Rabenstein bei Hasselfelde gehört vielleicht einer späteren Periode an als Albit, Chlorit, Leukoxen und Cordierit.

III. Andere Arten von Diabaskontaktgesteinen im Harz.

Außer Spilositen (Desmositen) und Adinolen finden sich noch andere, weniger auffallende Formen von Kontaktgesteinen, die z. T. denen ähneln, die an Diabasen des Sauerlandes[2]) zuweilen, an Basalten anscheinend oft zu beobachten sind. So tritt an der

[1]) Lossen (Erläuterungen Bl. Pansfelde Seite 51, 52) erwähnt aus diesem Gebiete ein dem Spilosit verwandtes Kontaktgestein, das »linsenförmige Adinolknötchen« eingebettet in blaue Schieferflaser zeigt.

[2]) Schenk's (Diss. Bonn 1884, Seite 78) weißer Hornfels.

Leinemühle bei Pansfelde (etwas nördlich, bei km 28,4 der Straße) neben typischer Adinole in 0,2 m Entfernung vom unmittelbaren Kontakt mit dem Diabas ein noch deutlich schiefriges, allerdings gehärtetes und etwas splittrig brechendes Gestein auf; es ist auch nach dem mikroskopischen Befund noch wesentlich klastisch und ohne jede Spur von Knoten, also vielleicht einer weder zur Adinol- noch zur Knotenbildung geeigneten Sedimentlage angehörig. Dasselbe trifft anscheinend zu für ein Vorkommen im Unteren Wolfstal (westl. Allrode). In dem kleinen Aufschluß (ca. 400 m vor der Mündung in das Obere Wolfstal) ist der Schiefer 50 cm vom Diabas völlig unverändert, im unmittelbaren Kontakt zwar merklich gehärtet, aber ohne Knoten und andere Neubildungen, obwohl die Anwesenheit von Albit in den den Schiefer durchziehenden Adern auch hier verrät, daß von seiten des Diabas die Bedingungen zur Adinolbildung erfüllt waren. Das gilt auch für Schiefer, deren Kontakt im Selketal etwa 300 m unterhalb des früheren vierten Friedrichshammers aufgeschlossen ist. Er ist trotz starker Härtung ohne Knoten, erscheint u. d. M. sehr feinkörnig und homogen, aber gar nicht von Adinol-Habitus. Er ist offenbar ebenfalls quarzreich, enthält aber auch merkliche Mengen Feldspat, etwas Chlorit und Leukoxen, auch Spuren von Biotit, aber kaum Spuren von Sericit. Auch hier ist Plagioklas als Spaltenfüllung sicher erkennbar.

Auch im oberen Schiebuk-Tal östl. Harzgerode trifft man solche gehärteten Schiefer ohne die Charaktere der Spilosite oder der Adinolen, ebenso bei Königerode und im unmittelbaren Hangenden des Diabas westl. Schielo. Letzteres Gestein nähert sich zwar im Habitus schon Adinolen, sieht aber u. d. M. noch recht klastisch aus, läßt auch keinen Plagioklas erkennen, wohl aber bei ziemlich großem Sericitgehalt die schon öfter betonte innige Verflößung der Körnchen des Grundgewebes.

Auch in einem Falle, wo Proben von Sediment und Eruptivgestein in unmittelbarer Berührung miteinander in demselben Dünnschliff bei guter Erhaltung beider untersucht werden konnten, war der Charakter der Neubildungen weder Spilosit- noch Adinolartig. In dem Steinbruch am Schwarzen Stamm bei Mägde-

sprung wird der Diabas in der Nähe des Salbandes feinkörniger, aber doch nur so, daß man auch bei nur 3 cm vom Kontakt die Feldspatleisten noch mit bloßem Auge erkennen kann. (Augit chloritisiert, Titaneisen in Leukoxen verwandelt, merkliche Mengen von noch nicht ganz chloritisiertem Biotit.) Auch noch näher dem Salband machen sich merkliche Mengen von Glas im Diabas nicht bemerklich, er ist mikroskopisch feinkörnig, aber holokrystallin, hier allerdings mikroporphyrisch durch größere Plagioklase, die in unmittelbarer Berührung mit dem Salband alle in demselben Sinne gebogen sind (bis einige 20°!), was auf starke Schleppung am Salband hinweist. Letzteres könnte vermuten lassen, daß nur ein sekundärer Kontakt vorliegt, aber dem widerspricht die Beschaffenheit des Sediments. Es erscheint an der (mikroskopisch!) scharfen Grenzfläche ganz dicht, gelblichgrün, etwas getrübt, aber merklich homogen und isotrop, wie ein Glas, indessen ohne Fluidalstruktur. Aber kleine Bruchteile eines mm davon entfernt ist es erfüllt von sehr feinen, gradlinigen, etwas schief auslöschenden Nädelchen; nach dem optischen Verhalten lichtgrünliche Hornblende, die an einigen Stellen auch in deutliche breite, auch Epidot und Axinit führende Strähne übergeht. Diese Massen scheinen durchaus geschmolzenes (jetzt etwas entglastes) Sediment (ohne Cordierit) gewesen zu sein, das sich vermutlich auch ein wenig mit dem Diabasmaterial gemischt hat, denn von diesem schwimmen einige (scharf abgegrenzte) Stückchen in ihm. Von Cordierit- und Adinolbildung ist hier keine Spur, obwohl in geringer Entfernung, auch in nur 2 cm Abstand vom Diabas, und ebenso 15 cm davon entfernt Adinole ansteht, die nur durch etwas größeren Gehalt an wirr gelagertem Sericit und an Chlorit von ganz typischen Vertretern desselben abweicht, namentlich auch sehr reich ist an Albit, dagegen frei von Epidot und Hornblende.

An demselben Fundort kommen in typischem Spilosit mit anfangender Albitisierung Lagen von dunklem Schiefer vor, die keine Spuren anderer Veränderung zeigen, als eine gewisse Härtung; ebenso am Ramsenweg bei Braunlage.

Besonders auffallend sind aber die Verhältnisse in dem schon

von MILCH (l. c.) beschriebenen Aufschluß bei km 7,4 der Straße Hasselfelde-Rübeland (nördlich des Mittelkopfes).

Der südliche Diabas ist am Kontakt mit der nördlich angrenzenden Schieferscholle etwas verruschelt und durchsetzt von Quarztrümern, ist aber u. d. M. meist noch gut als etwas feinkörniger normaler Diabas zu erkennen. An der unmittelbaren (im Schliff verfolgbaren) Grenze zum Schiefer werden die Feldspattafeln etwas dünner (im Querschnitt faserig) und die Menge des Chlorit nimmt etwas zu; letzterer ist anscheinend nicht nur aus Augit, sondern auch aus Glas hervorgegangen. Der im Schliff angrenzende Schiefer ist etwas gehärtet, dabei aber ziemlich Sericit- und Leukoxen-reich und führt vielleicht ein wenig Plagioklas. An andern Stellen, die nur Bruchteile eines mm vom Diabas entfernt sind, ist aber der Schiefer anscheinend ganz zu Glas geschmolzen gewesen, man beobachtet fast dieselben Erscheinungen wie am Schwarzen Stamm; auch hier fehlen an dieser Stelle des Aufschlusses alle Spuren von Spilosit- und Adinol-Bildung.

Andere, nicht aus dem unmittelbaren Kontakt stammende Schiefer auf dieser Seite des südlichen Diabases (wie auch von der Südgrenze des nördlichen Diabases) sind merklich gehärtet, schiefern zwar noch deutlich (die Schieferungsfläche merklich parallel zum Diabas-Salband), splittern aber schon etwas, erscheinen recht dicht. Auch hier wechseln parallel der Schieferung an Sericit etwas reichere und meist daran sehr arme Lagen ab, enthalten auch etwas Leukoxen, Knoten fehlen. In der Hauptmasse des Schiefers, deren farblose Körner stärker als in normalem Schiefer ineinander verflößt sind, ist stets etwas Plagioklas erkennbar, ebenso in den Adern, ebenso auch etwas Chlorit. Die Metamorphose beschränkt sich also auch hier im wesentlichen auf eine Härtung, die anscheinend ihren Grund in dem Weiterwachsen der feinen Körner der Schiefergrundmasse hat.

Auch andere Teile der Schieferscholle zwischen nördlichem und südlichem Diabas, die, obwohl weiter von der Diabasgrenze entfernt, stärker gehärtet scheinen, sind völlig frei von Knoten, auch sind Feldspatneubildungen mindestens sparsam. Ihre Grund-

masse erscheint u. d. M. aber stärker detritisch und das Cement, der die Hauptmasse ausmachenden, offenbar klastischen Quarzkörner ist höchst feinkörnig, deshalb seiner Art nach nicht zu entziffern, aber schon seiner Menge nach sicher nicht ausreichend, um die Bezeichnung Adinole zu rechtfertigen, auch wenn es lauter Albit wäre. Diese Schiefer scheint Milch zu meinen, wenn er schreibt (l. c. S. 407): »Auffallend ist mir, daß die typischen Adinolen der dem Diabas zunächst liegenden Zone nicht nur völlig fehlen, sondern daß sogar die Massen der Zone (die dem Diabas am meisten benachbart sind) dem Tonschiefer bedeutend näher stehen als die chemisch vorgeschrittenen Tonschiefer der Adinolschiefer der Zone III«. Dies ist in der Tat um so bemerkenswerter, als derartige Gesteine in weniger als 1 mm Abstand von anderen liegen, die nach ihrer Durchscheinenheit, Splittrigkeit, Schmelzbarkeit usw. durchaus Adinolen gleichen. Die nähere Untersuchung ergibt nun, daß letztere eben keine Adinole in dem Sinne sind, daß sie durch Metamorphose aus typischem Tonschiefer hervorgegangen wären, ihr Ausgangsmaterial war vielmehr Keratophyr-artig, stand also chemisch Adinolen schon nahe (vergl. das Folgende!). Ob auch die von Milch (l. c. S. 463) beobachtete scharfe Grenze zwischen unverändertem Tonschiefer und vollendeter Adinole vom Mittelkopf und bei Allrode dieselbe Ursache hat vermag ich nicht zu sagen.

Metamorphose von Porphyroiden.

In der Tat glaubte auch ich in dem mittlerem Teil der Schieferscholle die typische Adinole gefunden zu haben; halb durchscheinend, weiß, mit dünner, weißer Verwitterungsrinde, ganz homogen, wenn auch mit deutlicher Schichtung, v. d. L. schmelzend, prachtvoll splittrig brechend, so daß man Stengel von 15 cm Länge bei nur 1 cm Querschnitt schlagen kann. Sie setzt auffallend scharf in sehr wenig veränderten, schwarzen Tonschieferflasern nach dem Diabas zu ab, die Grenze ist fast eben, parallel der Schichtung der Adinole und der Salbandfläche des Diabases.

An dem Glitzern frischer Bruchflächen im Sonnenlicht erkennt man, daß das Gestein nicht so feinkörnig ist, wie es zunächst

scheint, und wirklich zeigt das Mikroskop gar nicht sehr kleine Quarze und Feldspate und zwar in Formen, die durchaus für klastischen Ursprung sprechen. Ihre ebenfalls farblose Zwischenmasse enthält hier und da Schmitzen und Streifen von feinkörnigerem Material ohne deutliche Quarz- und Feldspat-Splitter, in unbedeutenden Mengen Carbonatäderchen, etwas Leuroxen, Zirkon (auffallend große Körner), keinen Sericit.

Offenbar hat hier der Metamorphose ein vom gewöhnlichen Tonschiefer stark abweichendes Gestein unterlegen; welcher Art es war, offenbart die eigentümliche Struktur der farblosen Zwischenmasse zwischen den Quarz- und Feldspatsplittern, die allerdings nur bei günstiger Beleuchtung hervortritt. Es ist typische Aschenstruktur[1]) der Harzporphyroide[2]), die hier sichtbar wird, mit den bogigen, keulen- und sternchenförmigen Umrissen der Aschenteilchen, hier und da mit ihren von mehr schieferartiger Masse ausgefüllten kreisförmigen Bläsenräumen usw. Im senkrecht durchfallenden Licht verschwindet diese Struktur fast ganz und zumal zwischen gekreuzten Nikols ist nichts mehr davon zu erkennen, da jedes Bogen- usw. -Stückchen hier in mehrere optisch verschieden orientierte Körnchen, durch die es pseudomorphosiert ist, zerfällt[3]). Die mineralogische Zusammensetzung dieser Zwischenmasse ist rein mikroskopisch nicht mit Sicherheit festzustellen, das optische Verhalten widerspricht nicht einem Gemenge von Quarz und Feldspat-Körnchen, wie es aus adinolisierten Gesteinen bekannt ist. Ungefähr kann man die Menge des Quarzes gegenüber Nicht-Quarz abschätzen, wenn man Schliffe Bruchteile einer Minute mit auf $^1/_{10}$ verdünnter Flußsäure behandelt und beobachtet (ohne Färbung), ehe die Oberfläche trocken geworden ist, also die colloiden Zersetzungshäutchen der Nicht-Quarze noch unversehrt sind. Dann heben sich zugleich die bogigen Elemente, die meist

[1]) O. M., Neues Jahrb. f. Min. BB. **8**, 648. 1893.

[2]) Johnsen, Neues Jahrb. f. Min. BB. **14**, 1. 1901.

[3]) Milch's Abbildung einer dunklen Adinole aus der Zone II vom Dornkopf-Kontakt (l. c. Taf **17**, Fig 1) könnte sich ebenfalls auf ein solches Gestein beziehen, wie denn Milch selbst das Gestein »Tuff-ähnlich« nennt.

wesentlich durch Quarzaggregate pseudomorphosiert sind, noch besser von der trüb gewordenen Zwischenmasse ab.

Andere Stücke dieser Pseudo-Adinolen im Schieferkeil, die, weil weniger durchscheinend und fester, doch weniger splittrig, mehr Porzellanjaspis ähneln, zeigten ganz ähnliche Zusammensetzung und Struktur, mit dem Unterschiede, daß die klastischen Teilchen viel zahlreicher, aber auch noch kleiner sind[1]).

Dieser Befund mahnt natürlich außerordentlich zur Vorsicht hinsichtlich der Deutung der chemischen Vorgänge bei der Diabasmetamorphose. Hier beruht das auffallende Auftreten durchaus Adinol-ähnlicher Massen mitten in einem Schieferkeil, nicht in Berührung mit dem Diabas, sondern von diesem durch wenig veränderte Schiefer getrennt, offenbar auf der Einschaltung einer (ca. 1 m mächtigen) Lage von Keratophyrtuff in annähernd normalen (anscheinend ziemlich sandigem) Schiefer. Wie weit eine Stoffzufuhr aus dem Magmenrest des Diabases stattgefunden hat, ist also durch Vergleich mit der Zusammensetzung des normalen Schiefers nicht zu ermitteln.

Die Richtigkeit der Deutung dieser Schein-Adinole als kontaktmetamorphes Porphyroid wird bestätigt durch weitere Funde an der Lupbode westl. Allrode und bei Hasselfelde.

Die geologische Karte verzeichnet auf Blatt Hasselfelde im Lupbode-Tal westl. Allrode mehrere Vorkommen kontaktmetamorpher Schiefer an den Diabasen[2]). Jenes, welches nahezu westlich vom nördlichen Ende des Ortes liegt, konnte mit der größten Sicherheit als Porphyroid erkannt werden. Das Gestein weicht schon

---

[1]) Lossen (Sitzgsb. Ges. nat. Freunde Berlin 23. XI. 1883, S. 160) hat übrigens bereits auf die ähnliche chemische Zusammensetzung mancher Adinolen mit Quarzkeratophyren und Natronporphyroiden aufmerksam gemacht und vor der Verwechslung mit porphyroidisch (nicht porphyrisch!) entwickelten Adinol-Gesteinen gewarnt. Er hat also letztere schon gekannt, spricht auch an anderen Stellen (z. B. Jahrb. Geol. Land. Berlin f. 1880, 20) von Adinol-Masse in den Porphyroiden (allerdings nicht von Porphyroidmassen in Adinolen). L. gibt leider keine Fundorte an.

[2]) Im Rabental (n. Seite des Lupbode-Tals unterhalb Allrode) fand ich nur unmerklich veränderte Porphyroide.

makroskopisch von typischer Adinole erheblich ab; es erscheint zwar dicht und kompakt, indessen geht helleren und dunkleren Lagen eine deutliche Absonderung parallel, ferner ist es, auch auf der Verwitterungsfläche, viel dunkler. U. d. M. verrät sich in den fetzenförmigen Stücken von (etwas getrübtem) Plagioklas, zerbrochenen Krystallen von Apatit, Spuren von Biotit und den bogen- und kreisförmigen Begrenzungen der von (klareren) Neubildungen erfüllten Räume die Struktur der Keratophyrtuffe. Die Massen, die die bogigen Stückchen pseudomorphosiert haben, ähneln in der innigen Verflößung ihrer hellen (und klaren) Gemengteile, der Seltenheit von Sericit durchaus den Adinolen. Im ganzen hat hier wohl eine stärkere Vermischung des Aschenmaterials mit normalem tonig-sandigem Schiefermaterial stattgefunden, was sich darin zeigt, daß kohlige Teilchen noch vorhanden sind, nicht in gleichmäßiger Verteilung, sondern in zusammengeballten krümeligen Massen, z. T. längs den bogigen Grenzen der Neubildungen. Verbrennt man die Kohle, wobei zugleich der Chlorit der Neubildungen sich bräunt, so treten die Grenzen der Bögen usw. auch im senkrecht durchfallenden Licht viel deutlicher hervor. Albit ist unter den Neubildungen nicht sicher nachzuweisen, auch Umrisse früherer Knoten sind angesichts der bogigen Grenzen der Aschenteilchen, die ungefähr den gleichen Krümmungsradius haben, nicht zweifellos, hier und da scheint es aber, als ob Umrisse von Knoten wie ein etwas weitmaschiger Schleier über die Aschenstruktur geworfen wäre[1]).

Umgekehrt ist in einem Gestein, von dem nur lose Stücke wenig westlich Hasselfelde gefunden wurden, die Knotenstruktur noch deutlich, die Aschenstruktur nur noch eben zu erkennen. Es erscheint makroskopisch durchaus wie Adinole, zeigt aber auf dem frischen Querbruch wie verschleiert den Aufbau aus elliptisch deformierten Knötchen, die nur wenig dunkler sind als ihre Zwischenmasse. Ihre Umrisse sind u. d. M. nicht deutlich; die ganze Masse erscheint sehr gleichförmig, feinkörnig; nur hier und da werden Plagioklase in kleinen Nestern an ihrer Klarheit

[1]) Nach Milch's (l. c. S. 462) Beschreibung scheint nicht ausgeschlossen, daß auch ihm Keratophyrtuffe von Allrode vorgelegen haben.

als Neubildungen erkennbar. Auf die Aschenstruktur wird man erst durch die verhältnismäßig zahlreichen Bruchstücke von (trübem) Plagioklas aufmerksam; sie liegen in einer Sericit-freien und auch an Chlorit armen Grundmasse von typischem Adinolhabitus, in der aber die Umrisse der Aschenteilchen hier und da deutlich werden.

Ähnlich wie in dem Aufschluß an der Str. Hasselfelde-Rübeland (km 7·4) wurde auch ein Gestein vom Rabenstein b. Hasselfelde als typische Adinole angesprochen; das Mikroskop verrät auch hier Aschenstruktur; es ist ziemlich viel eingeschwemmtes Tuff-Material vorhanden, die Längsrichtungen der schieferigen Klümpchen sind untereinander und den Längsrichtungen der Aschenteilchen annähernd parallel geordnet, ebenso die Längsrichtungen gestreckter Scherben von Plagioklas und Quarz Auffallend ist der hohe Gehalt an langen dünnen ebenso orientierten Biotitblättchen, ferner die Häufigkeit großer Zirkone und Apatite.

IV. Regionalmetamorphose der Kontaktprodukte.

Milch[1]) kommt zu dem Ergebnis, daß die Sedimente schon geschiefert waren, als der Diabas in sie eindrang. Das mag möglich sein; sicher ist aber, daß eine (event. weitere) Schieferung nach der Metamorphose eintrat, denn in den allermeisten Gesteinen ist nicht nur das Zwischengewebe, sondern auch die Knoten geschiefert (wobei oft festzustellen, daß Schieferung und Schichtung durchaus voneinander abweichen). Die Durchmesser der Knoten sind auf den Schieferungsflächen oft 2—3 mal so groß als auf Flächen senkrecht zur Schieferung, auch zeigen sich in der Schieferungsebene öfter Streckungshöfe hinter den Knoten, verbunden mit einer deutlichen Streckung der Knoten in derselben Richtung. Sie geht in den noch gut schiefernden Gesteinen so weit, daß auch der in den Knoten vorhandene Sericit an der Schieferung und Streckung teilnimmt, indem seine Ebene (001) auch in den Knoten ‖ der Schieferung liegt und zugleich die Individuen in derselben Richtung wie im Grundgewebe außerhalb der Knoten

[1]) l. c. namentlich p. 475, 478 ff.

verlängert sind. Die starke Streckung der Gesteine, die namentlich durch die Chlorithäufchen der Knoten sichtbar wird, betont auch Rosenbusch[1]) und zwar als Merkzeichen »minder entwikkelter« Spilosite. »Man sieht dann zwischen gekreuzten Nikols jedes Chlorithäufchen in zwei diametral gegenüberliegenden Richtungen von parabolischen Glimmerhaufen umgeben«. In Gesteinen von Rammelburg (unterhalb Wippra) werden die Streckungshöfe um die Knoten so breit, daß man kaum annehmen kann, daß zur Zeit ihrer Entstehung noch unveränderte Cordierite in den Knoten vorhanden waren. Es wird daraus vielmehr wahrscheinlich, daß die Pinitisierung und sonstigen Umbildungen der Knoten bei Eintritt dieser Schieferung bereits beendet waren.

In ihrer mineralogischen Zusammensetzung weichen derartige Gesteine nicht von anderen Spilositen ab, soweit sie außerhalb der Lossen'schen metamorphischen Zone von Wippra liegen; innerhalb dieser Zone gelegene von der Straße Grillenberg-Wippra, vom Galgenberg bei Wippra und vom Schloß Rammelburg zeigen nicht nur besonders starke Veränderungen in der Form und Lagerung der Knoten, sondern auch Abweichungen in der mineralogischen Zusammensetzung und geben so eine Bestätigung des regional-metamorphischen Charakters jener Zone.

Während nämlich in nahezu allen andern Kontaktgesteinen des Diabas, sowohl den spilositischen wie den Adinolen und auch jenen, die anscheinend nur eine Härtung (durch Silifizierung) erfahren haben, die Rutilnädelchen verschwunden sind (richtiger wohl fehlen!), st in den genannten Gesteinen der Rutil reichlich und zugleich in relativ großen Nädelchen (ähnlich wie in manchen Ottrelithschiefern des Gebietes) vorhanden, dagegen kein Leukoxen; seine frühere Anwesenheit auch in ihnen wird indessen (gegenüber den nicht kontaktmetamorphen Schiefern) vielleicht noch dadurch angedeutet, daß die Rutilnädelchen vielfach zu kleinen Klümperchen gehäuft sind und von ihnen etwas ausstrahlen. Besonders reich sind Gesteine von km 12,0 der Straße Grillenberg-Wippra, in denen die Knoten nur eben sichtbar und anscheinend an gewisse (die

[1]) Rosenbusch, Phys. II, 1307.

Schieferung schneidende) Lagen gebunden sind. In ähnlich schwach metamorphosierten Gesteinen außerhalb der regionalmetamorphen Zone (z. B. nördlich der Leinemühle bei Pansfelde) sieht man von Rutil nicht die Spur.

Ich möchte hierin keine Diaphthorese sehen, denn es scheint kein Grund vorzuliegen für die Annahme, daß die Spilosite vor ihrer Kontaktmetamorphose schon Phyllite mit Tonschiefernädelchen waren. Lossen[1]) betrachtet allerdings das Vorkommen von Rutil in den Spilositen als ein sicheres Zeichen dafür, daß die Metamorphose nur schwach war. Es geht aus seinen Äußerungen nicht hervor, ob er dabei die Annahme macht, daß die Rutile schon vor der Kontaktmetamorphose vorhanden, die Sedimente also seiner Meinung nach schon regionalmetamorph waren. Rosenbusch (l. S. p. 1306) betont ebenfalls das Verschwinden der Tonschiefernädelchen, er hält aber die Klümperchen der Kontaktgesteine auch für Rutil, nicht für Leukoxen.

Die Knoten sind in derartigen Gesteinen (deren Schieferungsflächen häufig fein gefältelt waren) öfter nur noch auf etwas angewitterten Flächen parallel der Schieferung deutlich erkennbar, und zwar als schwarzgrüne, matte, auch im Relief sich abhebende Flecke auf der etwas seidig glänzenden Zwischenmasse. Auf frischen Schieferungsflächen bleiben sie ganz verborgen, da sie vom Sericit-reichen Grundgewebe umflasert werden. Auf dem Querbruch sind sie, weil sehr stark zusammengepreßt, meist erst nach dem Anschliff erkennbar; sie haben hier die Form geschwänzter Knötchen und etwas gewundener Fläserchen, Knoten würde man zunächst nicht in ihnen vermuten.

U. d. M. erscheinen im Schliff parallel der Schieferung die Knoten als rundliche, etwas Chlorit-reichere Stellen, meist recht scharf abgegrenzt vom Sericit-reicheren Zwischengewebe; im Schliff senkrecht zur Schieferung erscheinen sie, wenn die Spur der Schieferung diagonal zu den Nicol-Hauptschnitten liegt, als elliptische dunkle Flecke im hell aufleuchtenden sericitischen Zwischengewebe. In stärker gefältelten Gesteinen sind die Knoten

[1]) Lossen, Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. **24**, 746. 1872.

öfter zerrissen, ihre Teile gegeneinander verworfen. Albit war weder in den Knoten noch im Zwischengewebe nachweisbar.

V. Die wesentlichen Züge der Diabas-Kontaktmetamorphose im Harz.

Zusammenfassend gewinnt man demnach aus den Beobachtungen folgendes Bild:

In den Sedimenten, welche jetzt Tonschiefercharakter haben, entstand als Neubildung, ähnlich wie in vielen Kontakten zwischen Basalt und tonigem Sandstein mit Glimmerlagen, namentlich Cordierit, und zwar vielfach in Drillingen und mit Sanduhr-Bau. Ob die Sedimente dabei allgemein bis zum Schmelzen erhitzt wurden, scheint zweifelhaft, indessen konnte an den wenigen Stellen, wo das Salband des Diabas auch der mikroskopischen Untersuchung zugänglich war, eine solche Schmelzung, aber ohne Ausscheidung von Cordierit, festgestellt werden. Da die Cordieritbildung das Vorhandensein einer hinreichenden Menge Mg und Al, das Fehlen von Ca im Sediment voraus setzt, ist er nicht überall am Kontakt entstanden.

Unverändert erhalten ist der Cordierit nirgend beobachtet, durchweg ist er in ein Pinit-artiges Gemenge von Chlorit und Sericit verwandelt, das in seiner Struktur aber noch an den Cordierit erinnert. Da die Spilosite (und Desmosite) in dünnen Schichten oft mit solchen von Adinole wechsellagern, auch Übergangsschichten zwischen beiden vorkommen, auch endlich solche, welche bei wesentlich adinolischer Zusammensetzung noch deutlich Spuren ehemaliger Knoten verraten, ist anzunehmen, daß die Knoten, ebenso wie in vielen Fällen ihr Zwischengewebe, einer Umbildung, im wesentlichem wohl Albitisierung, unterliegen können, letzteres wenigstens an solchen Stellen, wo hinreichende Mengen von Tonerde zum Binden der Alkalien vorhanden waren.

Ich bin also der Ansicht, das die Knotenbildung und Adinolisierung zwei voneinander unabhängige Vorgänge waren, während ROSENBUSCH[1]) geneigt war, Spilosite und Desmosite als minder weit vorgeschrittene Umbildungen der Schiefer

[1]) l. c. II, 1306.

auf dem Wege zur Adinolisirung zu betrachten, denn er spricht geradezu von einer höheren oder niederen Stellung, die ein spezielles Vorkommen in der Reihe vom unveränderten Schiefer zur Adinole einnimmt[1]).

Nach den Angaben der früheren Beobachter, denen ich nichts Neues hinzufügen kann, liegen, wo Adinole und Spilosite nebeneinander erscheinen, erstere stets dem Diabas näher. Das wäre für alle jene Fälle, wo das Sediment zur Cordieritbildung geeignet war, unverständlich, wenn man nicht die Annahme macht, daß in diesen Fällen zunächst die Bildung von Cordierit, später aber, durch die Alkalizufuhr, wieder eine Zerstörung desselben stattfand. Daß die Metamorphose mit Stoffwechsel erst nach der rein physikalischen und vermutlich schon bei erheblich niedrigerer Temperatur vor sich ging, stimmt mit den Beobachtungen z. B. von V. M. Goldschmidt im Kristiania-Gebiet, sowie auch damit, daß bei der Spilositbildung vermutlich, ähnlich wie am Basalt-Sandsteinkontakt, der Cordierit bei einer Temperatur entstand, die der Schmelztemperatur des Albit mindestens sehr nahe lag und die Temperatur, bei der aus der intrudierten Alkalilösung Albit zur Ausscheidung gelangte, übertrat.

Daß alle Adinolen aus Spilositen hervorgegangen sind, möchte ich nicht behaupten. Die Tatsache, daß nach Lossen's[2]) Erfahrung Spilosite und Adinole öfter deutlich regional geschieden sind[3]), spricht dafür, daß Unterschiede in der Zusammensetzung der metamorphosierten Sedimente für die Entstehung von Spilositen einerseits, von Adinolen andererseits maßgebend waren. So treten nach

[1]) Lossen (Jahrb. Geol. Land. Berlin f. 1880, 13) betrachtet sowohl die Spilosite wie die Adinolen als »Endglieder« der Metamorphose. Auch die Knotenschiefer können danach dem Diabas am nächsten liegen, aber sie können auch als »Zwischenglieder zwischen unverändertem Schiefer und Adinolen« auftreten.

[2]) Lossen, Erläuterungen Bl. Pansfelde S. 49 ff. L. glaubt dies allerdings begründet in der größeren Unregelmäßigkeit des Schichtenbaues im Gebiet der Spilosite gegenüber dem einfacheren im Gebiet der Adinole.

[3]) Dabei ist allerdings zu bedenken, daß Angaben über das Vorkommen von Adinolen auf Grund des makroskopischen Befundes auch jene Fälle umfassen werden, in denen sie aus Spilositen hervorgegangen sind, denn im Felde wird letzteres in der Regel nicht erkannt werden können.

Lossen die Spilosite auf Bl. Pausfelde an den meisten Diabasen im unmittelbaren Liegenden der Hauptkieselschiefer WNW. von Pansfelde auf, während die Adinolen hier fast ganz fehlen. Im ganzen scheinen im Harz Adinolen verbreiteter als Spilosite; man müßte, da für die Entstehung von Spilositen bloße Temperaturerhöhung notwendig ist, das Umgekehrte erwarten, wenn nicht die Spilosite durch die Adinolisierung vielfach wieder zum Verschwinden gebracht wären.

Andererseits halte ich es sehr wohl für möglich, daß die Zufuhr von Alkalisilikatlösung bei erhöhter Temperatur die Ursache auch der Pinitisierung der Cordierite, also der heutigen Zusammensetzung der nicht albitisierten Knoten und zugleich der Anreicherung von Sericit in den meisten Kontaktgesteinen ist. Die zur Pinitisierung des Cordierit nötige Zufuhr von Kalisilikat kann freilich nicht in demselben Maße wie jene von Natronsilikat als charakteristisch für die Diabaskontaktmetamorphose gelten (und ist deshalb bisher, m. E. mit Unrecht, gar nicht beachtet worden), denn Pinitisierung ist ja vielfach beobachtet an den Cordieriten, die vereinzelt, vermutlich infolge der Resorption kleiner Schieferfetzen, in vielen sauren Eruptiv-Gesteinen erscheinen, ferner ist sie höchst verbreitet in den Cordieritknoten der Kontakthöfe der Tiefengesteine, wo sie m. E. hauptsächlich das Wieder-Verschwinden der Knoten in der Nähe der Eruptivgesteins-Grenze veranlaßt[1]). Eine Zufuhr von Kali aus den Magmen oder Magmenresten granitischer und anderer Tiefengesteine scheint mir auch durch die Anreicherung von hellem und dunklem Glimmer am Kontakt mit tonigen Gesteinen angezeigt zu werden, ebenso durch die häufig vollständige Sericitisierung des Andalusit (die gelegentliche von Turmalin). Da nun die Diabase immerhin eine merkliche

[1]) Rosenbusch (Phys. II, 102) erwähnt nach Salomon aus den Knotenschiefern des Val Moja aus Biotithäufchen bestehende Knoten; sie haben vielleicht ihren Ursprung in Knoten von Cordierit, der meist ganz erfüllt ist von kleinen Biotitblättchen.

Ebenso bemerkt G. Berg (Abhdl. Geol. Land. Berlin. N. F. **68**, 36) Umwandlungen von Cordierit in Biotit aus dem Kontakt des Grundes von Hirschberg in Schles.

Menge auch von Kali zu enthalten pflegen, die sich, wie die Diabase vom Konga-Typus zeigen, gerade in den letzten Erstarrungs-Anteilen anhäufen können, ist es mir wahrscheinlich, daß die Pinitisierung der Cordierite mit auf Rechnung des Kaligehaltes der Magmenreste des Diabases zu setzen ist, die besonders längs der Grenze der Anwachskegel und der Zwillingsgrenzen eindrangen und die ring- und sternförmige Anordnung des Sericit im pinitisierten Cordierit, sowie die Bildung seiner Sericithülle veranlaßten[1]).

Wenn diese Pinitisierung schon so frühe einsetzte, erklärt es sich auch, daß sie zur Zeit des Eintritts der Schieferung schon so weit fortgeschritten war, daß die Knoten ihrer Deformation keinen erheblichen Widerstand mehr entgegensetzen konnten, so daß in den Knoten nicht nur in der metamorphischen Zone von Wippra, sondern fast allgemein, der Durchmesser senkrecht zur Schieferung nur $^1/_2$ bis $^1/_3$ so groß ist wie parallel derselben.

Da in den Keratophyren ein Teil des Alkali schon an Fe^{III} gebunden zu sein pflegt, weil die Menge des vorhandenen Al zu seiner Bindung nicht ausreicht, ist es offenbar wahrscheinlich, daß die aus den, den Keratophyren des Harzes verwandten, Diabasen bei der Erstarrung ausgestoßenen Magmenreste ebenfalls nicht an Tonerde gesättigt waren, also nicht $(Na, K)AlSiO_4$[2]) oder andre Alkalitonerdesilikate waren, sondern mindestens z. T. bloße Alkalisilikate. Das ist auch aus anderen Gründen anzunehmen, weil nämlich die letzteren wasserlöslich sind, also nicht zu Gesteinen werden können, während die Alkalitonerdesilikate ja als Feldspat, Nephelin usw. am Aufbau der Eruptivgesteine selbst teilnehmen können.

---

[1]) Wahrscheinlich ist allerdings auch die von Becke betonte, anscheinend allgemeine, Kali-Anreicherung in den tonigen Sedimenten hier mit im Spiele; daß eine solche stattfindet, wird auch durch die starke (nicht nur relative) Zunahme an K_2O in den Zersetzungsprodukten Na-reicher, K-armer Gesteine wie der Lennekeratophyr-Tuffe belegt und stimmt ja auch mit den Erfahrungen über die bevorzugte Adsorption gerade von Kali durch Tone. Zweifelhaft bleibt noch die Herkunft des K_2O.

[2]) und erst recht nicht (Na, K) Fe-Silikat; denn die Adinolen sind größtenteils durch große Armut an Fe gekennzeichnet.

Da anzunehmen ist, daß der Schmelzpunkt eines Gemisches von Alkalisilikat + Alkalitonerdesilikat noch niedriger liegt als der des letzteren allein, wird auch Alkalitonerdesilikat in die Sedimente eingepreßt sein. Auch dieses wird nicht allein Albit (und event. Nephelin usw.), sondern mit Hilfe des Wassers und des in den Sedimenten vorhandenen Tones namentlich auch Sericit (bei niedriger Temperatur) haben bilden können. Für die Adinolisierung war weitere Bedingung möglicherweise ein hinreichender Gehalt an SiO_2, wenn die Magmenreste daran nicht selbst reich genug waren, um statt der leicht vergänglichen (aus dem Palaeozoicum nur sehr selten unverändert überlieferten) Feldspatoide den beständigeren Albit entstehen zu lassen. So konnten also bei der wechselnden Zusammensetzung der Schichten aus den tonreicheren, die durch die Einschmelzung widerstandsfähiger geworden und wegen des Mangels an Mg zur Cordieritbildung nicht geeignet waren, Adinole entstehen, aus den tonerdeärmeren, hinreichend Mg-haltigen, unter der Einwirkung lediglich der höheren Temperatur zunächst Cordierit, später evtl. Adinole oder Sericit, alles an derselben Stelle des Kontaktes, ziemlich unabhängig von der Entfernung vom Diabas[1]). Dabei wurde zugleich auf Kosten des Cordierit auch Chlorit gebildet. Je vollständiger und je schneller diese Alkalisierung vor sich ging, um so mehr konnten auch die letzten Spuren des Cordierit vertilgt werden. Aus unzweifelhaft jüngeren Gesteineu habe ich beginnende Pinitisierung des Cordierit nur beobachtet in den Cordieriten des Liparits von Castagnetto; daß es sich dort nicht um bloße »Verwitterung«

[1]) Daß die Cordierite als deutliche Knoten, d. h. in größeren Krystallen erscheinen, die Albite in den Adinolen und der Zwischenmasse der Knoten dagegen meist höchst feinkörnige Aggregate bilden, mag daran liegen, daß die Cordieritbildung an die relativ großen Glimmerblättchen der Sedimente anknüpfte, in denen zugleich die an verschiedenen Stellen desselben Blättchens wachsenden Cordieritkeime in gesetzmäßiger Weise, wie Rammohr (Jahrb. Geol. Land. f. 1919, I, 298) beobachtete, zu einem einheitlichen Cordieritzwilling zusammenwuchsen. So konnte schließlich jedes Glimmerblättchen nur 1 Knoten liefern, während die Albit-bildenden Lösungen in jedem Tonteilchen des Sedimentes ein Wachstumzentrum fanden, so daß Aggregate von Albit entstanden, deren Feinkörnigkeit gewissermaßen die des Tones wiederholte.

handelt, wird aus der Frische der anderen Gesteinsgemengteile, namentlich auch der Glasmassen wahrscheinlich.

Eine so beträchtliche Zufuhr von Alkalien und Wasser, wie sie die Albit- und Pinitbildung erfordert, kann kaum vor sich gehen, ohne daß durch die Wegfuhr anderer Stoffe der nötige Platz für erstere geschaffen wird. Es liegt nahe, mit E. Kayser anzunehmen, daß Kohlensäure-haltige Lösungen einen Teil des Mg und Fe entfernten (vielleicht auch einen Teil des K, da Milch (l. c. S. 437) durch die Untersuchung eines Schiefereinschlusses im Diabas zu dem Ergebnis kommt, daß nicht allein Na zu- sondern auch K weggeführt ist). Auch Niggli[1]) nimmt als besonders charakteristisch Wegfuhr von R^{II}-Basen an.

Eine sehr auffallende, bisher meines Wissens nicht hervorgehobene Tatsache ist, daß am Kontakt der Diabase nirgend Zeolithe zu beobachten sind, während solche in den Mandelräumen der effusiven Magmen von Diabas-Basalt-Zusammensetzung ja so außerordentlich häufig sind. Das deutet darauf hin, daß das Temperatur-Intervall bei der Metamorphose erheblich höher liegen muß (entsprechend der Tiefe, in der sie vor sich ging), so daß die Bildung Krystallwasser-haltiger Alkalitonerdesilikate ausgeschlossen war. Ein weiterer Unterschied liegt allerdings in dem Mangel an Ca; es könnte, bei dem vermutlich nur geringen Gehalt der Magmenreste des Diabas daran, vollständig zur Leukoxenbildung verbraucht sein (von häufiger vorkommenden Zeolithen sind nur Analzim und Natrolith wesentlich Ca-frei)[2]).

Da die Sedimente des Harzes auch außerhalb des Einwirkungsgebietes der Diabase merkliche Mengen von Ti zu enthalten pflegen, ist kaum anzunehmen, daß das Ti in den kontaktmetamorphen

---

[1]) Preisschr. Jablonowkische Ges. Lpzg. 47, 144. 1920.

[2]) Am Hasselhof bei Braunlage sind Krystalle von Heulandit vorgekommen, nach der Etikette von Schilling »auf metamorphosiertem Schiefer«, der nach dem vorliegenden Stück makroskopisch auch Spuren von Knoten (unsicher) erkennen läßt, mikroskopisch dagegen nicht. Ich halte es für wahrscheinlich, daß die Bildung dieses Heulandit mit der Entstehung des Steinfelder Erzganges dort zusammenhängt, nicht aber mit Diabaskontakt-Metamorphose, zumal das Stück von breiten Adern derben Quarzes durchzogen ist.

Sedimenten aus dem Diabas stammt, in dem obenein das Titaneisen zu den ältesten Ausscheidungen gehörte. Wohl aber könnte das wenige zur Leukoxenbildung nötige Ca mit den Alkalien bei der Adinolisierung und Pinitisierung zugeführt sein.

Die Zusammensetzung der Magmenreste Diabas-artiger Gesteine ergibt sich annähernd aus dem von Bowen [1]) nach seinen Versuchen gezeichneten Diagrammen des Systems Diopsid-Albit-Anorthit.

Da der zuerst (vor dem Augit) ausgeschiedene Plagioklas warscheinlich isomorph geschichtet bleibt, wird gegen Schluß der Erstarrung fast reiner Albit ausgeschieden werden, entsprechend der Lage des Eutektikums Albit-Diopsid, das fast mit dem Punkte für Albit zusammenfällt. Daraus wird es wahrscheinlich, daß nun noch etwa vorhandene stark gewässerte Schmelzreste reich an Alkalitonerdesilikat (und wegen der Verwandtschaft der Harzer Diabase mit Keratophyren auch an Alkalisilikat) sein werden [2]).

Die Bedingungen für solche Umbildungen im Gefolge der Diabas-Eruptionen scheinen im Harz besonders günstige gewesen zu sein, denn in keinem anderen Verbreitungsgebiete von Diabasen sind Adinol- und Spilositbildungen so häufig. In der Tat tritt ein großer Teil der Harzer Diabase in der Form von Intrusivlagern auf, Effusivlager müßten, auch hinsichtlich etwaiger Metamorphosen an ihrem Liegenden, ausscheiden, weil die einwirkenden Magmenreste unter geringem Druck stehen, z. T. auch, als wasserlöslich, so nahe der Oberfläche sich bald verlieren würden. Nun sind zwar aus dem Harz Diabase vom Konga-Typus soviel ich weiß nicht bekannt [3]), wohl aber sind die Diabase örtlich und zeitlich eng verknüpft mit Keratophyren [4]) und zwar nicht

[1]) Journ. of Geol. Suppl. 10, Vol. 23, Nr. 8, p. 35, 1915; auch Zeitschrift f. anorg. Chem. 94, 29. 1916.

[2]) Das Bowen'sche Diagramm gibt nur eine grobe Annäherung, weil die Diabase auch Titaneisen und Wasser enthalten.

[3]) Rosenbusch (Phys. II, 1267) nennt als deutsches Vorkommen nur das von Hartenrod. Bücking hat aber neuerdings Quarz-haltige Diabase aus dem Breuschtal beschrieben, auch dort sind sie in Verbindung mit Keratophyren und Porphyroidtuffen. (Mitt. Geol. Land. v. Elsaß-Lothrg. 13, 118. 1918.)

[4]) Erdmannsdörffer, Neues Jahrb. f. Min. 1909, I — 56 — und Zentralbl. 1909, 33.

allein im Mittelharz, wo sie auf der Lossen'schen Übersichtskarte eingezeichnet sind, sondern auch im Diabas- und namentlich Spilosit- und Adinol-reichen Ostharz, wo sie auch im Steinbruchbetrieb als »Blaustein« vom »Grünstein« unterschieden werden[1]). Vor Allem liegen aber in den Harzer Porphyroiden große Mengen saurer alkalireicher Magmen vor. Daß bei ihnen gerade die Tuffform überwiegt, dürfte daran liegen, daß sie als leicht-flüssige Magmenreste am meisten an die Oberfläche gedrängt und hier natürlich bei ihrem großen Wassergehalt zerstäubt wurden. Im Harze fand dabei anscheinend schon während der Einpressung der Diabase in die Schichten und wahrscheinlich im Zusammenhang damit eine starke Dislokation der Sedimente statt, die das Eindringen der leichtlöslichen wasserreichen Magmenreste in diese erleichterte und Veranlassung wurde, daß in den am meisten dislozierten oder am tiefsten nach unten gedrängten Sedimenten eine schwache Regionalmetamorphose einsetzte. Sie hat in der Zone von Wippra auch den Charakter der Kontaktprodukte in der geschilderten Weise beeinflußt und war vielleicht andererseits die Ursache, daß Trümer gerade von Albit weit über die Kontakthöfe der Diabase hinaus das kennzeichnende Merkmal auch für die regionale Metamorphose dieses Gebietes wurden.

Nach den oben mitgeteilten Beobachtungen über den Aufschluß bei km 7,4 der Straße Hasselfelde-Rübeland und aus dem Lupbode-Tal westlich Allrode ist der Diabas dort sicher jünger als der Keratophyrtuff; dasselbe scheint ja auch für das Sauerland zu gelten. Wie weit hier ein Zusammenhang zwischen Diabasen und Quarz- bezw.

[1]) Der im auffallendem Licht graublaue Farbenton, der sich makroskopisch sehr bemerklich machen kann, verschwindet im durchfallenden Licht; er beruht also nicht auf der Beimengung einer blauen Hornblende, sondern auf der Beugung des Lichtes an sehr feinen trüben Zersetzungsprodukten des vollständig zerstörten bisilikatischen Gemengteils. Da die Verwitterungskruste des Gesteins auffallend stark mit Eisenhydrogel durchtränkt ist, war dieser Gemengteil vielleicht ein Na-Fe-Silikat, indessen sind die Gesteine auch reich an Pyrit in feiner Verteilung (ähnlich sind die von Erdmannsdörffer beschriebenen Erzlager von Elbingerode z. T. an Keratophyre gebunden. Jahresber. Niedersächs. Geol. Ver. Hannover 6, 160. 1911).

Felsokeratophyr anzunehmen ist, in dem Sinne, daß letztere als die (außerordentlich massenhaften) Restmagmen von Diabasen gelten können, die bis auf die hier wenig umfangreichen jüngeren Intrusionen und Extrusionen in der Tiefe stecken geblieben sind, entzieht sich noch der Kenntnis. Jedenfalls gibt es kaum ein Gestein, dessen Tuffe durch Feinheit der Zerstäubung und Form der Aschenteilchen eine so große Dünnflüssigkeit, verbunden mit offenbar sehr hohem Gehalt an hoch gespannten Gasen, bezeugen könnten als die dortigen Quarz- und Felsokeratophyre[1]) und die also zur Erzeugung ähnlicher Kontaktgesteine, wie sie in den Harzer Adinolen und in Schenk's[2]) Hornschiefern und seinen grünen und blauen Hornfelsen vorliegen, hervorragend geeignet sein würden.

Auffallend könnte es erscheinen, daß im Sauerlande Spilosite bisher nicht bekannt sind. Schenk erwähnt zwar in seinen grünen Hornfelsen wiederholt das Vorkommen zahlreicher, bei schwacher Vergrößerung sichtbar werdender Konkretionen von chloritischer Substanz + Leukoxen, ohne sie aber mit den Knoten der Spilosite zu vergleichen. Bei der Untersuchung einer Reihe von Vorkommen aus dem oberen Ruhr-Tal habe ich ebenfalls keine Andeutungen von Knotenresten in den Hornschiefern und Hornfelsen finden können[3]). Daß die Knotenbildung gleichwohl im Sauerland nicht fehlt, ergab sich bei der Untersuchung eines Schiefers aus dem Kontakt am Diabas von Gevelinghausen im Elpe-Tal, das ich unter Führung von Th. Wegner 1912 kennen lernte. Die Knoten sind allerdings, weil nur 0.5 mm groß, erst mikroskopisch sicher zu erkennen. Sie bestehen wesentlich aus

---

[1]) Wenn im Gegensatz dazu Milch (l. c. S. 432) »saure keratophyrische Magmen für viel zu zähflüssig hält, als daß man ihnen ein im allgemeinen ruhiges Eindringen und Durchtränkung der Schiefer zuschreiben könnte«, so scheint mir das höchstens für die entwässerten Magmen zutreffend, wie sie jetzt etwa als Gesteine vorliegen.

[2]) A. Schenk, Dissert., Bonn 1884.

[3]) Sericit findet sich dagegen reichlich als feinerdiger, im Sonnenlicht seidig glänzender Belag auf Kluftflächen. Er bildet wohl begrenzte Kryställchen der Form (001) (hhl) (010) von auffallend gleichmäßigem monoklinem Habitus und gleicher Größe (0,01 mm ‖ [010]).

Chlorit mit wenig Sericit[1]), Albit wurde nicht beobachtet; im Grundgewebe fehlt die charakteristische Verflößung der Gemengteile, es scheint wesentlich unverändert, von stark detritischem Charakter, Rutilnädelchen sind nicht sicher erkennbar.

Aus dem linksrheinischen Palaeozoicum sind nur wenige Spilosite von Herrstein im Birkenfeldschen bekannt geworden. Sie haben ähnlichen Charakter wie das Vorkommen vom Elpe-Tal. Ein Gestein von der Obermühle bei Übertal[2]) ist dagegen erheblich stärker verändert; die Schieferung fast verloren, die Knoten groß, z. T. mit deutlich hexagonaler Umgrenzung, auch zeigt das Grundgewebe Spuren der Verflößung seiner Gemengteile, unter denen der Sericit sehr zurücktritt.

Weitere Untersuchungen im Harz wie im rheinischen Schiefergebirge werden voraussichtlich eine ähnliche Mannigfaltigkeit der Kontakterscheinungen am Diabas wie an Tiefengesteinen kennen lehren, zumal, wenn man dabei auch die untergeordneten Emanationen des Diabas und die Kontakte auch mit kalkigen und dolomitischen Gesteinen beachtet.

---

[1]) Die Ursache des Fehlens von Cordierit ist vielleicht ein merklicher Carbonatgehalt der untersuchten Gesteine (er fehlt in den von Schenk analysierten Gesteinen).

[2]) Ich habe nicht erfahren können, ob dieser Fundort linksrheinisch (? Gegend von Trier) ist, da der Sammler und Geber, Landesgeologe Menzel, nicht aus dem Felde zurückgekehrt ist.

Neue Beiträge zur Geologie der Lausitz.

(Blatt Hohenbocka.)

Von Herrn **K. Keilhack** in Berlin-Wilmersdorf.

Mit 8 Abbildungen.

In älteren Übersichtskarten war aus dem Gebiete des Blattes Hohenbocka nur der Koschenberg bei Senftenberg als älteres Gebirge dargestellt.

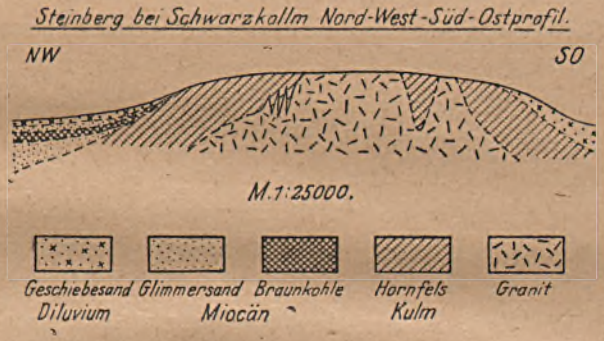
Die Aufnahme des Blattes ergab das Vorhandensein von drei weiteren Aufragungen älteren Gebirges, nämlich im Steinberg östlich von Schwarzkolm, in einem 1 km langen Rücken westlich des genannten Dorfes und in einer kleinen rundlichen Fläche in der Staatsforst Hoyerswerda südlich von Schwarzkollm. Culmische Grauwacken, z. T. stark metamorphosiert und in Cordieritthornfels umgewandelt, Granit, z. T. aplitisch, Granitporphyr, Kersantit und Diabas setzen diese Aufragungen zusammen. Die größte Mächtigkeit besitzt der Granit im Steinberge, dessen mittleren Teil er einnimmt, während das Nord- und Südende aus Grauwacke bestehen. Der große Steinbruch am Nordwestabhange des Steinberges beutet die Hornfelse der Grauwacke aus und hat sich der Granitgrenze auf 30 bis 50 m genähert. In den einzelnen Terrassen des Steinbruches läßt sich nun deutlich erkennen, daß, je näher der Granitgrenze, um so häufiger Granitintrusionen im Hornfels auftreten, die immer höher emporgreifen, aber ohne die Oberfläche zu erreichen. Das in Fig. 1 dargestellte Stück des großen Steinbruches

Figur 1.



auf der Nordwestseite des Steinberges liegt ungefähr parallel der Grenze der Hauptgranitmasse und ist aus den Beobachtungen auf den einzelnen Abbausohlen kombiniert. Im südöstlichen Teile des Granitgebietes liegt eine mächtige Hornfelsscholle im Granit, die auf ihm zu schwimmen scheint. Danach würde sich für den Steinberg folgender Querschnitt von NW. nach SO. ergeben:

Figur 2.



Die Hornfelse besitzen eine bankförmige Absonderung, die mit der Schichtung nichts zu tun hat. Letztere ist sehr schwierig zu beobachten nach petrographisch abweichenden Einlagerun-

gen; an einer Stelle im südwestlichen Teile des Berges konnte ihr Einfallen zu 70°, ihr Streichen als NO.—SW., also quer zur Achse des Berges bestimmt werden. Diabas wurde am Steinberge nicht beobachtet, dagegen zwei Gänge von Granitporphyr, die beide noch der mikroskopischen Untersuchung harren. Der Steinbruch im Schwarzkollmer Steinberge bietet heute vorzügliche Gelegenheit zum Studium von Granitintrusionen in Sedimente und ist das Berlin am nächsten gelegene und sehr bequem von der Station Schwarzkollm der Falkenberg-Kohlfurter Bahn zu erreichende Vorkommen ausgezeichneter Kontaktmetamorphose und verwickelter Intrusionserscheinungen.

Ganz anders ist der Koschenberg gebaut, von dem ich in diesem Jahrbuche für 1892, S. 177 erstmalig eine Beschreibung gegeben habe, der nur wenig hinzuzufügen ist. Der mächtige, steil stehende, die Schichten durchsetzende Diabasstock hat nur eine geringe Länge, die wenig mehr als die Breite des großen Steinbruches beträgt. Ein etwa 200 m weit verfolgbarer Granitgang steht senkrecht zu dem Diabasstocke. Der im Gangquarz innerhalb des Granites vor 35 Jahren von mir aufgefundene Wolframit ist in schönen eingewachsenen Säulen auch in Quarzgängen im Diabase beobachtet worden. Südsüdöstlich vom Koschenberge liegen noch zwei kleinere Hornfelskuppen, deren größere ebenfalls einen etwas über 100 m langen Granitgang enthält, innerhalb dessen ein kleines Diabasvorkommen festgestellt werden konnte, während die kleinere nur Hornfels zeigt. In früheren Zeiten soll auch in den Weinbergen auf der Südostseite des Koschenberges Diabas abgebaut sein; jetzt ist davon keine Spur mehr zu sehen.

Der namenlose Nordsüdrücken südwestlich von Schwarzkollm besteht im nördlichen Teile aus Hornfels, im übrigen aus gewöhnlicher oder nur wenig veränderter Grauwacke. Der Granit, der die Umwandlung bewirkt hat, bildet einen ostwestlich streichenden, wenig mächtigen Gang, der in einem kleinen Steinbruche oberhalb der Villa am Berge aufgeschlossen ist.

An seinem Westende deuten zahlreiche Lesesteine auf einen anscheined nordsüdlich verlaufenden schmalen Diabasgang hin.

In der kleinen, zur Gewinnung von Wegebaumaterial durch flache Brüche aufgeschlossenen Gesteinsinsel in den Jagen 367/368 der staatlichen Forst Hoyerswerda wird die Westhälfte von einem aplitischen Gesteine, die Osthälfte von Grauwacken gebildet, denen ein kleines, stark verwittertes Kersantittrum eingelagert ist. Die mikroskopische Untersuchung durch Herrn G. Berg hat folgendes ergeben: Das Gestein des kleinen Hügels im Walde südlich von Neukollm ist ein sehr feinkörniger quarzreicher Aplit. Die Quarzkörner sind miteinander stark verzahnt. Die Hälfte des Materials besteht aus außerordentlich feiner, erst bei hundertfacher Vergrößerung deutlich erkennbarer Mikropegmatitmasse. Dieser Mikropegmatit gliedert sich in einzelne Körner, in denen die Quarz- und Feldspatstengelchen meist parallel, bisweilen aber auch konzentrisch oder federbartartig angeordnet sind. Muscovit wurde nur selten in verhältnismäßig groben Tafeln u. d. M. festgestellt.

Abgesehen von diesen an der Oberfläche erscheinenden Gesteinsinseln ist altes Gebirge mehrfach erbohrt worden, so in der Kolonie Erika in 115 m Tiefe, 3 m unter NN., im Gebiete des Lautawerkes in 60 m Tiefe, 67,2 m über NN., in Koselbruch in 35 m Tiefe, 101,4 m über NN., westlich Schwazkollm in 20 m Tiefe, 101 m über NN., westlich vom Koschenberge in 9—10 m Tiefe, 100 m über NN. und im nördlichen Teile der Glassandgrube Fabian in mir nicht bekannt gewordener, angeblich nicht sehr großer Tiefe; hier ist angeblich Grünstein erbohrt worden.

Danach zieht sich vom Steinberge zum Koschenberge eine nach NO und SW in die Tiefe sinkende Schwelle älteren Gebirges; zwischen ihr und der nächsten nach S folgenden, bereits im Freistaat Sachsen gelegenen Schwelle (Kamenz-Oßling) erlangt die Braunkohlenformation noch einmal über 100 m Mächtigkeit.

Die nächst jüngere Formation ist das Miocän, welches mit seiner unteren Abteilung innerhalb des Blattes entwickelt ist.

Auf Grund von Bohrungen und Tagesaufschlüssen läßt sich folgendes allgemeine Profil der Niederlausitzer Braunkohlenformation[1]) aufstellen:

0,5 m	heller Ton	
3 »	gelber und weißer Quarzkies	
1 »	weißer, massiger Ton	
1 »	violetter Schieferton mit Blattabdrücken	3. Zyklus
1,5 »	weißer Quarzsand	
bis 10 »	weißer, massiger Flaschenton	
bis 15 »	grober, weißer Sand und Kies	
bis 1 »	dunkler Kohlenletten	
bis 22 »	Braunkohle (Oberflöz)	
bis 5 »	Kohlenletten	
20 »	weißer, feiner Glimmersand	2. Zyklus
*35 »	dunkler, feiner Glimmersand	
*bis 13 »	Braunkohle (Unterflöz)	
*30 »	grauer Glimmersand oder weißer Glassand	
10 »	Kohlenletten	1. Zyklus
10,5 »	grauer Glimmersand	
bis 62 »	weißer Kaolinsand	

Nur die mit * bezeichneten Schichten sind auf dem Blatte aufgeschlossen und liegen zutage, die älteren Schichten sind nur erbohrt, die jüngeren nur auf den nördlich und nordwestlich anschließenden Blättern voll entwickelt. Die Glimmersande im Liegenden und Hangenden des Unterflözes weisen keinerlei Unterschiede auf, höchstens daß die ersteren reicher an kolloidalem Bitumen sind. Das Flöz selbst ist in großartiger Weise durch die ausgedehnten Tagebaue der Gruben Erika bei Laubusch und Heye III bei Wiednitz aufgeschlossen. Kleinere Braunkohlenaufschlüsse finden sich in den Glassandgruben von Melde Nachf. (jetzt Heye), Fabian und Förster zwischen Hosena und dem Koschenberge und in einer auflässigen Glassandgrube südwestlich von Kolonie Torno. Das Unterflöz enthält zahlreiche aufrecht stehende Baumstümpfe und dürfte größtenteils autochthon sein. Die hangendste Partie des Flözes im Tagebau Erika führt stellenweise dünnblättrige

[1]) Keilhack, K., Die Glassande von Hohenbocka und ihre Stellung im Miocän der Lausitz. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1919, M.-B., S. 177—187.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Schieferkohle mit massenhaften undeutlichen Laubholzblättern und kleinen Pflanzensamen. Die Mächtigkeit des Flözes steigt bis 11 m, beträgt aber meist nur 7—8 m.

Auf dem Blatte Hohenbocka ist die Verbreitung der Kohle durch nahe an tausend Bohrungen untersucht worden, so daß wir darüber recht eingehend unterrichtet sind. Für die ganze Nordhälfte und für den südwestlichen Teil zwischen Wiednitz und Hohenbocka konnte die unterirdische Verbreitung des Unterflözes scharf abgegrenzt werden, während für den Südosten die Abgrenzung unsicher ist. Um den Koschen- und Steinberg herum zieht sich eine von vornherein kohlenfreie Zone. Eine schmale diluviale Erosionsrinne zieht sich in westöstlicher Richtung vom Koschenberge über Tätschwitz und Geierswalde nach Nardt. Ein zweites kohlenfreies Gebiet liegt am Westrande des Blattes zwischen Hohenbocka und dem Großen Teich, ein drittes, das größte von allen, zieht sich vom Lautawerke und der Kolonie Erika in einer Breite von 3 km nach Süden, dort sich auf 4—5 km verbreiternd, bis zum Südrande des Blattes.

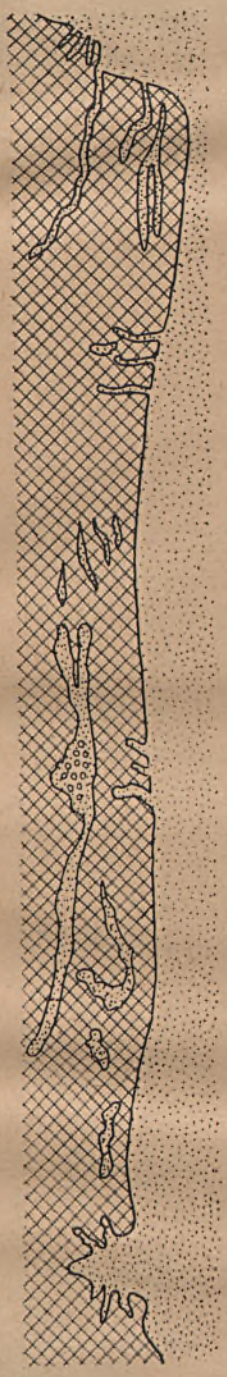
Bezüglich der Lagerung der Kohle lassen sich zwei Gebiete unterscheiden: ein Gebiet ebener oder nur ganz flach welliger Lagerung, den größten Teil der kohlenführenden Fläche des Blattes umfassend, und ein Faltungsgebiet, in welchem die Kohle in anscheinend ziemlich steile Sättel und Mulden gelegt ist. Ein solches Faltengebiet verläuft von Johannisthal in der Richtung auf Leippe, wird hier durch das kohlefreie Gebiet abgeschnitten und setzt auf der anderen Seite in der Staatsforst Hoyerswerda beiderseits der Chaussee Bernsdorf-Hoyerswerda fort. Beide Faltungsgebiete stehen in Zusammenhang mit eigentümlichen Oberflächenformen und mit der Verbreitung interglazialer Schotter (s. Diluvium).

Eine ganz eigenartige Stellung nehmen die Glassande von Hohenbocka ein, schneeweiße, glimmerfreie, zuckerkörnige, äußerst eisenarme Quarzsande, die ein vorzügliches Rohmaterial für die Anfertigung weißer Gläser bilden und in zahlreichen Gruben ausgebeutet werden. Sie finden sich in einem schmalen

Streifen, der am Südwesthange des Koschenberges beginnt und sich über Hosena bis Guteborn 10 km weit erstreckt. Ferner treten sie vereinzelt auf bei Kolonie Torno, nördlich von Leippe und im Tagebau Erika. Sie finden sich immer im Liegenden des Unterflözes und haben sich durch neuere Untersuchungen und Aufschlüsse als altmiocäne Dünensande erwiesen. Dafür spricht nicht nur das Fehlen des Glimmers und die erstaunlich gleiche Korngröße, sondern auch die Oberflächenform. Durch den Abbau des Unterflözes im Felde der Grube Erika ist die alte Oberfläche dieser Sande in großem Umfange freigelegt worden. Sie zeigt im westlichen Tagebau eine flachwellige Dünenlandschaft, im östlichen dagegen die Formen einer ausgesprochenen Strichdüne von 8—10 m Höhe und über 100 m Breite bei einer aufgeschlossenen Länge von mehr als 200 m. Das alte Waldmoor des Unterflözes hat sich an diese Düne von beiden Seiten angelehnt, ist dann immer höher emporgewachsen, hat sie schließlich überwältigt und über ihr noch etwa 2 m Kohle gebildet. Ursprünglich mag das Torfmoor über der Düne eine völlig ebene Fläche besessen haben, durch die Setzung ist das mächtigere Moor außerhalb der Düne stärker erniedrigt als das dünne Moor über ihr, so daß das Flöz heute über der Düne eine flache Aufwölbung besitzt, die mit Faltung nicht das geringste zu tun hat. Stellenweise sind diese Sande durch ein kieseliges Bindemittel zu einem mürben Sandstein verkittet, so zwischen Hohenbocka und Guteborn, wo der Sandstein mehrfach durch Steinbrüche gewonnen wurde[1]). Auch heute sind in einer Grube nördlich Guteborn auf Blatt Ruhland mächtige Massen von Glassandstein aufgeschlossen.

Die Kohle des Unterflözes ist auf Blatt Hohenbocka nicht rein, sondern enthält zahlreiche Verunreinigungen durch Sand und Kies, die bei der Grube Heye III zur Einführung einer Kohlenwäsche gezwungen haben. Diese Verunreinigungen sind erst nach der Entstehung des Flözes in dieses hineingeraten, und

[1]) Girard, Die norddeutsche Ebene.



Figur 3.

Diluvialer Sand und Kies

Braunkohle

M. 1:500

zwar lassen sich nach Alter, Art und petropraphischer Beschaffenheit der Einlagerungen zwei Gruppen unterscheiden:

1. Einlagerungen diluvialer Sande und Kiese, durch glaziale Aufarbeitung des Flözes im älteren Abschnitte der Eiszeit in dieses hineingeraten und

2. Einlagerungen tertiärer Sande, in tertiärer Zeit in das Flöz hineingeraten, als dieses bereits fertig gebildet war.

1. Die erste Art von Störungen findet sich da, wo das Flöz von diluvialen, sandig-kiesigen Bildungen der zweiten Eiszeit in größerer Mächtigkeit überlagert ist, d. h. im Südwesten des Blattes im Tagebau Heye III. Hier ist das allgemeine Profil im östlichen Teile 10—15 m heller diluvialer Sand und Kies, unmittelbar auf der Kohle; diese selbst besitzt unebene, stark erodierte Oberfläche und enthält zahllose Einlagerungen derselben sandigen oder groben Kiese, die das Hangende bilden, in Form von stehenden, geneigten oder flach liegenden Adern, Schmitzen, Linsen oder sonstwie gestalteten Massen. Die Profildarstellung, Fig. 3 auf S. 254, soll ein Bild von der Mannigfaltigkeit der äußeren Form dieser durch ihre helle Farbe von der dunklen Kohle scharf sich abhebenden Einlagerungen geben.

Das jüngere und zwar diluviale Alter dieser Einlagerungen wird durch folgende Umstände erwiesen:

a) durch das Auftreten zahlreicher Feuersteine und größerer nordischer Geschiebe;

b) dadurch, daß die Einlagerungen die Schichtung der Kohle schräg durchsetzen;

c) durch die völlige Übereinstimmung des Materials der Einlagerungen mit dem des Hangenden. Man muß notwendig annehmen, daß das Inlandeis durch starken Druck und Schub das Flöz gelockert und z. T. wohl direkt aufgeblättert hat und daß dann in die so entstandenen Hohlräume die Gletscherschmelzwasser Sand und Kies hineingeflößt haben; z. T. mag auch das Eis selbst Zungen in die Kohle eingepreßt haben, die mit Schutt beladen diesen beim Abschmelzen zurückließen. Bekräftigt wird die Annahme einer glazialen Entstehung der Einlagerungen noch

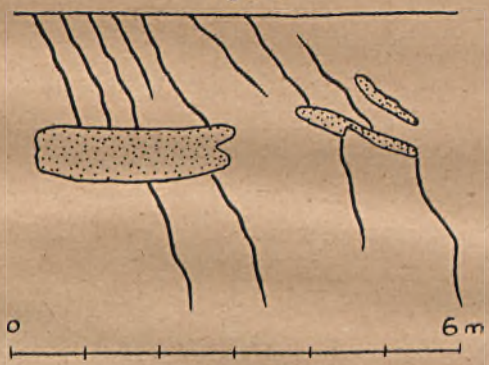
dadurch, daß es im wesentlichen die obere Hälfte des Flözes ist, die von solchen Störungen betroffen wurde, wenngleich sie in der unteren Hälfte nicht ganz fehlen.

2. Erheblich schwieriger zu erklären sind die Einlagerungen von Sanden im Flöze des Tagebaues Erika. Hier lagert das Flöz im größten Teil des riesenhaften Aufschlusses nicht unmittelbar unter dem Diluvium, sondern ist von ihm durch 10—15 m mächtige, fein geschichtete tertiäre Glimmersande getrennt, die an ihrer Basis eine Lage nußgroßer grauer Quarzgerölle führen. Erst darüber lagert ein 10—16 m mächtiger Geschiebelehm. Die Sandbeimengungen in der an sich sehr reinen und von Sand völlig freien Kohle beschränken sich auf mehr oder weniger senkrechte, Millimeter bis mehrere Zentimeter starke Adern von ganz ähnlichem Charakter, dann unregelmäßig gestaltete Massen mit einem z. T. erheblichem Durchmesser bis zu mehreren Metern.

Form und Aussehen dieser Einlagerungen lassen die folgenden 4 Abbildungen erkennen, von denen die ersten drei Intrusionen hangender Sande, die letzte dagegen solche liegender Sande darstellen.

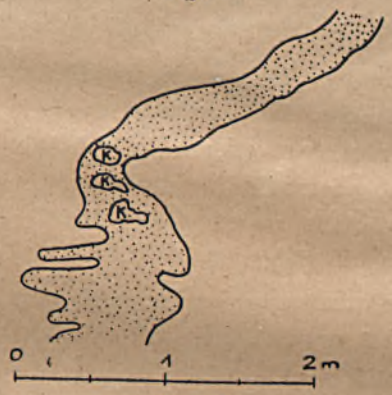
Die Ausfüllung dieser Klüfte, Spalten und Hohlräume besteht teils aus den Glimmersanden, die im Hangenden liegen, teils aber aus den sehr deutlich unterscheidbaren, an Glimmer sehr viel ärmeren Sanden des Liegenden der Kohle. Die Unter-

Figur 4.



M. 1 : 100.

Figur 5.



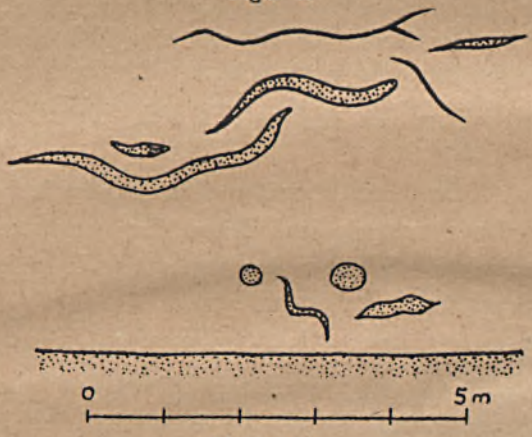
M. 1 : 50.

Figur 6.



M. 1 : 100.

Figur 7.



M. 1 : 100

scheidbarkeit beruht teils in der Farbe (rein weiß im Liegenden, grau im Hangenden), teils in der Korngröße: die liegenden Sande sind von außerordentlich gleichmäßigem, die hangenden von recht ungleichmäßigem Korn. Letztere müssen also in den Klüften aufwärts, erstere abwärts gewandert sein. Ich habe auch Sandklüfte beobachtet, die im oberen Teile mit hangendem, im unteren mit liegendem Sande erfüllt waren, wobei die Grenze beider Sandarten sich haarscharf ziehen ließ.

Die Abwärtswanderung des Hangenden in die entstandenen Klüfte und Hohlräume ist leicht zu verstehen, die Aufwärtsbewegung des Liegenden läßt sich ebenfalls gut verstehen, wenn man annimmt, daß die Wasser im liegenden Sande gespannt waren, was bis zur Entwässerung durch den Bergbau tatsächlich der Fall war, und daß beim Aufreißen der Spalten das Wasser des Liegenden als Sandbrei in ihnen aufstieg.

Schwierigkeiten bereitet die Entstehung der zahlreichen, im Tagebau Erika in die Hunderte gehenden Sandklüfte; glaziale Einwirkung ist nach dem Gesagten ausgeschlossen, tektonische Störungen liegen in keiner Weise vor; es bleibt nur die Möglichkeit, daß es sich hier um fossile Erdbebenspalten handelt, die im Augenblick ihres Entstehens sich füllten und dann sofort wieder schlossen. Es liegt nahe, an vulkanische Erdbeben zu denken, welche die Eruption der miocänen Basalte und Phonolithe der sächsischen Oberlausitz (Löbauer Berg, Landeskrone) begleiteten, ihr vorausgingen oder ihr folgten.

Das Diluvium des Blattes ließ sich folgendermaßen gliedern:

Talsande der letzten und vorletzten Eiszeit,
Schmelzwassersande und Kiese der vorletzten Eiszeit,
Einheimische Schotter des vorletzten Interglazials,
Grundmoränen der ersten Eiszeit.

Die älteste Eiszeit ist ausschließlich durch Grundmoränen vertreten. Sie finden sich in flächenhafter Verbreitung im Gebiete der Grube Erika, wo sie bis 18 m Mächtigkeit erreichen,

zwischen Lauta und dem Koschenberge, in der Umgebung von Schwarzkollm und bei Hohenbocka. Die größte beobachtete Mächtigkeit beträgt 19,6 bezw. 26,8 m und wurde in einer Bohrung südlich von Torno angetroffen, die folgendes Profil lieferte:

0—27,2 m grauer, kiesiger Sand, von 21,9 m Tiefe ab schwach kalkhaltig
27,2—32,0 » dunkler Tonmergel
32,0—39,2 » sandiger Tonmergel, vielleicht steinarmer Geschiebemergel
39,2—58,8 » grauer Geschiebemergel
58,8—80,0 » grauer Mergelsand.

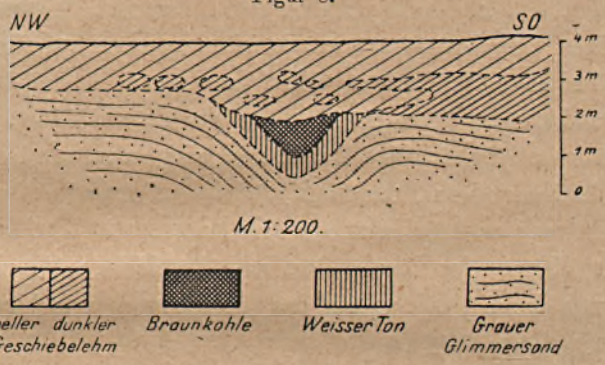
Dies ist die einzige Stelle des Blattes, an welcher die Grundmoräne als Geschiebemergel und die sie über- und unterlagernden Schichten kalkhaltig angetroffen wurden. Überall wurde im übrigen eine vollkommene Entkalkung, eine Umwandlung in Geschiebelehm, beobachtet, selbst da, wo, wie im Tagebau Erika, die Grundmoräne 18 m mächtig aufgeschlossen ist. Daß diese Grundmoräne ursprünglich kalkhaltig war, wird bewiesen durch die große Menge von Feuerstein, der in ihr enthalten ist und auf die Zerstörung und Aufnahme großer Massen von Kreidegesteinen hinweist. Unter den Tausenden von Geschieben, die im Tagebau Erika beim Abbaggern der gewaltigen Geschiebemergelwand die erste Baggersohle bedeckten, fand ich neben einem kieseligen Verwitterungsrückstand eines Orthocerenkalkes ein einziges Kalkgeschiebe, bestehend aus obersilurischem Beyrichienkalk, aber nirgends einen Kalkgehalt der Grundmoräne selbst. Schwierigkeiten bereitet die Frage, wohin der ausgelaugte Kalk geraten ist, denn nirgends auf dem Blatte ist in jüngeren Bildungen ein Kalkgehalt beobachtet; auch in die Tiefe ist er nicht gewandert, denn die unter dem Geschiebelehm liegenden Bildungen sind sämtlich kalkfrei.

Dem Geschiebelehm entstammen zwei riesige Geschiebe. Das eine, ein Granatgneisblock von 25 cbm Inhalt, lag 1 km nordöstlich von Hohenbocke, 300 m östlich der Bahn. Er ist zu Bauzwecken gesprengt worden, war aber im Sommer 1919 in Trümmern noch vollständig vorhanden. Das zweite Geschiebe wurde bei den Abraumarbeiten auf Grube Heye III in der Südwestecke des Blattes gefunden und auf einem kleinen Schmuckplatze in der

gleichnamigen Kolonie aufgestellt. Es ist ein 4 m hoher Klotz von grobkörnigem Gneis.

Der Geschiebemergel enthält sehr viel Tertiärmaterial, Kohlenletten und Braunkohle und ist infolgedessen von dunkler Farbe. Im obersten Teile sind diese organischen Beimengungen oxydiert, der Lehm infolgedessen hellfarbig. In der Nordecke des östlichen Tagebaues Erika sind im hellen Geschiebelehm noch eine Anzahl von Kernen dunklen, nicht oxydierten Lehmes in der Art der nachfolgenden Profildarstellung enthalten.

Figur 8.



In demselben Tagebau zeigt der Geschiebelehm an Wänden, die längere Zeit der Luft ausgesetzt waren, eine ausgesprochen schichtungsartige Struktur, die auf starken Druck in einer gewälzten Masse hinweist.

Die nächstjüngere Bildung sind recht grobe Schotter, die ausschließlich aus südlichem Materiale, im wesentlichen Quarz und Kieselschiefer, bestehen. Dazu treten silurische Quarzite aus Nordsachsen, Sandsteine der sächsischen Kreide und gelegentlich Basalt. Auch in ihnen beobachtet man niemals sicher nordische Beimengungen; vor allem fehlt der Feuerstein, der im glazialen Diluvium unseres Blattes überaus häufig ist. Diese viele Meter mächtigen Schotter liegen, wie zahlreiche Aufschlüsse auf den Nachbarblättern Klettwitz und Senftenberg bewiesen haben, zwischen den Grundmoränen der ersten und zweiten Eiszeit und sind als älteres Interglazial aufzu-

fassen. Sie haben ihre Hauptverbreitung im Südosten des Blattes in der Staatsforst Hoyerswerda und zwischen Lauta und Leippe.

In den großen Braukohlentagebauen der angrenzenden Blätter Senftenberg und Klettwitz läßt sich an vielen Stellen in tadellosen Aufschlüssen beobachten, daß die gleichen, von nordischen Bestandteilen, besonders Feuersteinen, freien Quarz-Kieselschieferschotter, in denen häufig Chalcedone, Achate und ähnliche Kieselsäuremineralien auftreten, ihre stratigraphische Stellung zwischen einer älteren, meist in ihrer Gesamtheit verlehmten Grundmoräne von großer bis 20 m betragender Mächtigkeit und einer jüngeren, nur wenige Meter mächtigen, ebenfalls verlehmten, aber oft gänzlich ausgewaschenen und nur noch durch blockreiche Geschiebesande vertretenen Grundmoräne einnehmen. Die absolut gleichen Kiese finden sich weiter im Norden in der Berliner Gegend in zahlreichen Tiefbohrungen wieder und enthalten hier die bekannten, allgemein dem ersten Interglazial zugerechneten Paludinenbänke. In der Lausitz sind in diesem Kieshorizonte bisher fossilführende Schichten nicht gefunden worden; trotzdem halte ich mich für berechtigt, auf Grund der Paludinenbänke und des völligen Fehlens nordischer Beimengungen diesen groben Kiesen ein interglaziales Alter zuzuschreiben.

Höchst eigenartig sind die Oberflächenformen dieser interglazialen Schotter. In dem südöstlichen Teile des Blattes, in der Staatsforst Hoyerswerda liegen auf einer flachen, im allgemeinen zwischen 140 und 165 m Meereshöhe liegenden Hochfläche eigentümliche schmale, bis 3 km lange, sanft geschwungene schmale, untereinander annähernd parallele Wälle, die z. T. von torferfüllten Rinnen begleitet werden. Sie sind aus den gleichen südlichen Kiesen aufgebaut und unterscheiden sich nur durch ihre Form von der übrigen Hochfläche. Ferner finden sich in der gleichen Richtung angeordnete und z. T. in der Fortsetzung der Wälle liegende schmale, langgestreckte, 3—6 m tiefe Rinnen. Eine derselben liegt nordöstlich von Neukollm und endet mit einer fingerförmig angeordneten Gruppe von drei solchen je

200 m langen Rinnen. Eine Beziehung der Rücken und Senken zu ausstreichenden Braunkohlenflözen ließ sich nicht nachweisen. Noch viel auffälliger ist das Auftreten solcher Rücken zwischen Leippe und Lauta. Hier liegt eine außerordentlich unruhige Landschaft, in welcher zwischen mit Torf oder Abschlämmassen erfüllten abflußlosen Senken von becken- oder rinnenförmiger Gestalt sich mehr als 30 meist steil geböschte wallartige, bald kurze, bald 500—1500 m lange Rücken erheben. Das auffälligste ist hier, daß die Rücken frei von nordischen Geschieben sind, während die Fläche, aus der sie emporragen, solche reichlich führt. Südlich von Lauta ist ein solcher Rücken durch die Eisenbahn durchschnitten und man kann hier sehen, daß der südliche Kies in die Tiefe niedersetzt, so daß das nordische Diluvium nur eine dünne Oberflächenschicht bildet. Da es jünger ist, als die südlichen Kiese, muß es der zweiten Eiszeit zugeschrieben werden.

Die Rücken selbst machen durch ihre Gestalt, ihre Anordnung und ihren Parallelismus durchaus den Eindruck endmoränenartiger Bildungen, und das Auftreten der zahlreichen geschlossenen Becken und Senken bei Leippe und Johannestal verstärkt noch den Eindruck, daß wir uns hier in einer einstigen Randlage des Inlandeises befinden.

Es will mir scheinen, als wenn wir uns hier im äußersten südlichen Randgebiete der vorletzten Eiszeit befinden, denn das fast völlige Fehlen von nordischen Geschieben in der 5—6 km breiten Zone des älteren Interglazials weist darauf hin, daß dieses Gebiet nicht von einem mit nordischem Materiale beladenen Inlandeise überschritten sein kann. Daß wir uns aber im Randgebiete einer Vereisung befinden, wird dadurch angedeutet, daß das glaziale zweite Diluvium rein sandig entwickelt ist, daß seine Grundmoränen völlig zerstört sind und daß es nur eine geringe Mächtigkeit besitzt.

Da nun weiter im Süden im Freistaate Sachsen noch eine Menge glaziales Diluvium auftritt, so müßte dieses, wenn meine Schlußfolgerungen zutreffen, ausschließlich der ältesten Eiszeit

angehören und wir hätten dann eine weitere Bestätigung dafür gewonnen, daß die Inlandeisdecke der ersten Eiszeit mindestens ebenso weit, mehrfach aber noch weiter nach S und W vorgestoßen ist, als die der folgenden zweiten Eiszeit. Auch für Mittelschlesien, Thüringen und die Niederlande scheint mir diese Annahme eine große Wahrscheinlichkeit zu besitzen.

Ablagerungen des zweiten Interglazials fehlen in der Gegend von Senftenberg völlig und solche der letzten Eiszeit sind ausschließlich durch die Sande und Kiese der Talsandstufe des großen Lausitzer Urstromtales und seiner Nebentäler vertreten.

Druckfertig eingereicht am 1. Februar 1921.
Druck verfügt am 9. Februar 1921.

Beiträge zur Stratigraphie und zu den Lagerungsverhältnissen der Trias und des Tertiärs des nordöstlichen Harzvorlandes.

Von Herrn **K. Keilhack** in Berlin-Wilmersdorf.

Mit 1 Übersichtskarte 1 : 200000 Tafel 8 und 5 Abbildungen.

Die nachfolgenden Mitteilungen beziehen sich auf die Meßtischblätter Atzendorf, Calbe a. S., Staßfurt, Nienburg a. S., Güsten, Bernburg und den anhaltischen Anteil der Meßtischblätter Gröningen und Kochstedt, bei letzterem einschließlich der Braunkohlengrube Konkordia.

Sie beschränken sich auf Trias und Tertiär, da die Zechsteinformation dieses Gebietes hinreichend bekannt und genau beschrieben ist. Vielleicht wird es mir möglich, später eine zusammenfassende Darstellung des Quartärs folgen zu lassen.

A. Stratigraphie.

1. Die Buntsandsteinformation.

Die Buntsandsteinformation unseres Gebietes läßt sich zwanglos in die drei in ganz Deutschland unterscheidbaren Glieder des Unteren, Mittleren und Oberen Buntsandsteins trennen; von ihnen besitzt der Untere etwa 260—270 m, der Mittlere 250, der Obere 100 m Mächtigkeit, so daß die Gesamtmächtigkeit etwas über 600 m beträgt.

Der Untere Buntsandstein.

Er läßt sich zweckmäßig in eine untere und obere Abteilung gliedern, die durch den Hauptrogenstein von einander getrennt

werden. Im einzelnen gestaltet sich die Gliederung folgendermaßen:

su_2	Rote und grüne Schiefertone mit grauen und grünlichen, z. T. kalkhaltigen Sandsteinen Massiges Tongestein mit winzigen Sandsteinlinsen Rote Schieferletten mit Kalksandsteinen und dünnen Rogensteinbänken	100 m
ϱ	Hauptrogenstein	4—8 m
su_1	Rote und grüne Schiefertone und rote massige Tongesteine mit dünnen Rogenstein-, Dolomit- und Kalksandsteinbänken, zu unterst mit Gips	160 m

Der Untere Buntsandstein ist also ganz überwiegend aus tonigen Gesteinen aufgebaut und enthält als bezeichnende Einlagerungen Bänke von Kalkstein und Kalksandstein, die aber an Mächtigkeit sehr stark gegenüber den Tonen zurücktreten.

Der Untere Buntsandstein beginnt mit einem 30—40 m mächtigen, massigen, kalkfreien, rotbraunen Tongestein, dem vereinzelte Bänke eines grünen tonigen Sandsteins eingeschaltet sind; die untersten Lagen enthalten Schnüre von Fasergips und Knollen von derbem Gips. Darüber folgt eine 30—50 m mächtige Schichtenfolge, in welcher grüne und rotbraune, meist kalkfreie, feingeschichtete Schiefertone mit rotbraunem, kalkfreiem, massigem Tongestein wechsellagern. Außerdem sind dieser Schichtenfolge einige dünne Rogensteinbänkchen, sowie helle Kalksandsteine eingeschaltet. In den obersten Tonschiefern finden sich Estherien. Darüber folgt, mehr als 100 m mächtig, abermals ein massiges Tongestein von rotbrauner, nur ganz untergeordnet von grüner Farbe, meist mit schwachem Kalkgehalte, dem ebenfalls vereinzelte dünne Rogensteinbänke eingeschaltet sind; das massige Tongestein enthält mehrfach Knollen von Anhydrit.

Der Hauptrogenstein bildet eine 4—6 m mächtige Schichtenfolge, die wegen der hervorragenden technischen Verwendbarkeit des Gesteins an zahlreichen Stellen, besonders beiderseits der Saale zwischen Bernburg und Alsleben, durch großartige Steinbrüche aufgeschlossen ist. Diese Zone besteht aus einer Reihe von petrographisch etwas unterschiedenen Rogenstein-

bänken, die durch Lettenzwischenlagen getrennt sind. Die einzelnen Rogensteinbänke haben in der Steinbruchsindustrie bestimmte Namen und lassen sich über recht erhebliche Strecken hin verfolgen. Ich gebe im Folgenden einige Gliederungen der Stufe aus den verschiedenen Hauptverbreitungsgebieten unseres Gebietes.

1. Gröna bei Bernburg, östlich der Saale.

Mächtigkeit von bis	Gestein	Technische Bezeichnung
0—0,30	Rogenstein	Oberstein
0,30—0,70	Letten	
0,70—0,98	Rogenstein	Großer Fuchs
0,98—1,08	Grüner Letten	
1,08—1,28	Rogenstein	Kleiner Fuchs
1,30—1,70	Roter Letten, mit mehreren Kalksteinbänkchen	
1,70—1,80	Rogenstein	Pflasterbank
	Lettenhaut	
1,80—2,10	Grobkörniger Rogenstein	
2,10—2,15	Grüner Letten	
2,15—2,45	Rogenstein	Teufel
	Lettenhaut	
2,45—2,75	Rogenstein	Kundel
	Lettenhaut	
2,75—3,55	Rogenstein, untere Hälfte blau, obere gelb	Grundbank

2. Aderstädt bei Bernburg, westlich der Saale.

0—0,35	Rogenstein	Oberstein, Plattenklotz
0,35—0,42	Dünnschichtiger, sandig-kalkiger Letten	
0,42—0,72	Rogenstein	Oberstein, zweite Bank
0,72—1,32	Schiefriger Kalkstein	
1,32—1,59	Rogenstein	Oberstein, dritte Bank
1,59—1,71	Grüner, kalkiger Letten	
1,71—1,94	Rogenstein	Oberstein, vierte Bank
1,94—2,19	Groboolithischer Rogenstein	Oberstein, fünfte Bank
2,19—2,34	Rogenstein	Oberstein, sechste Bank
2,34—2,39	Grüner Letten	
2,39—2,54	Rogenstein	
2,54—2,82	Groboolithischer Rogenstein	Kundel
2,82—3,57	Zu oberst grober, nach unten immer feiner werdender Rogenstein	Grundbank
3,57—3,75	Feinkörniger Rogenstein	Der Sandige

3,75—4,00	Ganz groboolithischer Rogenstein	Pocke
4,00—4,26	Rogenstein, etwas feiner wie voriger, aber immer noch grob	Der Grüne

3. Gr. Wirschleben.

0—0,10	Rogenstein	Deckstein
0,10—0,70	Letten	
0,70—1,13	Rogenstein	Oberstein, erste Bank
1,13—1,41	Rogenstein	Oberstein, zweite Bank
1,41—1,58	Grüner und roter Letten	
1,58—1,75	Rogenstein	Oberstein, dritte Bank
1,75—2,00	Letten mit zwei dünnen Kalksteinbänkchen	
2,00—2,33	Rogenstein, in drei nicht durch Letten geteilte Bänke gegliedert	Plattenklotz
2,33—2,41	Roter Letten	
2,41—2,54	Rogenstein	Würfel
2,54—2,83	Massiger roter Letten	
2,83—2,96	Rogenstein	Gehlkopf, erste Bank
2,96—3,18	Rogenstein	Gehlkopf, zweite Bank
3,18—3,75	Rogenstein, etwas gröber	Grundstein, erste Bank
3,75—4,17	Ganz grobkörniger Rogenstein	Grundstein, zweite Bank
4,17—4,71	Etwas feinerer Rogenstein	Grundstein, dritte Bank

Diese drei Beispiele mögen als Muster der Gliederung und des Aufbaues im einzelnen genügen; sie zeigen, daß die Hauptrogensteinzone zu etwa $^3/_4$ aus Oolithen, zu $^1/_4$ aus bunten Letten aufgebaut wird.

Die Größe der Oolithkörner in den einzelnen Rogensteinbänken zeigt eine unverkennbare Gesetzmäßigkeit insofern, als die gröbsten Oolithe im mittleren Teile der untersten 1—2 m starken Bank auftreten. Alle oberen Rogensteinbänke sind feinkörnig, während die unteren sehr wechselnde Größen der Oolithe zeigen. Wenn man die Korngröße der Oolithe durch eine fünfteilige Skala ausdrückt, in der 1 die feinsten und 5 die gröbsten Oolithe bezeichnet, so ergibt sich für die untersten, $1^3/_4$ m Mächtigkeit umfassenden Bänke des Rogensteins in dem Gebiete nördlich von Alsleben eine Korngrößenfolge von

1 2 3 4 5 1 2 3 1,

und zwar ist die erste Folge 1—5 90 cm, die zweite Folge 1—3 55 cm und die unterste feinkörnige Schicht endlich 20 cm mächtig.

Ganz ähnlich liegen die Verhältnisse bei Gröna. Hier ist die Hauptrogensteinbank bis 1,40 m unter ihrer Oberfläche äußerst feinkörnig; dann erst folgt eine Bank mit gröberem Oolith, der nach unten hin wieder immer feiner wird. 42 cm unter dieser ersten groben Bank folgt nach einer Lettenzwischenlage abermals eine Schicht groben Ooliths, die nach unten feiner wird, und ebenso setzt die unterste mächtige Rogensteinbank zunächst mit grobem Oolith in 30 cm Mächtigkeit ein, worauf alsbald wieder dichter bis feinkörniger Rogenstein bis zum unteren Abschlusse folgt. Im allgemeinen läßt sich feststellen, daß die unteren Bänke von oben nach unten eine Abnahme der Oolithgröße zeigen, während die obere Abteilung durch und durch feinkörnig ist.

Die größten Oolithe wurden bei Schackstedt beobachtet. Hier zeigt ein aufgelassener Steinbruch folgendes Profil:

0,17 m sehr feinkörniger Rogenstein
1,00 » roter und grüner Letten
0,06 » sehr feinkörniger Rogenstein
0,50 » roter Letten
0,50 » feinkörniger Rogenstein, abgesondert in 7 durch Lettenstreifen getrennte Bänke
0,40 » roter und grüner Letten
3,05 » Rogenstein, darin eine geschlossene Bank von 0,9 m Mächtigkeit.

Die Größe der Oolithe ist am bedeutendsten 40 cm unter der Oberfläche dieser letztgenannten Schicht, die zugleich die unterste geschlossene starke Bank darstellt. Die Oolithe erreichen hier 1 cm Durchmesser und nehmen nach unten hin schnell an Größe ab.

Die Oberfläche der einzelnen Rogensteinbänke zeigt viele Eigenschaften, die auf eine Entstehung in ganz flachem Wasser hindeuten. Dazu gehören die Wellenfurchen, die sich unterschiedslos auf fein- und grobkörnigen Rogensteinen finden, ferner Netzleisten, die in dieser Hinsicht ebenfalls keinen Unterschied machen; ihre Ausfüllungsmasse besteht zumeist aus verkitteten Rogensteinkörnern, deren Durchmesser kleiner ist, als in der Gesteinsbank, in der sie auftreten.

Häufig sieht man auf den Oberflächen der Rogensteinbänke schwarze Häutchen, die vielleicht als Rest einer Algenvegetation zu deuten sind, ferner Tongallen, aus grünen und roten feinschiefrigen Tonen bestehend, die auf den Schichtflächen in unregelmäßiger Verteilung liegen; sie dürften vom Wind bewegte Trockenhäutchen austrocknender Schlammpfützen darstellen.

Nicht selten beobachtet man Stylolithen von 1—2 cm Länge, die mit einer dünnen Tonkappe gegen den Rogenstein absetzen, in dem sie eingesenkt sind.

Sodann ist das Auftreten von Schrägschichtung, besonders in feinkörnigen Rogensteinen, und das gelegentliche Vorhandensein von Kupferlasur und Malachit erwähnenswert, die sicher durch Oxydation aus Kupferkies entstanden sind. Seine Entstehung hängt vielleicht mit dem oben erwähnten Auftreten schwarzer organischer Häutchen zusammen und ist durch deren reduzierende Wirkungen zu erklären.

Ein Gebiet, in welchem noch heute sich alle Gesteine neben einander bilden, die uns im Unteren Buntsandstein begegnen, lernte ich in den abflußlosen Gebieten zwischen den aus Gebirgsschutt emporragenden Sierren des inneren Hochlandes im Norden der Republik Mexiko kennen. In diesen weiten Landschaften, die nicht zum Ozean entwässern, sammeln sich die Niederschläge eines regenreichen Gebietes in äußerst zahlreichen Lagunen, die teils dauernden Bestand haben, teils flach sind und zwischen je zwei Regenzeiten völlig austrocknen. Sie füllen sich mit schlammbeladenem Wasser, welches im Becken geklärt wird und ein toniges Sediment liefert. In den Dauerlagunen wird sich der Schlamm geschichtet ablagern und einen geschichteten Ton liefern; in den flachen, immer wieder austrocknenden Lagunen dagegen wird durch die während der trockenen Zeit sich rasch entwickelnde Pflanzenwelt der Ton seiner eben erlangten Schichtung beraubt und es müssen massige Tone entstehen; durch gelegentliche stärkere Strömungen in den Zuflüssen werden gröbere, sandige Schichten eingeschwemmt, die Anlaß zur Bildung von Kalksandsteinen geben; selbst Rogensteine bilden sich in

den Lagunen, und zwar als Umkrusungen zahlloser im Wasser abgelegter Mückeneier. Stellen wir uns nun weiter vor, daß diese Lagunen keine dauernde Lage besitzen, sondern wandern, und daß außerhalb der Lagunen gröbere, sandige bis kiesige Schichten von den Flüssen abgelagert werden, in denen die Lagunensedimente später als mehr oder weniger ausgedehnte ellipsoidische Massen erscheinen müssen, so dürften alle Voraussetzungen für die Entstehung von Schichtenfolgen gegeben sein, wie sie uns in unserem Buntsandstein begegnen. Welche Mächtigkeiten solche Gesteinsschuttmassen in dem genannten Gebiete erlangen können, geht aus einer mir von Dr. E. Boese mitgeteilten Bohrung bei Chihuahua hervor, die in 1000 m Tiefe das anstehende Gestein noch nicht erreicht hatte.

Über dem Hauptrogensteine beginnt die obere Abteilung des Unteren Buntsandsteins, und zwar folgen zunächst wieder rote und mehr zurücktretend grüne schiefrige Tone mit einzelnen dünnen Rogensteinbänkchen, die besonders an den Gehängen des Wippertales an zahlreichen Stellen, ebenso in den vielen Einschnitten der Wetzlarer Eisenbahn zwischen Kl. Schierstedt und Frickleben sehr gut aufgeschlossen sind. Im Frühjahr treten diese Rogensteinbänder sehr deutlich in die Erscheinung durch die reihenweise erscheinenden großen gelben Blüten der kalkholden *Adonis vernalis*.

Nunmehr folgt ein sehr eigentümliches buntes Tongestein in etwa 20 m Mächtigkeit, das am Hopfenberge, bei der Gierslebener Mühle und südlich von Bernburg in der Ziegeleigrube von Ober-Peißen vortrefflich aufgeschlossen ist. Diese Schichtenfolge besteht aus roten und grünen Tonen, die mit hellen Sandsteinen so wechsellagern, daß beide kleine linsenförmige, einige Zentimeter lange, einige Millimeter starke Massen bilden, die sich in auskeilender Wechsellagerung auf das innigste miteinander verzahnen. An den beiden erstgenannten Aufschlußpunkten liegt innerhalb dieser Schichtenfolge eine helle Sandsteinbank mit kalkigem Bindemittel von 2 dm Stärke neben mehreren dünneren gleichartigen Bänken als durchgehende Schicht. Diese Sandsteinbank enthält am Hopfenberge bei Güsten ziemlich

zahlreiche Hohlräume, die entweder mit grünem Letten ausgefüllt oder mit Kalkspatkrystallen ausgekleidet sind. Die Sandsteinlinsen dieses Gesteins sind im allgemeinen kalkfrei, doch beobachtet man in ihnen gelegentlich auch Kalkspat als Bindemittel.

Die oberste Abteilung des Unteren Buntsandsteins besteht aus Letten, die mit dünnen Bänken eines feinkörnigen Sandsteins sich in ununterbrochener Wechsellagerung befinden. Gute Aufschlüsse bietet das Steilufer des Saaletales nördlich von Alsleben und südwestlich von Bernburg auf Gröna zu.

Von den roten und grünen Letten des Unteren Buntsandsteins wurden je drei chemisch untersucht; ich stelle die Ergebnisse im folgenden zusammen:

	Grüne Letten			Rote Letten		
	I	II	III	I	II	III
SiO_2	52,50	52,10	54,75	49,87	50,05	54,65
Al_2O_3	20,92	13,73	19,58	16,55	19,20	20,12
Fe_2O_3	3,24	4,44	4,68	6,48	8,64	9,00
CaO	4,18	5,93	2,83	7,05	3,65	0,68
MgO	1,12	5,73	3,48	2,61	3,60	3,24
K_2O	5,68	3,08	3,17	4,27	3,43	3,20
Na_2O	3,69	1,59	1,50	1,77	1,53	1,64
P_2O_5	0,32	0,22	0,21	0,37	0,21	0,21
CO_2	2,52	7,97	1,45	4,46	2,28	Spur
H_2O (105°)	3,26	0,65	3,00	1,10	1,85	1,90
Glühverlust ausschl. CO_2 u. hygrosk. Wasser	3,66	3,38	5,30	4,34	5,77	5,60
	101,09	98,82	99,95	98,87	100,21	100,24

Berechnet man diese Analysen auf bei 105° getrocknete Substanz, zieht man den sehr schwankenden Gehalt an Carbonaten ab und berechnet danach die Analysen auf 100, so ergibt sich folgende Zusammenstellung der eigentlichen Lettensubstanz:

	I	II	III	I	II	III
SiO_2	57,05	65,95	58,57	57,32	53,87	55,60
Al_2O_3	22,71	17,25	20,94	19,02	20,66	20,46
Fe_2O_3	3,52	5,62	5,00	7,44	9,30	9,15
$CaO + MgO$	2,26	0,63	4,57	3,92	4,37	3,98
K_2O	6,17	3,90	3,39	4,91	3,69	3,25
Na_2O	4,01	2,01	1,60	2,03	1,64	1,66
P_2O_5	0,35	0,27	0,22	0,42	0,22	0,21
H_2O	3,93	4,37	5,71	4,94	6,25	5,69
	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Der einzige wesentliche Unterschied der roten und grünen Letten liegt demnach in dem Eisengehalte, der in den roten um 50—150% höher ist, als in den grünen. Der Kaligehalt übertrifft in allen untersuchten Tonen den Natrongehalt um ebenfalls 50—150%.

Fossilien finden sich im Unteren Buntsandstein nur in den feinschiefrigen Tonen, in denen in den verschiedensten Horizonten Estherien auftreten. Es spricht dieser Umstand ebenfalls für eine Entstehung der Tone in Lagunen, denn auch heute noch sind niedere Krebstiere, die sich durch Dauereier über längere Trockenzeiten hinweg zu helfen vermögen, vielfach die einzigen, aber an Individuen äußerst zahlreichen Bewohner zeitweilig austrocknender Wasserbecken.

Der Mittlere Buntsandstein (sm).

Der Mittlere Buntsandstein gliedert sich in drei Abteilungen, deren mittlere wesentlich aus Letten, deren obere und untere hauptsächlich aus Sandsteinen bestehen.

Die untere Abteilung besteht aus einer Folge von weißen, hellroten und hellgrünen Sandsteinen, die in außerordentlich buntem Wechsel in Schichten von sehr verschiedener, meist weniger als 30 cm betragender Mächtigkeit auftreten und nur in ihrem oberen Teile einige rote und grüne Lettenbänke eingeschaltet enthalten. Alle Schichten sind kalkfrei, die Sandsteine von feinem und mittlerem Korne, während grobe oder gar konglomeratische Sandsteine nirgends beobachtet wurden. Die Oberfläche der Sandsteinbänke ist bisweilen völlig eben, in den meisten Fällen aber unregelmäßig gestaltet und stark gerunzelt. Sie zeigt dann Rieselspuren, Netzleisten, Wellenfurchen von beträchtlicher Größe, Tongallen mit einem Durchmesser bis zu mehreren Zentimetern oder eigentümliche traubig-nierige Oberflächen, die an die der Knollensteine erinnern.

Aus der untersten Abteilung dieser liegenden Sandsteine stammt ein von Jaekel beschriebener Belodont, *Mesorhinus Fraasi* Jaek. und zwar angeblich vom Wippersteilufer beim

Parforcehause auf Blatt Bernburg. Als Beispiel des Aufbaues im einzelnen sei das 4 m mächtige Profil des letztgenannten Punktes angeführt, das von oben nach unten folgende Bänke zeigt:

0,10 m fester, roter Sandstein
0,15 » roter und weißer, feinstreifiger Sandstein
0,10 » grünlich-weißer Sandstein
0,23 » roter Sandstein
0,07 » weißer Sandstein
0,20 » roter Sandstein
0,05 » weißer Sandstein
0,15 » roter Sandstein
0,65 » roter und grünlich-weißer Sandstein in feiner Bänderung
0,05 » gelblich-weißer Sandstein
0,15 » roter Sandstein
0,05 » grünlich-weißer Sandstein
0,47 » roter Sandstein
0,03 » grünlicher Sandstein
0,17 » roter Sandstein
0,03 » grünlich-weißer Sandstein
0,25 » roter Sandstein
0,15 » grünlich-weißer Sandstein
0,15 » roter Sandstein
0,15 » grünlich-weißer Sandstein
0,30 » roter, feinkörniger, toniger Sandstein mit dünnen Lagen weißen Sandsteins.

Nach oben hin nehmen die Letteneinlagerungen zu, wie das Profil der obersten 12 m dieser Abteilung in der Ziegeleigrube an der Chaussee Roschwitz-Baalberge gut erkennen läßt. Dort lagern von oben nach unten:

0,10 m rote Letten
0,90 » dünnschichtiger, weißer Sandstein mit feinen, grünlichen Zwischenlagen
0,37 » dickbankiger, weißer Sandstein
0,85 » weißer Sandstein, darin eine 15 cm starke Bank mit dünnen, dunkelrotbraunen Lettenlagen
0,60 » dickbankiger, heller Sandstein
0,40 » mürber, gelblicher Sandstein
0,23 » fester, gelblicher Sandstein
1,45 » feinschichtiger, mürber, hellgrünlicher Sandstein
0,18 » rote Letten mit hellen Sandsteinzwischenlagen
0,45 » rote Letten

0,50 m graugrüne Letten
0,70 » dünnbankiger, hellgraugrüner Sandstein mit zahlreichen, ganz dünnen Lettenschichten
0,15 » grüne Letten
1,40 » rote Letten
1,00 » grüne Letten
0,50 » dickbankiger, fester, hellgrauer Sandstein
0,60 » dickbankiger, weißer Sandstein
1,50 » rote Letten.

Die mittlere, vorwiegend aus Letten aufgebaute, etwas über 20 m mächtige Abteilung des Mittleren Buntsandsteins ist am besten in der eben genannten Ziegeleigrube, in einer zweiten südlich von Baalberge und in einer Grube hinter dem Café Bellevue bei Bernburg entblößt. Am ersten Punkte ist sie in ihrer ganzen Mächtigkeit aufgeschlossen und folgendermaßen zusammengesetzt:

0,50 m rote Letten
2,80 » grüne Letten
1,90 » rote Letten mit drei dünnen, bis 2 cm starken Sandsteinbänken
0,25 » rot- und grünstreifiger Letten
0,20 » rote Letten
1,70 » grünlicher, feinschichtiger Letten mit etwa 10 ganz dünnen Sandsteinlagen
1,00 » dunkelbraunrote Letten
0,50 » harter, grauer Sandstein
2,35 » rote Letten
0,07 » grüne Letten
2,05 » rote Letten
1,00 » grüne, schiefrige Letten
4,90 » rotbrauner Letten, teils schiefrig, teils massig
3,60 » grüne Letten mit linsenförmigen Sandsteineinlagerungen.

In der untersten roten Lettenbank dieser Schichtenfolge liegen dünne Fasergipsscherben von 2—3 mm Stärke, die sich nach den Seiten auskeilen und beiderseits von dünnen, grünen Lettenhäutchen begrenzt werden. Die ganze Schichtenfolge ist kalk- und dolomitfrei und führt von Fossilien ausschließlich Estherien in den schiefrigen Letten. Ganz ähnlich ist die Schichtenfolge in der benachbarten Ziegeleigrube südlich von Baalberge, dagegen abweichend oberhalb des Prinzenhanges bei Bernburg. Dort sieht man unmittelbar unter dem Acker-

boden schwach kalkhaltige Letten mit Einlagerungen massiger Knollen eines sehr harten, durch Dolomit verkitteten Quarzsandsteins, in welchem grüne, wahrscheinlich auf Kupferverbindungen zurückzuführende Flecke auftreten. Diese Bänke reichen bis 1 m unter Tage; unter ihnen folgen hellgrüne, feinschichtige kalkfreie Sandsteine und Schiefertone und darunter 4 m ganz helle, von roten welligen Streifen durchzogene Tone, die teils dünnschiefrig sind, teils bis 7 cm starke Bänkchen bilden. Sie sind von einem maschigen Netzwerk grüner Adern durchzogen. In den oberen dolomitischen Sandsteinen finden sich zahlreiche Schuppen und kleine Knochen von Fischen, die zusammen mit den bereits erwähnten Estherien den gesamten Fossilgehalt dieser Abteilung ausmachen.

Die obere Sandsteinfolge des Mittleren Buntsandsteins, der Chirotheriumsandstein, ist einmal im Burgtal bei Hecklingen westlich von Staßfurt und sodann in der Umgebung von Bernburg beim Waldauer Friedhofe und im Merkelschen Steinbruche sehr gut aufgeschlossen. Im Burgtal sieht man zu oberst dünnbankige Sandsteine von graugrüner Farbe, unter denen in natürlichen Steilwänden eine Folge dickbankiger Sandsteine lagert, die z. T. etwas tonig sind; ihre Farbe ist blaßgrünlichweiß mit großen rotgefärbten Flecken, die mehr oder weniger lagenförmig angeordnet sind, aber nicht durchgehen, sondern in der Horizontalen immer wieder aussetzen, während die einzelnen Lagen untereinander gelegentlich sich verbinden. An den äußeren Wänden ist der Sandstein überall mürbe, nach innen aber wird er bald fester, aber nur in gewissen aufrechtstehenden zylindrischen Partien, die von mürberem, leicht zu lockerem Sande zerfallendem Material umgeben sind. Im südlichen Teile des Burgtales bilden die unter den roten Sandsteinen folgenden harten hellgrauen Bänke eine Reihe von natürlichen Klippen, die in ganz eigentümlicher Weise kanzelartig vorspringen und zwar deshalb, weil unter ihnen wieder sehr mürbe, leicht zerfallende Sandsteine folgen. Auf den rotgefleckten dickbankigen Sandsteinen lagern zunächst sehr mürbe, feinkörnige, weiße und blaßgrünliche

Sandsteine, darüber 6 m hellgrüne, teils tonige, teils sandige kalkfreie Letten, die kleinere oder größere Linsen roter Letten einschließen, und schließlich eine Folge heller, kaolinhaltiger, feinkörniger Sandsteine, über denen wahrscheinlich unmittelbar der Röt folgt.

In der Umgebung von Bernburg ist diese Abteilung vollständiger aufgeschlossen. Ihre unteren Bänke sehen wir in dem Steinbruch südlich der am Waldauer Friedhofe vorbeiführenden Straße nach Ilberstedt und im Merkelschen Steinbruche. Im erstgenannten Steinbruche beobachtet man von oben nach unten:

2,3 m Sandsteine von wechselnder Färbung, dessen Bänke 2—20 cm stark sind
1,6 » feinschiefrige Sandsteine in ganz dünnen Bänkchen mit eingeschalteten, linsenförmigen, bis 5 cm starken Sandsteinbänken, zu unterst stellenweise 10 cm starke rotbraune Letten
10,0 » helle Sandsteine in Bänken bis 30 cm Stärke, herabgehend bis 1 cm Alle Bänke keilen sich nach allen Richtungen aus, bilden also sehr große, ineinander geschachtelte Linsen. Zwischen den Sandsteinen hellgrüne und rotbraune, 5—10 cm starke Lettenschichten, die teils auskeilend, teils sich gabelnd die Sandsteinbänke umschließen
2,0 » dickbankiger, heller, grauweißer oder grünlich-weißer, z. T. rotstreifiger Sandstein.

Auf den Schichtoberflächen begegnen uns Netzleisten, rote und grüne Tongallen, die bei der Verwitterung Glimmerblättchen hinterlassen und auch im Innern der Sandsteinbänke auftreten, ferner hirsekorngroße Körnchen von kohlensaurem Kalk oder kalkigem Sandstein und Reste von *Pleuromoia*.

Der Merkelsche Steinbruch östlich der Fuhne lieferte folgendes Profil von oben nach unten:

3,0 m dünnbankiger, hellgrauer oder blaßrötlicher Sandstein
0,3—0,4 » gelblicher bezw. rötlicher Sandstein, als »rote Bank« oder »Fuchs« bezeichnet, mit Fischzähnen
7,0 » dünnbankiger Sandstein wie oben
5,0 » dickbankiger Bausandstein, überwiegend weiß, einzelne Bänke bis 60 cm stark.

Aus diesem Bruche und zwar aus der untersten Bank stammen die zahlreichen, ausgezeichnet erhaltenen Schädel der Bernburger Saurier *Trematosaurus* und *Capitosaurus*, die sich hier zusammen mit ebenfalls häufigen Pleuromoiaresten finden.

Die obersten Schichten dieser Abteilung sind in dem Steinbruche hinter dem Waldauer Friedhofe aufgeschlossen und bestehen aus weißen, ziemlich dickbankigen Sandsteinen ohne Lettenzwischenlagen, in deren obersten 2 m sich zahlreiche Scheiben oder Linsen von Hirsekorn- bis Markstückgröße eines mit Kalkspat verkitteten Sandes finden, die infolge größerer Härte die abgewaschenen Oberflächen wie kleine Warzen überkleiden. Im übrigen sind die Sandsteine und Letten dieser Abteilung völlig frei von kohlensaurem Kalke; dagegen findet sich in den obersten Sandsteinen häufig Mangan, teils in Flecken, die eine getigerte Zeichnung des Sandsteins bewirken, teils in Form eines den Sandstein durchziehenden maschigen Netzwerkes.

Landbewohnende Saurier, Landpflanzen, und in 2 Horizonten Fische, die wir wohl als Süßwasserbewohner ansprechen dürfen, sind die einzigen organischen Reste des Mittleren Buntsandsteins unseres Gebietes. In Verbindung mit der vorherrschend sandigen Entwicklung des petrographischen Aufbaues lassen sie uns in dieser Abteilung eine Folge von Land- und Flußablagerungen erkennen, denen eine längere Lagunenperiode eingeschaltet ist. Die obere Abteilung könnte recht wohl in ihrer ganzen Mächtigkeit eine Dünenbildung darstellen.

Der Obere Buntsandstein oder Röt (so).

Der Röt bildet infolge der geringen Widerstandsfähigkeit seiner Gesteine zumeist Gebiete starker Abtragung und Erosion, liegt deshalb in Tälern und Geländefalten und ist außerdem meist mit erheblich mächtigem Diluvium bedeckt. Nur im Westen von Staßfurt, bei Hecklingen, wo er in breitem ostwestlichem Streifen ausstreicht, nimmt er auch am Aufbaue der eigentlichen Hochfläche teil, und ist dort durch mehrere sehr ausgedehnte Gruben in vortrefflicher Weise aufgeschlossen. Hier ließen sich mehrere Gesteinsreihen erkennen, als deren älteste grüne dolomitische Tone sowie Kalksteine und Dolomite mit *Myophoria fallax* erscheinen; neben ihnen, durch eine Verwerfung getrennt, lagert folgende Schichtenreihe:

1,0 m graublaue, feingeschichtete Tone
1,2 » grüne, nach oben gelb werdende, massige Tone
0,1 » dunkelgraue, feinschichtige Tonmergel
1,3 » grünliche Tonmergel
0,1 » feinschichtige hellgrüne Tonmergel
2,1 » grüne, feinschiefrige, dolomitische Tone
0,75» hellgrüne, feinsandige Tonmergel mit 2—8 cm starken, kalkfreien Sandsteinen
6,5 » feingebänderte, fette Tonmergel und feine, kalkhaltige Sande von weißer, grauer, gelblicher oder grüner Färbung
0,1 » roter Ton
0,3 » grüner Ton
1,0 » roter Ton

Ein anderer Aufschluß, ebenfalls wahrscheinlich in der unteren Abteilung des Röt stehend, zeigt 10—12 m mächtige graue und grünliche dolomitische Tonmergel, denen eine 1 m mächtige Partie eines teils roten, teils violetten Tonmergels eingeschaltet ist. Sowohl die roten wie die grünen Tone sind teils massig entwickelt, teils feinschiefrig.

Die obere Abteilung des Röt ist einförmiger ausgebildet und besteht aus teils roten, teils grünen, massigen Tonmergeln; die Färbung ist nur ganz allgemein an die Bank gebunden, im einzelnen aber häufigem Wechsel auch innerhalb der gleichen Schicht unterworfen. Die in den hangendsten Partien des Röt stehende große Grube zeigt in einer aufgeschlossenen Schichtenmächtigkeit von 24 m zu unterst dunkelblaugraue Tone mit Einlagerungen mehrerer roter und gelber Tonbänke und darüber rote und grüne massige Tone, in denen die Färbung in der gleichen Weise unregelmäßig verteilt ist, wie eben beschrieben.

Die chemische Untersuchung je eines roten und grünen Röttonmergels ergab folgendes:

	roter Ton	grüner Ton		roter Ton	grüner Ton
SiO_2	41,17	37,26	Na_2O . . .	1,20	2,01
Al_2O_3 . . .	16,38	15,02	P_2O_5	0,33	0,40
Fe_2O_3 . . .	6,00	5,52	CO_2	7,90	11,76
CaO	10,16	12,24	H_2O (bei 105°)	3,12	2,99
MgO	5,83	5,35	H_2O (über 105°)	4,42	4,24
K_2O	4,27	2,76		100,78	99,55

Die Färbung ist also im Gegensatz zu den Tonen des Unteren Buntsandstein unabhängig vom Eisengehalte. Eine Übereinstimmung besteht dagegen in dem Überwiegen des Kalis über das Natron und in dem dolomitischen Charakter der Carbonate. Für den Röt unserer Landschaft dürften als Ablagerungsgebiete in der Hauptsache Lagunen mit teils brackischem, teils marinem Wasser anzunehmen sein.

2. Die Muschelkalkformation.

Die allgemeine Gliederung des Muschelkalkes im Gebiete des nordöstlichen Harzvorlandes ist folgende:

mo_2	Schichten mit *Ceratites nodosus*		Oberer Muschelkalk
mo_1	Trochitenkalk bezw. seine Vertretung		
mm	Dolomite und dolomitische Mergel		Mittlerer Muschelkalk
mu_2	Schaumkalk (χ)	eingelagert in Wellenkalk	Unterer Muschelkalk
	Terebratelbänke (τ)		
	Oolithbänke (o)		
mu_1	Wellenkalk		
	Myophorienschichten		

Wir beginnen die Einzelbesprechung wieder mit den ältesten Schichten.

Der Untere Muschelkalk.

Die unterste Abteilung der sogen. Myophorienschichten ist in ausgezeichneter Weise im Steinbruche der Zementfabrik an der alten Waldauer Kirche und im benachbarten Steilufer der Saale bei Waldau unweit Bernburg aufgeschlossen. Zwischen den ältesten hier anstehenden Schichten und der oberen Grenze des nahen Röt können nur wenige Meter Schichtenmächtigkeit fehlen. Hier ließ sich von unten nach oben folgendes Profil beobachten:

1,5 m hellgraues, dolomitisches Tongestein
0,5 » heller Kalkmergel
3,8 » dunkelgraues, dolomitisches, eigentümlich knorpelig-brüchiges Tongestein
12,5 » ebenplattige Kalksteine mit *Pecten discites*, *Gervillia socialis*, *Myophoria* und *Turbonilla dubia*. In der Mitte dieser Abteilung senkrecht zerklüftete, Ba und Sr enthaltende dünnplattige Bänke mit *Monotis Albertii*. Diese Schichten führen Kalkbänke, die auf den

Schichtflächen von Fossilien strotzen, zeigen Wurmspuren, z. T. sandig-glimmerige Oberflächen und sind frei von Blasenräumen

0,7 m harter, grauer und gelber krystalliner Kalkstein mit *Myophoria vulgaris* und *Gervillia socialis*

3,8 » gelber und grünlicher dolomitischer Ton

1,0 » dickbankiges, gelbliches, sehr fein gebändertes, dolomitisches Tongestein

0,7 » grünlicher, dolomitischer Ton

1,0 » fester Dolomit

0,4 » feingestreifter, grau- und gelblich-brauner Ton

0,1 » Dolomit

0,6 » grünlicher Ton

0,3 » heller Dolomit

0,3 » grünlicher Ton

27,2 m

Die chemische Untersuchung je eines Dolomites und dolomitischen Mergels der Myophorienschichten hatte folgendes Ergebnis:

	Dolomit	Dolomit. Mergel		Dolomit	Dolomit. Mergel
SiO_2	9,90	22,78	Na_2O	0,32	1,66
Al_2O_3	1,94	8,81	SO_3	0,24	0,15
Fe_2O_3	1,20	4,08	P_2O_5	0,44	0,28
CaO	35,33	18,66	CO_2	35,13	25,02
MgO	11,25	9,54	H_2O (bei 105°) .	0,35	1,56
K_2O	1,62	3,22	H_2O (über 105°)	1,80	3,63

Unmittelbar über den obersten Schichten dieses Profils beginnt der Untere Wellenkalk. Er ist vorzüglich aufgeschlossen in dem eben genannten Steinbruche an der Waldauer Kirche, sowie in dem benachbarten großen Bruche der Solvaywerke; beide ergeben ein lückenloses, bis zum Oberen Wellenkalke hinaufreichendes Profil, welches von oben nach unten folgende Schichten aufweist:

Oolithbank des Oberen Wellenkalkes.

25,0 m Wellenkalk; 2,2 m unter der oberen Grenze liegt eine Bank mit großen Stücken von *Lima lineata*, mit *Amm. Buchi*, deren auf einer 3,2 qm großen Platte 13 Stück gezählt wurden, mit *Pecten discites* und schönen Rhizokorallien

3,2 » Wellenkalk mit Linsen von fossilreichen, krystallinischen, rot gefärbten Kalken

2,0 » Wellenkalk; im oberen Teile Bank mit *Naut. bidorsatus* und großen Gastropoden

0,2 m Konglomeratbank
8,3 » Wellenkalk, darin Bänke mit kleinen Gervillien. *Gervillia socialis*, *Anoplophora*, *Pecten discites*

28,7 m Gesamtmächtigkeit.

Im Eisenbahneinschnitte bei Hohenerxleben, der jetzt z. T. verbaut ist, war diese Schichtenfolge ebenfalls gut aufgeschlossen und zeigte folgendes ziemlich abweichendes Profil:

3,9 m Wellenkalk
0,1 » Gastropodenbank
9,7 » Wellenkalk
0,1 » Dentalienbank
7,1 » Wellenkalk
0,1 » S-förmig gefältelte Kalkbank 2
7,7 » Wellenkalk
0,1 » S-förmig gefältelte Kalkbank 1
1,8 » Wellenkalk

Myophorienschichten

30,6 m

Die sonst überall beobachtete Konglomeratbank fehlt auffälligerweise in diesem Aufschlusse. Die in dieser Bank auftretenden Gerölle bestehen aus sehr flach abgerollten Kalksteinen, was man besonders da gut beobachten kann, wo das Bindemittel der Gerölle aufgelöst und diese selbst frei geworden sind, wie im Bruche der Waldauer Zementfabrik. Am Fuße der Solvaygrube waren bei der Anlage eines Gewächshauses massenhafte Blöcke dieser Bank gebrochen worden, die zur Erbauung der das Grundstück umschließenden Mauer Verwendung fanden. In dieser Mauer läßt sich die Beschaffenheit der Konglomeratbank vorzüglich studieren. Mögen nun diese Gerölle vom fließenden Wasser oder von der Meeresbrandung erzeugt sein, was sich nicht unterscheiden läßt, auf jeden Fall deuten sie auf flaches Wasser und Küstennähe ihres Ablagerungsgebietes hin.

Der Obere Wellenkalk (mu_2).

1. Die Zone der Oolithbänke.

In der Gegend von Staßfurt ist diese Zone am besten in dem Steinbruche 300 m östlich der Straße Staßfurt-Förderstedt aufgeschlossen, wo man folgendes Profil beobachtet:

0,30 m	gelblicher Schaumkalk
0,10 »	Wellenkalk
0,70 »	Schaumkalk
0,36 »	dichter, grauer Kalk in mehreren Bänken
0,32 »	Schaumkalk
0,10 »	dichter, grauer Kalk
0,15 »	Schaumkalk
0,70 »	dichter, grauer Kalk mit Schaumkalklinsen
1,00 »	Wellenkalk
0,90 »	Schaumkalkbänke mit *Chemnitzia scalaris*
0,04 »	dichter Kalk
0,17 »	Schaumkalk mit *Chemnitzia*
1,00 »	dichter Kalkstein mit helleren Kalklinsen
0,50 »	Schaumkalk
0,10 »	Zwischenschicht
1,20 »	Schaumkalk
0,07 »	Wellenkalk
0,10 »	graublauer, krystalliner Kalk
0,33 »	Schaumkalk
0,40 »	dichter, grauer Kalk
0,33 »	Schaumkalk
8,87 m	

In dem Eisenbahneinschnitte an der Bodebrücke auf Blatt Nienburg besteht die Oolithzone aus zwei Gruppen fester Bänke, die durch 8,5 m Wellenkalk getrennt sind; die untere Gruppe α ist 2,5 m, die obere β 6 m mächtig. Im Steinbruche südwestlich von Amalienhof, nordwestlich von Nienburg, ist folgendes Profil der Oolithbänke aufgeschlossen:

10,00 m	Wellenkalk
0,40 »	rötlich gefärbter Schaumkalk
0,43 »	gelber Schaumkalk
0,65 »	abermals gelber Schaumkalk, in 2 Bänke von 37 und 28 cm zerfallend
0,65 »	grauer, fein-krystalliner Kalk
0,78 »	hellgrauer, krystalliner Kalk
0,28 »	dichter, hellgrauer Kalk
0,30 »	dichter, brauner Kalk
5,00 »	Wellenkalk
2,00 »	Schaumkalkbänke, bisweilen ganz auskeilend oder sich in mehrere dünne Bänke teilend
3,00 »	Wellenkalk
13,49 m	

Ein Steinbruch am westlichen Kartenrande des Blattes Nienburg, südlich vom Hohenerxlebener Kalkwerk, endlich ergab folgende Gesteinsfolge:

0,20 m	Bank eines dichten, hellen, splittrigen Kalksteins
1,00 »	Wellenkalk
0,60 »	plattiger, spätiger Kalk mit Schaumkalkbänken an der Basis
0,35 »	gelber, loser, dolomitischer Mergel
3,40 »	Schaumkalkbänke
0,35 »	gelber, schwach dolomitischer Mergel. Diese Bank keilt sich schnell aus
0,60 »	dickbankiger, hellgrauer, dichter Kalk
0,30 »	gelber, dolomitischer Mergel, rasch auskeilend und wieder einsetzend, nach der Seite fester werdend
6,70 »	Kalksteinbänke ohne Wellenkalkcharakter, darin eine Schaumkalkbank von 90 cm Stärke unter der Dolomitbank
13,60 m	

In der Nähe des Harzrandes in der Südwestecke des Blattes Güsten zeigt diese Zone, die hier in überkippter Lagerung auftritt, folgenden Aufbau:

0,6 m	Schaumkalk
0,6 »	Kalkstein
0,1 »	Schaumkalk
0,3 »	Kalkstein
1,9 »	Wellenkalk
0,3 »	Schaumkalk
0,25»	Wellenkalk
0,3 »	Schaumkalk
0,6 »	Wellenkalk
0,5 »	Hauptschaumkalkbank
0,3 »	Kalksteinplatten mit eingelagertem Wellenkalk
5,75 m	

Vielleicht ist hier nur die obere Abteilung der Zone aufgeschlossen, für deren Gliederung und Aufbau die angeführten 4 Beispiele genügen mögen.

Die Wellenkalke zwischen der Oolith- und der Terebratelzone sind 18—20 m mächtig und bestehen aus typischen Wellenkalken mit schräg geschichteten Bänken, denen linsenförmig braun- und gelbfleckige, an Gastropoden sehr reiche krystallinische Kalke eingelagert sind.

2. Die Zone der Terebratelbänke (τ).

Diese Zone ist auf den Blättern Staßfurt und Nienburg in mehreren Steinbrüchen gut aufgeschlossen und zeigte im einzelnen folgenden Aufbau:

1. Steinbruch der Hohenerxlebener Zementfabrik.

1,4 m	Schaumkalk	Obere Abt.
0,3 »	wulstiger blauer Kalk	
1,0 »	Wechsel von Schaumkalk und blauem, löcherigem Kalk	
1,15»	Wellenkalk	Untere Abt.
0,5 »	rötlicher Schaumkalk	
2,4 »	löcherige Kalke, untergeordnet mit schiefrigen Kalken. *Ter. vulgaris* häufig; wo die Terebratelkalke in reinen Schaumkalk übergehen, führen sie *Myophoria orbicularis*	
6,75 m		

2. Südöstlich von 1. am Wege Neugattersleben-Ilberstedt.

5,0 m	Wellenkalk
2,7 »	Schaumkalk mit linsenförmigen Einlagerungen von Löcherkalk (Ob. Abt.)
1,6 »	Wellenkalk, darin eine Schicht mit Tausenden von *Omphaloptychia gregaria* und *Terebratula vulgaris*
0,36»	Schaumkalk
1,3 »	Wellenkalk
2,2 »	dickbankige, helle Löcherkalke mit Schaumkalkeinlagerungen von 40 cm Stärke und *Ter. vulgaris* 80 cm über den tiefsten Schaumkalkbänken (Unt. Abt.)
8,16 m	

3. Alter auflässiger Steinbruch zwischen 1 und 2.

1,00 m	plattiger Schaumkalk (Ob. Abt.)	
1,50 »	Wellenkalk	
0,4—0,75 »	Schaumkalk	
0,55 »	Wellenkalk	Untere Abt.
0,10 »	Schaumkalk	
0,80 »	plattige Kalke mit einzelnen dünnen Schaumkalkbänken	
0,20 »	Löcherkalk	
0,70 »	Schaumkalk	
5,60 m		

Ter. vulgaris fand sich in der Bank über dem Löcherkalk und in der unmittelbar darüber folgenden Schaumkalkbank.

4. Steinbruch nordwestlich von Nienburg (Zementfabrik).

15,0 m Wellenkalk

2,7 » Wechsel von Schaumkalk und wulstigen Kalken (Ob. Abt.)
2,0 » Wellenkalk mit *Terebr. vulgaris*, *Mytilus*, *Ostrea complicata* und *Lima lineata*
2,1 » untere Abteilung der Terebratelbänke (Unt. Abt.)

6,8 m

Die Mächtigkeit der Zone schwankt demnach zwischen 5,6 und 8,1 m und es läßt sich überall eine Zweiteilung erkennen, die durch Einschaltung eines 1—2½ m mächtigen Paketes von Wellenkalk bedingt ist.

Der Wellenkalk zwischen der Terebratelzone und der Zone der obersten Schaumkalkbänke besitzt 15 m Mächtigkeit und zeigt keine erwähnenswerten Eigenschaften.

3. Die Schaumkalkzone (χ) einschließlich der Schichten mit *Myophoria orbicularis*.

Der Steinbruch an der Staatsbahn zwischen Löbnitz und Brumby bietet folgendes Profil dieser Zone:

Dolomit des Mittleren Muschelkalkes
0,90 m harte Kalksteinbänke
0,60 » dünnplattige Kalksteine
1,12 » dickbankige Löcherkalke
1,43 » Wellenkalk
0,12 » Krinoidenkalk
0,45 » Wellenkalk
0,30 » Krinoidenkalk
0,65 » Schaumkalk
0,15 » Krinoidenkalk
0,50 » Schaumkalk
Wellenkalk

6,22 m

In den Steinbrüchen westlich und südwestlich von Förderstedt sieht man folgende Schichten:

a) Nördlich der Marbe.

2,0 m Wellenkalk
0,2 » Krinoidenkalk
0,8 » Wellenkalk

1,6 m Schaumkalk in festem Zusammenhang und in mehrere Bänke gesondert
6,0 » Wellenkalk mit eingelagerten plattigen Kalken, z. T. krystallinisch, reich an Gastropoden mit einer Dentalienbank.

b) Südlich der Marbe.

Dolomit des Mittleren Muschelkalkes
2,75 m ebenplattige Kalksteine
2,00 » Schaumkalk, aus 4—5 Bänken bis zu 0,5 m Stärke bestehend, mit zahlreichen Fossilien.

Der Steinbruch unmittelbar nördlich von dem Dorfe Borne auf Blatt Atzendorf zeigt:

Dolomit des Mittleren Muschelkalkes
0,20 m muschelreiche, etwas schaumige Bank
0,80 » dünnplattiger Kalk
0,10 » Krinoidenkalk
3,20 » Wellenkalk
0,45 » weißer Schaumkalk
0,75 » Wellenkalk
0,30 » Krinoidenkalk
1,00 » Wellenkalk
0,70 » dickbankiger, dichter, blauer Kalk mit wulstigen Schichtflächen

7,50 m

Der Steinbruch 2 km südöstlich von Biere zeigt die Zone in einer Mächtigkeit von 11 m in der gleichen Gliederung.

Bezeichnend für die demnach 6—11 m mächtige Zone ist eine Zweiteilung durch zwischengeschaltete Wellenkalke und das Auftreten von 1—3 Bänken, die im wesentlichen aus rundstieligen Krinoidengliedern aufgebaut sind.

Die Lückenlosigkeit der Aufschlüsse des Unteren Muschelkalkes gestattet eine sehr genaue Mächtigkeitsbestimmung, die sich zu durchschnittlich 120 m ergibt.

Der Mittlere Muschelkalk (mm).

Der Mittlere Muschelkalk hat sich in Bohrungen 50 m mächtig erwiesen. Aufschlüsse durch die ganze Abteilung sind nicht vorhanden, die ziemlich zahlreichen Steinbrüche auf den Blättern Atzendorf, Staßfurt, Calbe und Nienburg, in denen seine Schichten entblößt sind, zeigen immer nur die untersten

15—20 und die obersten 5 m der Stufe, so daß der größere Teil ihrer oberen Hälfte der Beobachtung nicht zugänglich ist. Die unteren Schichten bestehen zwischen Staßfurt und Förderstedt aus:

6,00 m grünlich-gelblichem und blauem, dolomitischem Mergel
1,00 » dünnschiefrigem, grauem Dolomit
1,00 » dickbankigem, löcherigem Dolomit, dessen Hohlräume mit Kalkspat ausgekleidet sind
3,75 » ebenplattigem, feinstreifigem Dolomit.

Darunter folgen plattige Kalksteine des Unteren Muschelkalkes.

In dem sogenannten alten fiskalischen Bruche bei Nienburg, in dem jetzt das städtische Wasserwerk sich befindet, stehen in einer Mächtigkeit von 14 m oben gelbe, unten bläuliche, oben mürbe und z. T. tonig verwitterte, unten erheblich festere Dolomite an. Die einzelnen Bänke besitzen Mächtigkeiten bis zu 15 cm, nur die untersten 4—6 m zeigen stärkere, bis zu 60 cm anschwellende Bänke. Alle Schichten sind von ausgezeichneter Ebenplattigkeit.

Ebensolche ebenplattigen und dickbankigen Dolomite lagern im obersten Teile des Mittleren Muschelkalkes unmittelbar unter den Vertretern des Trochitenkalkes im Steinbruche der Zementfabrik Glöthe.

In den Steinbrüchen bei Borne auf Blatt Atzendorf sind ebenfalls die unteren Bänke dieser Abteilung aufgeschlossen. Auch hier sind es ebenplattige Dolomite, die unten blau, oben gelb gefärbt sind und in gewissen 20—30 cm starken Bänken zahlreiche Hohlräume enthalten; diese sind in den blauen Kalken mit Kalkspat ausgekleidet, in den gelben dagegen hohl. Ursprünglich waren diese Hohlräume jedenfalls mit Anhydritknollen gefüllt.

Fossilien wurden nur bei Förderstedt in einer dünnen, den dolomitischen Mergeln eingelagerten, nicht dolomitischen Kalksteinbank beobachtet, und zwar unbestimmbare Querschnitte von Gastropoden und Bivalven.

Der Obere Muschelkalk (mo).

Gute Aufschlüsse des Oberen Muschelkalkes sind in unserem Gebiete beschränkt auf die Umgebung von Förderstedt, Glöthe und Üllnitz, da wo die Blätter Staßfurt, Calbe, Atzendorf und Nienburg zusammenstoßen. Die Stufe besteht, wie überall in Nord- und Mitteldeutschland, aus zwei Abteilungen, nämlich dem Trochitenkalk mo_1 und den Tonplatten mit *Ceratites nodosus* mo_2.

1. Der Trochitenkalk (mo_1).

In dem großen Steinbruche der Zementfabrik Glöthe ist die Stufe des Trochitenkalkes vollständig aufgeschlossen und zeigt folgende Entwicklung:

0,6 m	krystallinische Kalksteinbänke
0,7 »	dünnplattige, flaserige Kalke
0,6 »	festen, krystallinischen Kalk in 3 Bänken
1,0 »	tonigen, dünnplattigen Kalk
0,8 »	starke Bänke krystallinischen Kalkes
1,8 »	dünnplattigen Kalk
1,0 »	krystallinischen Kalk, auf Hohlräumen Kalkspatkrystalle
	Dolomit des Mittleren Muschelkalkes
6,5 m	

Der zweite Punkt, an dem die Stufe in vollkommen derselben Entwicklung in mattschimmernden, dickbankigen, krystallinischen Kalken angetroffen wurde, liegt in der SW-Ecke des Blattes Güsten nahe dem Harzrande, wo die Schichten in überkippter Lagerung auftreten.

In der untersten Bank findet sich auch eine Schicht in konglomeratischer Entwicklung. Diese unterste Bank schließt sich durch Fossilienarmut und Blasenhohlräume noch an den Mittleren, dagegen durch ihre Stärke und ihre nicht dolomitische, sondern rein kalkige Entwicklung mehr an den Oberen Muschelkalk an, so daß sie noch zum letzteren gezogen wurde. 2 m über ihr führt der Kalk Hornsteinknollen.

In der oberen Abteilung der Stufe wurde *Nautilus* beobachtet und in ihrem allerobersten Teile ein feinkörniger Oolith mit Glaukonitgehalt und mit *Lima striata* und *Acrodus*. Die für

diese Stufe sonst so überaus bezeichnenden gewaltigen Anhäufungen von Krinoidenstielgliedern fehlen in unserem Gebiete durchaus, obwohl schon in geringer Entfernung im Westen, am Hakel zwischen Egeln und Heteborn, die Stufe in ihrer ganzen Entwicklung aus Trochitenkalken besteht. Es müssen gerade in unserem Gebiete Bedingungen geherrscht haben, die der Entwicklung dichter Krinoidenrasen ungünstig waren, während, wie wir gesehen hatten, am Ende des Unteren Muschelkalkes in der Schaumkalkperiode in mehrmaliger Wiederholung solche Rasen sich bilden konnten.

2. Die Schichten mit *Ceratites nodosus* (Tonplatten) mo_2.

Sie bestehen, wie die ausgezeichneten Aufschlüsse der Förderstedter und Glöther Zementfabriken zeigen, aus einer Folge von Mergeln mit eingelagerten plattigen Kalken, die sich unmittelbar auf die dicken, krystallinischen Kalksteinbänke des Trochitenkalkes nach oben auflagern. In den Brüchen der Glöther Fabrik sind sie noch 2—10 m mächtig aufgeschlossen und man beobachtet hier in ziemlich regelmäßigen Abständen 20 Bänke von je 10—30 cm starken Kalksteinen, die innerhalb dünnplattiger oder tonig-mergeliger Kalke eingelagert sind. Die oberen 5—6 m dieser Schichtenfolge sind gelb oxydiert, während die unteren blau gefärbt sind und mit scharfer, fast genau horizontal verlaufender, offenbar dem früheren Grundwasserstande entsprechender, spitz durch die Schichtung hindurch verlaufender Grenze abschneiden. In dem Steinbruch der Förderstedter Zementfabrik (Blatt Staßfurt) sind die unteren Bänke von blaugrauer Farbe, die oberen ebenfalls gelb oxydiert, aber die Grenze der Oxydationszone bleibt hier nicht überall gleich weit von der Oberfläche entfernt, sondern verläuft etwas wellig. Im südöstlichen Teile des Aufschlusses liegt die obere Grenze des nicht oxydierten, also blauen Kalkes nur 2 m unter dem hier überall 5—6 m mächtigen Diluvium. Die in diesem Aufschluß beobachtete Mächtigkeit des Oberen Muschelkalkes beträgt etwa 16 m,

und zwar besteht er aus ebenplattigen Kalkbänken von durchschnittlich 15 cm Stärke mit zwischengelagerten dünnplattigen oder mergeligen Schichten. An Fossilien wurden beobachtet: *Terebratula vulgaris, Placunopsis, Lima striata, Gervillia socialis,* eine kleine *Corbula, Turbonilla dubia, Omphaloptychia gregaria, Pecten discites, Ceratites nodosus, Gervillia costata, Anoplophora musculoides, Myophoria transversa,* sowie Fischzähne und Fischschuppen, letztere beide besonders in einer kleinen Konglomeratbank. In den tonigen Gesteinen finden sich Gipskrystalle und in den plattigen Kalken Drusen, die mit Kalkspat ausgefüllt sind und etwas Kupferkies führen.

Die Mächtigkeit des Oberen Muschelkalkes beträgt etwa 50 m, wie sich aus Tiefbohrungen ergeben hat.

3. Die Keuperformation.

Nur die untere und mittlere Abteilung, die Lettenkohle (ku) und der Gipskeuper (km) sind in unserem Gebiete vertreten, während der obere Keuper vollständig der Abtragung anheimgefallen ist, falls er hier überhaupt entwickelt war. Erst ziemlich weit nordwestlich von unserem Gebiete, in der Gegend von Oschersleben, tritt er auf.

1. Der Untere Keuper oder die Lettenkohle (ku)

tritt nur südlich von Grimschleben gegenüber der Stadt Nienburg am östlichen Steilufer der Saale an die Oberfläche. Er besteht hier nach B. Dammer's Darstellung aus grauen, überaus feingeschichteten bröckeligen Letten und dünnen Sandsteinbänkchen, denen zuweilen gering mächtige Kalksteinlagen eingeschaltet sind. In den hangenden Partien enthält er ein Flözchen unreiner, vorwiegend mulmiger Steinkohle. Nach oben hin wird er durch die etwa 2 m mächtige Bank des derben, gelben Grenzdolomits abgeschlossen.

2. Der Mittlere oder Gipskeuper (km).

Die in unserem Gebiete auftretenden Gipskeuperschichten

lassen im Gegensatze zur älteren Trias keine vollständige Gliederung zu, da die Aufschlüsse wenig zahlreich und viel zu zerstreut sind. Die meisten und besten Aufschlüsse bietet die Umgebung von Nienburg, wo außer dem Grenzdolomit weiße Sandsteine, rote und grüne, kalkhaltige oder dolomitische feinschiefrige Tone, rote und grüne massige Tone sowie Gips auftreten. Am besten sind die beiden letztgenannten Gesteine aufgeschlossen. Die roten und grünen massigen Tone werden in einem Steinbruche an der Eisenbahnbrücke über die Bode als Zuschlag zur Zementherstellung ausgebeutet. Sie bilden hier Bänke von wenigen Zentimetern bis zu $^3/_4$ m Stärke, zerfallen beim Trocknen in eckige Bruchstücke, sind teils kalkfrei oder schwach kalkig oder dolomitisch, teils recht kalkreich und enthalten grünliche Knauern, die aus Gips bestehen und mit kleinen Kalkspatkrystallen ausgekleidete Blasenräume einschließen. Ihre Mächtigkeit beträgt etwa 35 m und ihre chemische Zusammensetzung ist folgende:

SiO_2	28,91	SO_3	Spur
Al_2O_3	16,42	P_2O_5	0,35
Fe_2O_3	5,52	CO_2	17,35
CaO	15,84	H_2O unter 105°	1,84
MgO	4,90	H_2O über 105°	4,13
K_2O	3,01		99,29
Na_2O	1,02		

Die gleichen Gesteine sind in der Nähe der Glöther Zementfabrik bei Üllnitz aufgeschlossen, wo sie große Gipskrystalle enthalten.

Der Gips ist in einem großen jetzt aufgelassenen Bruche im Dorfe Altenburg südlich von Nienburg aufgeschlossen. Hier stehen weiße Gipsmassen an, die durch zahllose Einlagerungen roter Letten aufs feinste gestreift und gemustert sind; der gesamte Gips dürfte vollständig umkrystallisiert sein. Ein weiteres Gipslager dieser Stufe wurde in der südwestlichen Ecke des Aufnahmegebietes westlich von Freckleben, ein drittes am Friedhofe von Gr. Alsleben südlich von Oschersleben beobachtet.

4. Die Tertiärformation.

Von Gliedern der Tertiärformation sind in unserem Gebiete vertreten:

a) Die eocäne Braunkohlenformation.
b) Das Unteroligocän.
c) Das Mitteloligocän.

a) Die eocäne Braunkohlenformation.

Ihr stratigraphischer Aufbau ist nur zum kleinen Teile durch Tagesaufschlüsse, zum größeren durch Bohrungen bekannt. Die verschiedenen, zwischen Magdeburg und dem Harze auftretenden braunkohlenführenden Gebiete haben zwar ursprünglich, wenigstens teilweise, eine größere Flächenausdehnung besessen, aber wahrscheinlich niemals eine zusammenhängende Decke gebildet. Dafür spricht am besten die Verschiedenartigkeit der petrographischen Entwicklung in den einzelnen Becken. In demjenigen von Calbe, welches sich bis zur Elbe und im Norden bis Schönebeck erstreckt, lassen sich zwei Braunkohlenhorizonte unterscheiden, ein oberer, der unmittelbar unter dem marinen Oligocän liegt, und ein unterer, der bis nahe an die Unterkante der Formation hinabreicht. Ein gutes Profil durch den unteren Teil der Braunkohlenformation gibt die Bohrung auf der Domäne Gottesgnaden bei Calbe.

Bohrloch Domäne Gottesgnaden bei Calbe.

Tiefe in Metern		
0— 1,4	Aufgeschütteter Boden	
1,4 — 2,0	Schlick	Alluvium
2,0 — 10,6	Steiniger Kies (Saalekies)	»
10,6 — 37,9	Dunkelgrauer, sehr harter Geschiebemergel, von oben an kalkhaltig	Diluvium
37,9 — 39,75	Grauer und brauner kalkfreier Ton	Eocän
39,75— 40,25	Braunkohle	»
40,25— 40,45	Hellbrauner Ton	»
40,45— 41,30	Braunkohle	»
41,30— 42,0	Dunkelbrauner Kohlenletten	»
42,0 — 44,0	Hellgrauer Ton	»
44,0 — 46,0	Brauner, feinsandiger Ton	»
46,0 — 47,0	Hellgrauer Ton	»

47,0 — 48,32	Brauner Ton	Eocän
48,32— 48,62	Braunkohle	»
48,62— 49,37	Hellbrauner Ton	»
49,37— 49,87	Braunkohle	»
49,87— 51,0	Hellbrauner, fetter Ton	»
51,0 — 52,0	Dunkelbrauner, fetter Ton	»
52,0 — 56,7	Hellgrauer, fetter Ton	»
56,7 — 57,0	Hellbrauner, fetter Ton	»
57,0 — 65,5	Braunkohle	»
65,5 — 67,0	Hellbrauner, feinsandiger Ton	»
67,0 — 67,8	Hellgrauer, sandiger Ton	»
67,8 — 68,18	Mittelkörniger, dunkelgrauer Sand	»
68,18— 68,33	Brauner Ton	»
68,33— 71,20	Braunkohle	»
71,20— 76,0	Hellgrauer, sandiger Ton	»
76,0 — 77,0	Hellgrauer, fetter Ton	»
77,0 — 81,5	Hellgrauer, sandiger Ton	»
81,5 — 83,5	Braunkohle	»
83,5 — 84,0	Brauner Ton	»
84,0 — 85,14	Hellgrauer Ton	»
85,14— 89,62	Braunkohle mit Schmitzen von braunem Kohlenletten	»
89,62— 90,42	Brauner Ton	»
90,42— 92,1	Hellgrauer Ton	»
92,1 — 94,1	Braunkohle	»
94,1 — 96,4	Brauner und hellgrauer Ton	»
96,4 — 96,5	Grauer, mittelkörniger Sand, z. T. durch Schwefelkies verkittet	»
96,5 — 97,1	Brauner, sandiger Ton	»
97,1 — 98,1	Sand mit Schwefelkies, wie oben	»
98,1 — 99,0	Brauner, sandiger Ton	»
99,0 —100,3	Brauner Ton	»
100,3 —100,8	Braunkohle	»
100,8 —101,36	Brauner Ton	»
101,36—101,76	Grauer, mittelkörniger Sand mit Schwefelkies, wie oben	»
101,76—103,04	Brauner Kohlenletten	»
103,04—103,51	Grauer, mittelkörniger Sand mit Schwefelkies, wie oben	»
103,51—104,4	Grauer, sandiger Ton	»
104,4 —108,8	Hellgrauer, fetter Ton	»
108,8 —112,0	Grünlicher Schieferton	Unt. Buntsandstein
112,0 —112,5	Rötlicher Schieferton	» »
112,5 —113,44	Grünlicher Schieferton	» »

Das mächtige obere Flöz ist hier durch glaziale Erosion vollkommen zerstört; die übrig gebliebene, immer noch 71 m Mächtigkeit besitzende Schichtenfolge besteht ganz überwiegend

aus Tonen (46,96 m), denen 5 dünne Sandbänkchen von zusammen 2,35 m Mächtigkeit, sowie 10 Kohlenflöze von zusammen 22,5 m Mächtigkeit, darunter je eines von 8,5 und 4,5 m eingeschaltet sind.

Ähnliche Ergebnisse zeigt die Bohrung Tippelskirchen, etwas südlich von der vorigen gelegen, in welcher die Braunkohlenformation 91,6 m mächtig durchbohrt ist. Davon bestanden 70 m aus Ton, 13,16 m aus Sand in 5 Bänken und 8,50 m aus Braunkohle in 5 Flözen.

Das Oberflöz, welches bis 26 m Mächtigkeit erreicht, ist nördlich von Calbe bis zur Grube Alfred verbreitet, verschwindet dann aber und wird weiter im Norden durch ein 10—15 m tieferes Flöz ersetzt, auf welchem die Grube Neue Hoffnung bei Pömmelte baut.

Im nordwestlichen Teile des großen Calbeschen Braunkohlenbeckens bei Gr. Mühlingen-Eggersdorf lagern 3—5 Flöze, von denen nur das oberste bauwürdig ist; nach Süden schließen sie sich zu einem einzigen Flöze von 2—8 m Mächtigkeit zusammen.

Südlich von Bernburg greift von Ilbersdorf bis Peißen das ausgedehnte Cöthener Braunkohlenbecken in unser Gebiet ein. Es lassen sich allein auf dem Meßtischblatte Bernburg vier Einzelmulden unterscheiden, in denen 2—3 mächtigere, bauwürdige Flöze auftreten, die durch abwechselnde Lagen von Sand und Ton (z. T. Kapselton) getrennt werden. Diese Zwischenschichten können 30—50 m Mächtigkeit erlangen.

Ein drittes Braunkohlenbecken liegt bei Güsten und Rathmannsdorf. In ihm tritt nur ein Flöz von 4—6 m Mächtigkeit auf, welches von grauen, braunen und weißen, vielfach Schwefelkies führenden Tonen und feinen, weißen und grauen Sanden unterlagert wird.

Zwei Braunkohlenbecken liegen beiderseits des Staßfurter Sattels, finden aber bereits 1—2 km nördlich von Staßfurt ihr südliches Ende. Im westlichen Becken ist das Schichtenprofil außerordentlichem Wechsel unterworfen: bald tritt nur ein Flöz mit 15—23 m Mächtigkeit auf, bald schalten sich Zwischenmittel

in wechselnder Zahl ein, so daß bis zu 8 Flözen sich entwickeln. Die Zwischenmittel bestehen aus feinen, braunen, tonigen Sanden, die Liegendschichten aus hellen oder dunkeln Sanden sowie aus schwarzgrauen und weißen Tonen, die Hangendschichten, soweit sie nicht schon oligocänen Alters sind, aus schwarzgrauen und gelbgrauen, meist sandigen Tonen.

Das östliche Randbecken des Staßfurter Sattels enthält 3—4 Flöze, die durch Zwischenmittel aus weißgrauen und braunen Tonen und aus dunkeln, z. T. Schwefelkies führenden Sanden getrennt sind.

Die großartigsten Aufschlüsse der eocänen Braunkohlenformation liegen in der Südostecke des Blattes Kochstedt in den gewaltigen Tagebauen von Frohse und Nachterstedt. Der erstere ist in hohem Maße verfallen, der letztere dagegen zeigt auch heute noch die Schichten einer 100 m mächtigen Gesteinsfolge in vorzüglichen Aufschlüssen.

Ich habe im Juni 1910 eine genaue Grundriß- und Profilaufnahme der Grube, erstere in 1:4000, letztere in 1:1000 angefertigt, die sich auf heute längst unter mächtigem Abraum verstürzte Gebiete beziehen, und gebe in Abb. 1 und 2 im Maßstabe 1:6000 bezw. 1:2500 beide deshalb wieder, weil sie unwiederbringlich verlorene, dabei aber höchst lehrreiche Verhältnisse und Beziehungen, besonders der diluvialen Deckschichten, offenbaren. Abb. 3 gibt ein Spezialprofil durch den terrassierten Abbau im Maßstabe 1:1000. Die Altersfolge der aufgeschlossenen Schichten von oben nach unten ist folgende:

1—1,5 m	Löß	Glazial III
1—1,5 »	Geschiebemergel (dm)	Glazial II
12 »	hercynischer Schotter (δig)	Interglazial I
4,5 »	glazialer Sand und Kies (δg)	Glazial I
13—14 »	Bändertonmergel (δh)	»
4 bezw. ½ »	Geschiebemergel bezw. Blockpackung (δm bezw. δG)	»
3 »	Ton mit Geröllsohle (bouϑ)	Unteroligocän
12 »	Sand mit Sandsteinknollen (beσ)	Eocän
40 »	Braunkohle (be$\varkappa$) mit 2 Tonmitteln	»
8 m +	Ton des Liegenden	»

Abb. 1. Grundriß des Tagebaues.

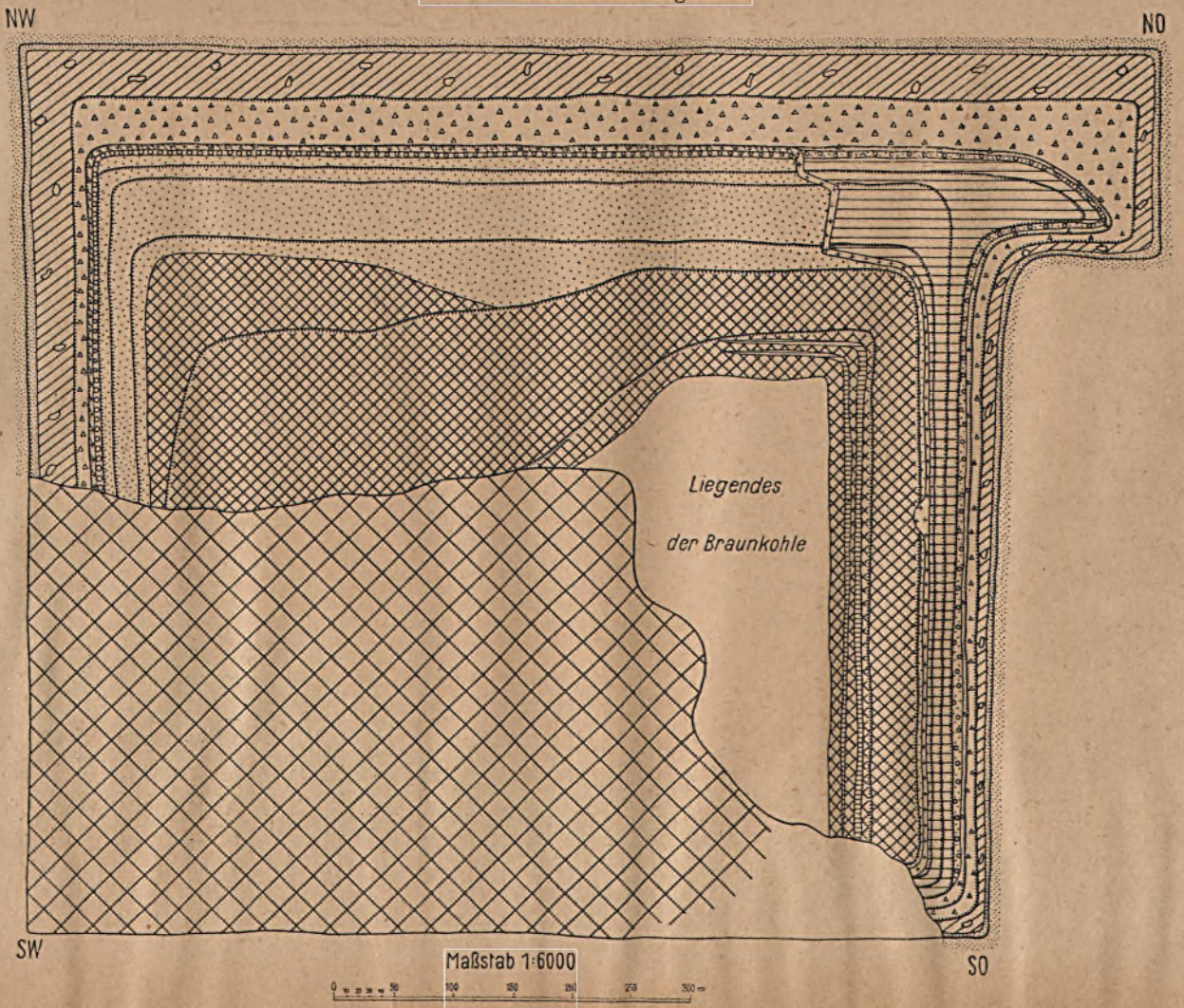


Abb. 2. Profil des östlichen Teiles der Nordwand.

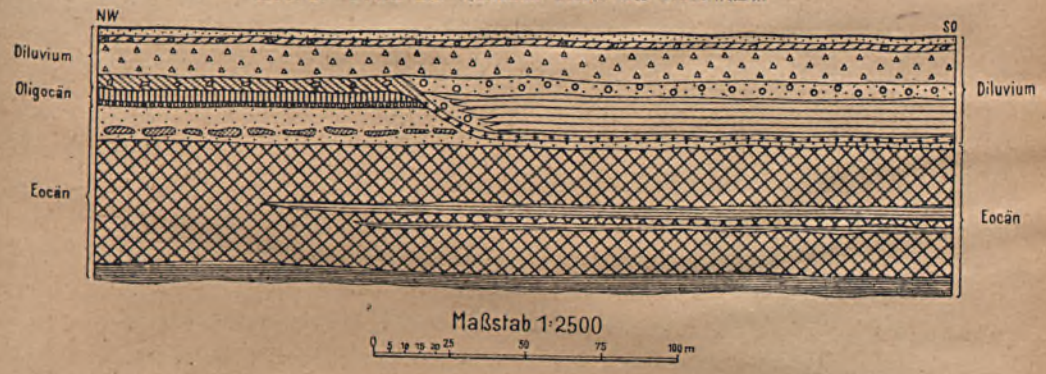
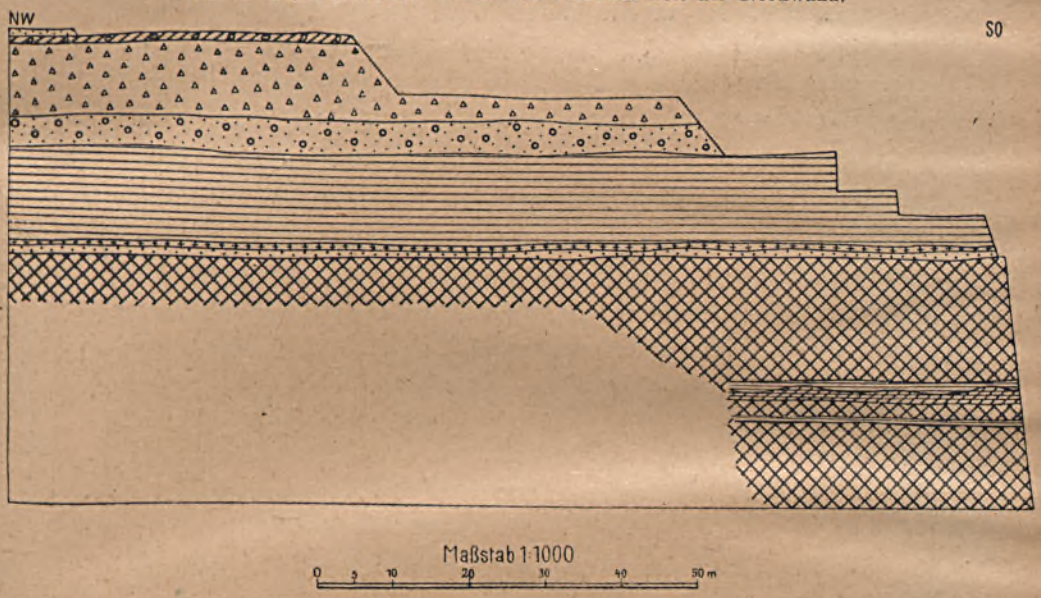


Abb. 3. Nord-Süd-Profil durch den östlichen Teil der Nordwand.



Danach sind in unserem Profile 2 tertiäre und 4 diluviale Stufen vertreten und der Aufschluß lehrt uns folgende Entwicklung des Gebietes. Die in einem Senkungsfelde sich vollziehende Flözbildung fand ihren Abschluß durch eine Invasion mächtiger Sandmassen, die durch Korngröße und Art der Schichtung sich mindestens zum größeren Teile als alte Dünen zu erkennen geben. Über sie hinweg transgredierte das oligocäne Meer und lagerte zunächst ein Transgressionskonglomerat und hierauf dunkelbraune, schwach kalkige Tone ab, die nach Westen hin in ihren unteren Teilen sandiger werden, hellere gelbliche Töne annehmen und schließlich in intensiv grün gefärbte, aber immer nur dünne Lagen bildende Sande übergehen. Es ist wahrscheinlich, daß über diesem Unteroligocän auch der Septarienton noch zur Ablagerung gelangte, aber während der späteren Abschnitte der Tertiärzeit, besonders im Pliocän wieder erodiert wurde. Diese Denudationsebene fand das erste Inlandeis vor und überkleidete sie mit einer Grundmoränendecke, in welcher außerordentlich zahlreiche, schön gekritzte einheimische Kalksteingeschiebe auftreten. 30—40 % aller Geschiebe bestehen aus Oberem Muschelkalk mit *Pecten discites* und Fischzähnchen; außerdem finden sich ungefähr ebenso zahlreiche krystallinische nordische Gesteine, und den Rest bilden tertiäre Kalksteinkonkretionen mit marinen Fossilien, Rogensteine, Knollensteine und große Danien-Feuersteine. Dagegen scheinen die Sandsteine des Mittleren Buntsandsteins, die sonst im glazialen Diluvium des Harzvorlandes stellenweise recht häufig sind, hier völlig zu fehlen.

In der ersten Eiszeit entstand, wahrscheinlich subglazial, eine breite, 16—18 m tiefe Auswaschungsrinne, die durch die unteroligocänen und eocänen Schichten bis fast auf das Kohlenflöz hinabreichte. Durch die Schmelzwasser, die dieses Tal erodierten, wurde zugleich die Grundmoräne ihrer tonig-sandigen Beimengungen beraubt und in eine $^1/_2$ m mächtige Blockpackung umgewandelt. In der Mitte der östlichen Grubenwand war in die Sohle dieses Erosionstales noch eine bis 9 m Tiefe erlangende

Schlucht eingeschnitten, die völlig mit Blockpackungen erfüllt war. Ihre Entstehung scheint durch senkrecht herabstürzende Schmelzwasser veranlaßt zu sein. Bei dem Rückzuge des Inlandeises wandelte sich die subglaziale Rinne in ein Staubecken um, in welchem feingeschichtete Tonmergel zur Ablagerung gelangten, die seitlich, d. h. in einer schmalen, etwa 15 m breiten Zone am Rande des Beckens mit diluvialen kalkhaltigen Sanden in auskeilender Wechsellagerung verzahnt sind. Den Schluß der Beckenausfüllung bilden 4—5 m mächtige glaziale Sande und Kiese, die kalkhaltig sind. Eine an ihrer oberen Grenze stellenweise zu beobachtende Oxydationszone deutet darauf hin, daß sie vor Beginn der nächsten Schicht eine Zeitlang an der Oberfläche lagen und der Verwitterung ausgesetzt waren.

Nun folgt mit übergreifender Lagerung eine 12 m mächtige Folge von Schottern, die ausschließlich aus Harzgesteinen bestehen, völlig frei sind von Feuersteinen und andern nordischen Beimengungen, und sich von den im Liegenden folgenden Schottern außerdem noch durch ihre Kalkfreiheit unterscheiden. Daß diese Kalkfreiheit nicht auf Verwitterung zurückzuführen ist, wird bewiesen durch ihr Zusammenfallen mit der Abwesenheit nordischer Beimengungen und durch die Geradlinigkeit ihrer unteren Grenze. Diese Schotter kann ich nur als älteres Interglazial auffassen. Sie werden von einer nur wenig mächtigen kalkhaltigen Grundmoräne, einem typischen Geschiebemergel der für unser Gebiet letzten Vergletscherung überlagert, auf den sich dann als Vertreter der überhaupt letzten nordischen Vereisung die dünne, aber ungeheuer weit verbreitete Lößdecke legt.

b) Das Unteroligocän.

Es tritt in recht mannigfaltiger petrographischer Entwicklung auf, die aber teilweise nicht anstehend, sondern nur durch große, im Diluvium schwimmende Schollen bekannt ist. Als strandnahe Bildung kann man die Glaukonitsande betrachten, die, nur wenige Meter mächtig, an mehreren Stellen, so bei Lattorf, auf der Grube Alfred bei Tornitz, und bei Löderburg

eine außerordentlich reiche, Hunderte von Arten umfassende Fauna geliefert haben, die v. Koenen eingehend beschrieben hat. Die Gastropoden überwiegen; neben ihnen finden sich zahlreiche Bivalven und Foraminiferen und vereinzelte Vertreter der Brachiopoden, Echinodermen, Bryozoen, Würmer, Cephalopoden und Fische. Etwas küstenferner dürften fossilienreiche Mergel mit eingelagerten Kalksteinbänken sein, wie sie in dem südlichen Teile der Endmoräne der Wartenberge bei Calbe als wurzellos im Diluvium schwimmende Scholle von fast 100 m Länge und 1—2 m Mächtigkeit auftreten. Eine dritte, in bezug auf Küstennähe vielleicht zwischen beiden stehende Gesteinsentwicklung zeigen die fossilienreichen Glaukonitmergel, wie sie auf Grube Alfred und im Gebiete der Eggersdorfer Braunkohlengruben beobachtet sind. Die Mergel der Wartenberge haben eine in der Erläuterung zu Blatt Calbe aufgezählte Fauna von 29 Arten ergeben.

Die heutige Verbreitung des Unteroligocäns ist durch nachträgliche Denudation seiner wenig mächtigen und nicht widerstandsfähigen Gesteine arg eingeschränkt. Für die früher größere Verbreitung zeugen die Massen von glaukonitischen Sanden, die in Spalten der Triasgesteine eingespült und so erhalten wurden. Solche Vorkommen wurden bei Nienburg und Bernburg in den Klüften des Muschelkalkes beobachtet und zuerst von Merkel und v. Fritsch (1897) beschrieben.

c) Das Mitteloligocän.

Es besteht ausschließlich aus dem Septarienton und bildet den Abschluß der Tertiärablagerungen unseres Gebietes. Es ist ein graugrüner oder bräunlicher, meist kalkhaltiger, sehr fester Ton, der häufig Kalkkonkretionen von bis 2 m Durchmesser enthält. Der Fossilieninhalt ist nicht gerade reichlich, aber ausreichend zur sicheren Altersbestimmung. Insbesondere ist *Leda Deshayesiana* Nyst. allenthalben angetroffen. Der in unserem Gebiete nur noch 15 bis höchstens 30 m mächtige Septarienton findet sich im Löderburger, Rathmannsdorfer und Calber Ter-

tiärbecken, fehlt im Cöthener, Unseburger und Üllnitzer, findet sich aber außerhalb seiner Hauptverbreitung noch an einer Anzahl tektonisch bedingter einzelner Stellen, die seine früher weit größere Verbreitung anzeigen und über die im folgenden tektonischen Teile näheres mitgeteilt ist.

B. Die Lagerungsverhältnisse.

J. EWALD hat in seiner bekannten »Geologischen Karte der Provinz Sachsen von Magdeburg bis zum Harze« 1:100000 (1864) unser Gebiet als ein reines Faltengebiet dargestellt, und LEPSIUS ist ihm in seiner geologischen Karte des Deutschen Reiches 1:500000 gefolgt. Die geologische Spezialkartierung hat gezeigt, daß die Verhältnisse etwas weniger einfach liegen, daß wir es hier vielmehr mit atektonischen Faltungen auf der einen Seite, mit tektonischen Verwerfungen verschiedenen Alters auf der anderen Seite zu tun haben. Es liegt mit andern Worten ein durch tektonische Brüche zerlegtes atektonisches Faltengebiet vor. Diese atektonischen Falten sind durch Salzauftrieb entstanden und endigen nach unten hin an der Basis des Zechsteinsalzlagers, wie ich dies bereits in dem Profile auf Blatt Staßfurt zum Ausdruck gebracht hatte. Wir können in unserem Gebiete 3 solcher Sättel unterscheiden, die den Zechstein an die Oberfläche oder wenigstens ihr nahe bringen, und einen pfropfenförmigen Auftrieb nach Art des Lüneburger »Salzhorstes«.

Der wichtigste und bekannteste dieser 3 Sättel ist der Staßfurter Rogensteinsattel. Er beginnt zwischen Cölbigk und Rathmannsdorf sich aus der im allgemeinen ziemlich horizontal lagernden, im speziellen allerdings durch zahlreiche Schlotten stark gestörten Bründelschen Buntsandsteinhochfläche herauszuheben; bei Rathmannsdorf treten die Zechsteinschichten des Sattelkerns an das auflagernde Diluvium unmittelbar heran. In ganz flach gewundenem Laufe und in einer Breite von 600 bis 1200 m läuft der Sattel mit offenem Zechsteinkern (Hutgips) über Staßfurt, Neustaßfurt, Unseburg, Tarthun nach Westeregeln. Der

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Kern fällt sehr steil, mit Böschungswinkeln bis zu 80°; das gleiche steile Einfallen zeigt in der Nähe des Sattels auch der Untere Buntsandstein. Nach den Seiten hin nimmt der Fallwinkel schnell ab und der Muschelkalk zeigt bereits das übliche flache Einfallen von 5—10°.

In der Südwestecke unseres Gebietes verläuft ein Zechsteinsattel von Freckleben bis Aschersleben. An seiner Südwestseite legt sich in überkippter Lagerung eine vom Unteren Buntsandstein bis zum Mittleren Keuper reichende Schichtenfolge an. Der Zechsteingips-Kern dieses Sattels ist sehr schmal, kaum 100 m breit und verläuft wie der Staßfurter Sattel von SO nach NW.

Die gleiche Richtung scheint ein in der Gegend von Calbe anzunehmender, wohl auch auf Salzauftrieb beruhender Sattel zu besitzen, in dessen Kern nur Unterer Buntsandstein zutage tritt. Ungenügende Bohrungen und mächtige Tertiärüberdeckung verhindern die genauere Erkenntnis von Lage und Lagerung dieses Calber Sattels.

Ein Salzauftrieb mit kreisförmigem Querschnitt, also ein sogen. Salzpfropfen ist bei Beesenlaublingen, etwas nördlich von dem Städtchen Alsleben a. S. anzunehmen. An der Oberfläche liegt der Hutgips, an den sich, nach allen Seiten hin steil einfallend, die überlagernden Zechsteinletten anlegen.

Über das Alter dieser Salzauftriebe lassen sich nach den auflagernden wie nach den anlagernden Schichten einige Mitteilungen machen. Es ist bereits oben bei Besprechung der Gliederung des Tertiärs hervorgehoben, daß der Staßfurter Sattel von Staßfurt an nach NW auf beiden Seiten von einem $1^1/_2$—3 km breiten Tertiärzuge begleitet wird, in welchem Eocän, Unter- und Mitteloligocän lagern. Die braunkohlenführenden Eocänschichten nun sind durch zahlreiche Bohrungen und durch eine Reihe von Grubenbauten aufgeschlossen, und es hat sich gezeigt, daß die Flöze, ohne von Verwerfungen betroffen zu sein, an den Rändern gegen den Sattel hin so starke Einfallwinkel besitzen, daß dieselben unmöglich ursprünglich sein können. Bei Vor-

werk Altona scheinen diese Neigungswinkel bis zu mehr als 50° zu gehen. Ferner scheint es, als ob die tiefsten Flöze stärker nach unten durchgebogen wären, als die höher gelegenen, während das marine Oligocän sich als ruhige Decke über das ganze hinweglegt. Das legt den Gedanken nahe, daß die Ablagerung des Eocäns, der Braunkohlenformation, zeitlich mit der Hauptperiode des Salzauftriebes zusammenfällt, daß das Abwandern des Salzes aus der Tiefe nach dem empordrängenden Sattel hin Massendefekte beiderseits der Sattellinie schuf, in welche die hangenden Schichten sich ruhig und gleichmäßig ohne Bruch hineinlegten. Fortdauernde Senkung entlang des Sattels, kräftige Entwicklung von Kohlenflözen im Senkungsgebiete, Entstehung zahlreicher Flöze an Stelle der sonst üblichen höchstens zwei Flöze infolge häufiger Einschwemmung sandiger oder toniger Mittel in das in Senkung begriffene Moor bilden dann eine kausal auf das engste zusammenhängende Kette von Erscheinungen. Danach dürfte der Schluß berechtigt sein, daß der Hauptaufstieg des Staßfurter Sattels im frühen Tertiär erfolgte und zur Zeit der oligocänen Meeresbedeckung in der Hauptsache abgeschlossen war. Zu dieser Zeit muß auch die Auflösung der oberflächennahen Teile des Salzauftriebes und die Bildung des Gipshutes abgeschlossen gewesen sein, denn bei Staßfurt und Neustaßfurt haben ein halbes Dutzend Bohrungen unteroligocäne Meeressande auf dem Gipshute auflagernd angetroffen.

Die Bildung des Staßfurter Sattels fällt demnach in das Eocän.

Außer diesen atektonischen, mit dem Salzauftriebe zusammenhängenden Faltungen finden sich nun in unserem Gebiete noch eine Reihe von Störungen, bei denen es sich wahrscheinlich um echte tektonische Dislokationen handelt. Sie verlaufen teils in hercynischer Richtung, parallel den Salzsätteln, teils quer dazu und zerfallen ihrem Alter nach in 2 Gruppen:

Verwerfungen, die das Braunkohlengebirge nicht mit verworfen haben, also älter als dieses sind, und solche, die jünger als die jüngsten Tertiärbildungen, also post-mitteloligocän sind.

Die ersten Störungen sind die wichtigeren und wir finden unter ihnen sowohl streichende wie Querbrüche. Gehen wir vom Staßfurter Sattel aus:

An seiner Westseite fallen die Schichten nach Westen hin ab, zuerst steil, dann mit zunehmender Verflachung immer breiter ausstreichend und zugleich immer mehr dem Nordsüdstreichen sich nähernd. 3 km von der Sattelachse werden die Buntsandsteinschichten durch eine ausgedehnte, von Löderburg bis Neuendorf verfolgbare, nach N wie nach S unter dem Tertiär verschwindende spießeckige Verwerfung abgeschnitten, westlich von welcher die Schichten vom Unteren Muschelkalk bis zum Unteren Buntsandstein annähernd ostwestlich streichen und flach nach N einfallen.

Diese Verwerfung verläuft fast in ihrer ganzen Länge im Alluvium des Bodetales und ist unmittelbar nicht zu beobachten. Ihre durch die Lagerungsverhältnisse geforderte Anwesenheit ist erwiesen durch das Auftreten einer langen Reihe von Salzquellen von Neuendorf bis Gänsefurth, die sich durch das reichliche Auftreten von Salzpflanzen, insbesondere der Strandaster, *Aster Tripolium*, verraten.

Östlich des Staßfurter Sattels liegt eine ungestörte, östlich fallende Schichtenfolge, die vom Unteren Buntsandstein bis zum Mittleren Keuper reicht. 6 km vom Sattel entfernt wird sie durch eine streichende Störung abgeschnitten, die von Atzendorf über Förderstedt nach Lattorf verläuft und einen ausgedehnten Grabeneinbruch im SW begrenzt, in welchem Keuperschichten zwischen den verschiedensten Muschelkalkstufen eingebrochen sind. Dieser Graben ist selbst wieder durch einen Querbruch verworfen, der in SSW—NNO-Richtung zwischen Hohenerxleben und Üllnitz verläuft. Er dürfte der jüngeren Generation von Störungen angehören. 10 km östlich von ihm und ihm parallel verläuft ein zweiter großer Querbruch von Wedlitz über Grimschleben und Roschwitz in der Richtung auf Oberpeißen.

Der von diesen beiden Brüchen eingeschlossene Streifen beginnt im Süden mit einer sehr flach lagernden Tafel Unteren

Buntsandsteins, in welcher einige kleine Tertiärschollen bei Gröna, vielleicht über großen Schlotten, eingebrochen sind. Darüber folgen in regelmäßiger Lagerung die Schichten bis nahe an die obere Grenze des Unteren Muschelkalkes mit nordöstlichem Einfallen. Erst nördlich von Bernburg beobachtet man eine Änderung des Streichens, das bisher von NW nach SO gerichtet war, in O—W-Richtung; zwischen Waldau und Altenburg schwenkt das Streichen über NS wieder in die bisherige SO—NW-Richtung um. Es entsteht so eine geschlossene Mulde, die sich von Waldau bis Hohenerxleben erstreckt und besonders in dem umlaufenden Streichen der Terebratel- und Oolithbänke kartenmäßig zum Ausdruck gelangt. Die EWALD'sche Karte gibt hier eine gleichmäßig nach NO fallende, den (gar nicht vorhandenen) Mittleren und Oberen Muschelkalk mit umfassende Schichtenfolge an. Parallel mit dem Bodetal schneidet der Nienburger Keupergraben diese Mulde ab; jenseits des Grabens setzt der Muschelkalk mit Mittlerem wieder ein.

Östlich der Grimschleben-Roschwitzer Verwerfung lagert zunächst der versenkte und darum breiter ausstreichende Mittlere Buntsandstein. In ihn ist die Fortsetzung des Nienburger Keupergrabens eingesenkt, an dessen Südrand als jüngerer postoligocäner Graben das berühmte Tertiärvorkommen von Lattorf eingesenkt ist. Nördlich des Keupergrabens beginnt ein steilstehendes Schichtensystem, welches unmittelbar am Keuper mit Oberem Muschelkalk beginnt und in $1^1/_2$ km Entfernung bereits bei dem Unteren Buntsandstein angelangt ist.

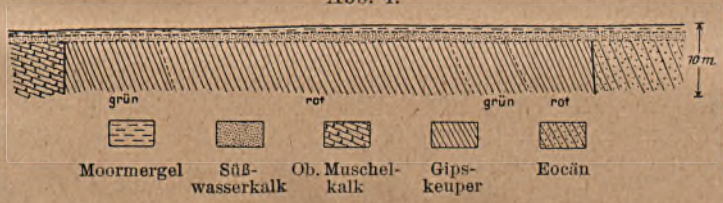
Ein dritter Querbruch zerstückelt die südliche Begrenzung des Keupergrabens bei Atzendorf. Allen dreien gemeinsam ist das Absinken des östlichen Flügels der Verwerfung.

Unklar sind die Verhältnisse im Nordosten unseres Gebietes zwischen Schönebeck und Calbe infolge der ausgedehnten Tertiärbedeckung und der ungenügenden Aufschlüsse der tieferen Schichten durch Bohrungen. Eine Darstellung der ziemlich verwickelten, durch eine Bohrlochreihe bei Bad Elmen nachgewiesenen Lagerungsverhältnisse hat SEIDL gegeben.

Unzweifelhaft jünger als die oligocänen Meeresbildungen unseres Gebietes sind einige Störungen, die das Tertiär mitbetroffen haben. Es sind zumeist schmale, langgestreckte Gräben, in denen eocäne, unter- und mitteloligocäne Schichten eingebrochen, in die Tiefe versenkt und so vor Abtragung geschützt wurden. Dahin gehören der Graben von Lattorf (zwischen Mittlerem Buntsandstein und Mittlerem Keuper), der Neugattersleben-Üllnitzer 11 km lange Graben zwischen Mittlerem Keuper und Oberem Muschelkalk, ein kleiner im Oberen Muschelkalk eingesenkter, Braunkohlen führender Graben zwischen Förderstedt und Atzendorf, und das versenkte, nur durch Bohrungen nachgewiesene Mitteloligocängebiet im Mittleren und Unteren Buntsandstein bei Schackenthal.

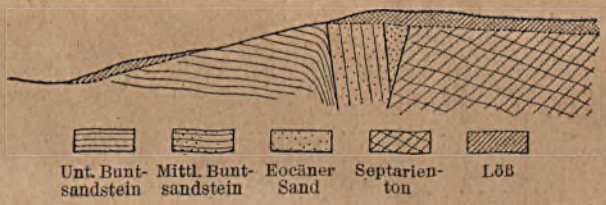
Nur an wenigen Stellen finden sich gute Aufschlüsse solcher jüngeren Verwerfungen. Zwischen Üllnitz und Glöthe ist sowohl die Verwerfung, die den Keupergraben im Norden begrenzt, wie die nördliche Randverwerfung des im Keuper eingesenkten Üllnitzer Tertiärgrabens aufgeschlossen; beide kombiniert ergeben das folgende Profil:

Abb. 4.



Am Hopfenberge südwestlich von Güsten, nördlich der von Amsdorf nach Giersleben führenden Chaussee ist das folgende Profil durch die große Tongrube aufgeschlossen:

Abb. 5.



Es zeigt, daß hier über dem Unteren Buntsandstein zur Zeit der Verwerfung, also im jüngeren Tertiär, der Mittlere Buntsandstein, der jetzt erst in 900 m Entfernung im Norden zu beobachten ist, noch vorhanden war, daß ferner über ihm Sande der eocänen Braunkohlenformation und vermutlich auch die zugehörigen Braunkohlenflöze entwickelt waren, sowie, daß der Septarienton in erheblicher Mächtigkeit darüber gelegen haben muß. Die Denudation seit dem Einsetzen der tertiären Störungen muß also sehr bedeutend gewesen sein. Der Aufschluß bietet dadurch ein sehr merkwürdiges Bild, daß die beiden zwischen den Störungen liegenden Gebirgsglieder des Mittleren Buntsandsteins und eocänen Sandes als technisch unbrauchbar stehen blieben, während die nördlich und südlich folgenden tonigen Schichten des Unteren Buntsandsteins und Septarientons zur Ziegelanfertigung ausgebeutet werden, so daß die ersteren als steile schmale Rippe von W nach O den Aufschluß durchziehen.

Wir haben es nach dem Ausgeführten in unserem Gebiete mit älteren bedeutenden, in die jüngere Kreidezeit fallenden und mit jüngeren minder bedeutenden, post-mitteloligocänen und demnach mit großer Wahrscheinlichkeit als miocän anzusprechenden Verwerfungen zu tun. Keine der beiden altersverschiedenen Gruppen ist auf bestimmte Richtungen beschränkt.

Druckfertig eingereicht am 1. Februar 1921.
Druck verfügt am 9. Februar 1921.

Keratophyre aus dem rechtsrheinischen Vordertaunus.

Von Herrn **K. Schlossmacher** in Berlin.

Mit 1 Textfigur.

Das petrographische Studium geschieferter Eruptivgesteine wird zweckmäßigerweise immer von solchen Vorkommen auszugehen suchen, in denen das primäre Gestein noch möglichst wenig verändert vorliegt. Je spärlicher solche Reste vorhanden sind, um so wertvoller werden sie für die Untersuchung, denn die Bestimmung des ehemaligen Eruptivgesteines erscheint überzeugender, wenn sie an einem noch einigermaßen erkennbaren Material vorgenommen wird, als wenn sie erst aus der Natur der metamorphen Äquivalente erschlossen werden muß. Auch die Deduktionen über die Vorgänge bei der Metamorphose erhalten auf eine solche Weise eine ganz andere Grundlage.

Für die Grünschiefer am Südrande des Taunus hatte der erste und bis auf eine kleine Notiz von W. Schauf[1]) bisher einzige Bearbeiter, L. Milch[2]), in einem Diabasvorkommen von Rauental im Rheingau einen solchen Ausgangspunkt für seine Untersuchung gefunden; an diesen Diabas wurde die Deutung der neben Albit Sericit, Chlorit, Hornblende und Epidot in den wechselndsten Verhältnissen führenden Schiefer sowohl des links- wie des rechtsrheinischen Taunus angeknüpft. Der Mineralbestand

---

[1]) W. Schauf, Über die Diabasschiefer von Birkenfeld bei Epstein und Vockenhausen. Zeitschr. d. D. Geol. Ges. 43, 1891, S 914.

[2]) L. Milch, Die Diabasschiefer des Taunus. Inaug.-Diss Berlin 1889.

eines großen Teiles dieser dynamometamorphen Äquivalente, vor allem der an Sericit und einem »blauen Amphibolmineral« reichen Gesteine und die ganz auffälligen Abweichungen der angeführten Analysen der rechtsrheinischen Gesteine von echten Diabasanalysen ließ es jedoch nicht unwahrscheinlich erscheinen, daß auch andere Eruptivgesteine als die von Milch angenommenen Diabase in Betracht kommen könnten. Die Aussicht, solche Gesteine in dem großen Gebiete schließlich doch noch aufzufinden, erschien natürlich von Anfang an sehr gering, und erst der systematischen Absuchung bei der Neuaufnahme der Taunusblätter durch Herrn Geheimrat Prof. Dr. Leppla gelang es, das gesuchte Material zutage zu fördern. An vier Stellen wurden von dem Genannten im rechtsrheinischen Taunus Gesteinsproben gesammelt, die sowohl makroskopisch wie mikroskopisch eine so geringe metamorphe Beeinflussung zeigten, daß von dem Mineralbestand und der Struktur des primären Eruptivgesteines noch genügend erhalten war, um auf seine Natur einen sicheren Schluß zu erlauben. Dem Verfasser gelang es ebenfalls, an drei weiteren Stellen die gleichen Gesteine zu finden, so daß die Gesamtzahl der Vorkommen auf sieben gestiegen ist. Drei der Vorkommen, die auf dem Blatte Homburg liegen, hat der Verfasser schon an anderer Stelle[1]) erwähnt. Da sich nunmehr die gleichen Gesteine an den verschiedensten Stellen des Taunusrandes wiedergefunden haben — zwei auf Blatt Eltville, eines auf Blatt Wehen (Platte), eines auf Blatt Königstein —, ihnen also eine größere und allgemeine Verbreitung, entsprechend der ihrer schiefrigen Äquivalente, zuzukommen scheint, soll im folgenden eine zusammenfassende Darstellung gegeben werden. Bei der Einzigartigkeit dieser Vorkommen soll zunächst jeder Fundpunkt für sich besprochen und sein Gestein mit seinen Besonderheiten ausführlich geschildert werden. Die Fundortangaben beziehen sich auf die zurzeit vorliegenden neuesten Meßtischblätter.

---

[1]) Schlossmacher, Keratophyre und ihre dynamometamorphen Äquivalente aus der Umgegend von Bad Homburg i. T. Dieses Jahrb. für 1919, Band XI, Teil I, Heft 3.

Mikroskopische Beschreibung

300 m südsüdöstlich Schmelzers Mühle, links Walluftal (Bl. Eltville).

Die Handstücke, aus der Böschung am Wege auf der linken Talseite des Walluftales stammend, zeigen im allgemeinen eine einheitliche hellgraue Farbe bei gleichmäßig feiner, rauher Beschaffenheit der Bruchflächen, an einzelnen Stellen wird die hellgraue Farbe von netzförmig und lagenförmig verteiltem, etwas dunkler grauem Material durchbrochen, so daß bald lagenförmig, bald fleckig aussehende Partien zu beobachten sind.

Das einheitlich hellgraue Material zeigt im Dünnschliff eine ziemlich gleichmäßige Beschaffenheit über die ganze Schliffläche hin, schon bei schwachen Vergrößerungen erkennt man ein feinkörniges, klares Feldspatgemenge, das mit kleinsten dunklen Pünktchen von Erzen und anderen metamorphen Neubildungen in kleinsten Dimensionen nicht sehr dicht übersät ist. Die Schliffläche ist durchzogen von gleichgerichteten, feinen, schwach gewundenen Linien mit dichter Eisenerzbesetzung, die durchaus den Eindruck einer sekundären Anreicherung auf Spalten machen. Größere Einsprenglinge von Feldspäten sind nur in wenigen Exemplaren vorhanden.

Die Grundmasse besteht in der Hauptsache aus kleinsten, einfach oder mehrfach verzwillingten Feldspattäfelchen von einer Durchschnittsgröße von 0,02 zu 0,07 mm. Welche Zwillingsgesetze die aus nur zwei Zwillingsteilen bestehenden Täfelchen beherrschen — bei den mehrfach verzwillingten ist die Beteiligung des Albitgesetzes wohl sicher —, ist leider nicht zu entscheiden, da die geringe Größe der Schnitte nicht erlaubt, mit irgend einer Methode zum Ziele zu kommen und die Bestimmung von Auslöschungsschiefen auf diese Fragen leider keine eindeutige Antwort geben kann. Die gegenseitige Anordnung dieser Täfelchen ist eine unregelmäßig divergente, in ihren der Fläche (010) entsprechenden Schnittlinien erscheinen sie von idiomorpher Begrenzung, während die Schnittlinien der Zone der b-Achse allotriomorphe Begrenzungen führen. Stellenweise läßt sich in dem

wirren Gemenge eine gewisse Regelmäßigkeit beobachten, indem eine ganze Menge von Täfelchen mit der M-Fläche aufeinandergepackt liegt und so eine ganze Reihe bildet. Die Längsachse einer solchen Reihe steht durchaus nicht immer senkrecht auf den sie aufbauenden Blättchen, sondern ist häufig gegen deren Normale etwas geneigt. An manchen Stellen kommt nun noch hinzu, daß zwei solche Reihen aneinander gelehnt sind, so daß bei den nicht nach der Blättchennormale gestapelten Reihen schließlich der Eindruck einer federförmigen Anordnung zustande kommt. Neben diesen wohlkristallisierten und sicher dem primären Eruptivgestein zugehörigen Feldspäten, die nach Lichtbrechung und maximaler Auslöschungsschiefe dem Albit angehören — nach der Analyse des Gesteines ein kalkarmer und kalihaltiger Albit —, findet man noch in reichlicher Menge kleine, bis 0,02 mm große Feldspatkörner, die sich in der Lichtbrechung nicht von dem tafligen Feldspat unterscheiden, nie Zwillingsbildungen zeigen und als metamorph neu- bezw. umgelagerte Albitsubstanz zu deuten sind. Sie sind als der erste Schritt auf dem Wege zur Bildung der feinen Albitkörnergrundmasse der geschieferten Gesteine anzusehen. Ihre Verteilung ist ganz unregelmäßig, sie drängen sich überall zwischen die tafligen Feldspäte; dort, wo diese in Reihen gestapelt sind, fehlen sie gewöhnlich innerhalb der Packung, sind aber besonders häufig in dem Berührungsstreifen zweier Reihen, die federförmig aneinander gelehnt sind, nehmen also, um das Bild weiter zu führen, die Stelle des Federkieles ein. — Von ehemaligen femischen Gemengteilen der Grundmasse ist nirgends auch nur eine Spur erhalten. Ihre Umwandlungsprodukte, in erster Linie Eisenerze, sind ganz unregelmäßig in die Feldspatgrundmasse hineinverstreut. Man beobachtet kleinste, bräunlichrot durchscheinende, sechsseitige Täfelchen (etwa bis 0,005 mm Größe) von Eisenglanz, Körnchen von Magneteisen von etwas größeren Dimensionen, kleine Stäbchen, die wohl dem Titaneisen zuzuschreiben sind, ferner kleinste Blättchen von Chlorit, auch etwas Sericit und ganz spärlich kleine Häufchen stark licht- und doppeltbrechender kleinster Körnchen von Epidot,

ganz vereinzelt kommt Epidot auch in einheitlichen kleinen Körnern vor. Hier und da sammeln sich alle diese Gemengteile haufenförmig etwas dichter in der Feldspatgrundmasse an, mitunter sind auch die blättrigen Gemengteile in langen, schmalen Zügen aneinander gereiht; in der Hauptsache liegen aber alle diese Mineralien in regelloser Einstreuung in der Grundmasse. Die Struktur dieser Grundmasse ist also im wesentlichen die der Trachyte, und zwar mehr orthophyrisch als ausgesprochen trachytisch.

Von Einsprenglingen sind nur einige wenige vorhanden, es sind teils Albite, teils natronreiche Orthoklase. Die Bestimmung nach der Fedorow'schen Universalmethode ergab Albite mit einem ganz geringen Anorthitgehalt, bei denen eine Beimischung der Kalikomponente von vielleicht nicht geringem Betrage wahrscheinlich ist. Leider ist ein dem Ussow'schen Plagioklasdiagramm entsprechendes Diagramm für die Kalinatronfeldspäte und für die Plagioklase mit beigemischter Kalikomponente noch nicht vorhanden, so daß eine Bestimmung nicht möglich ist. Es soll aber hier vorgreifend für diese Untersuchung und nachtragend für die früheren Untersuchungen des Verfassers an Taunuskeratophyren gesagt werden, daß man häufig bei der Feldspatbestimmung nach Fedorow Punkte erhält, die seitlich so weit (3—5°) von der Plagioklaskurve des Ussow'schen Diagrammes abliegen, daß ein Fehler in der Messung allein nicht mehr der Grund für diese Abweichung sein kann; ich halte es vielmehr für sehr wahrscheinlich, daß hier die Beimischung von Kalikomponente die Veranlassung ist, habe aber bisher in allen Fällen —, und werde einstweilen, bis wir ein Kalinatronfeldspatdiagramm haben werden, auch weiter so verfahren müssen — den betreffenden Punkt einfach auf die Plagioklaskurve projiziert und diesen Wert angegeben. Auch die starken Schwankungen der Achsenwinkel aller in den Keratophyrgesteinen des Taunus bisher vom Verfasser gemessenen Albiteinsprenglinge, die sich im Gebiet von 70° bis 90° bewegen und die oft gar nicht bei Übertragung auf die Becke'sche Achsenwinkelkurve zu dem Prozentgehalt, der sich aus der Fedorow-

schen Untersuchung des betreffenden Feldspates ergab, passen, dürften wohl ihre Erklärung in ähnlichen Verhältnissen finden. Hier geht das Maß der Unregelmäßigkeit so weit, daß man sogar ganz davon absehen muß, die gemessenen Achsenwinkel zur Diagnose zu benutzen. — Die Orthoklaseinsprenglinge des in Rede stehenden Gesteines von der Schmelzersmühle sind noch spärlicher als die Albite; in dem vorhandenen Schliffmaterial wurden im ganzen nur drei Schnitte beobachtet. Zwei dieser Schnitte zeigen einen durch Albit fleckigen, also natronreichen Orthoklas, der dritte Schnitt ist auf drei Seiten von einem schmalen Albitrande umgeben, in dem auf der einen Seite eine schmale Lamelle in Zwillingsbildung nach dem Albitgesetz zu beobachten ist.

Das dunkelgrau-hellgrau gefleckte Material dieses Vorkommens zeigt die Gründe dieses fleckigen Aussehens schon bei schwachen Vergrößerungen unter dem Mikroskop als trübe, feinkörnige, stellenweise auch mit grünen Tönen untermischte Flecken von unregelmäßiger Begrenzung, die in das übrige, wie oben geschilderte Gesteinsgemenge eingestreut sind und an Flächenmenge ungefähr diesem gleichkommen. Bei weiterer Vergrößerung erkennt man, daß der klare Teil in der gleichen Weise wie bei dem zuerst beschriebenen einheitlich hellgrauen Material zusammengesetzt ist, nur mit dem auffallenden Unterschiede, daß die Erze usw. fast ganz zurücktreten, so daß das Bild eines reinen Feldspatgesteines übrig bleibt. In den anderen, schon äußerlich dunkleren Partien sind diese Gemengteile dafür um so größer und reichlicher vorhanden. Diese erzreichen Flecken der Schliffe erscheinen beim mikroskopischen Studium nun nicht ganz so unregelmäßig und gesetzlos verbreitet, wie es beim äußerlichen Ansehen der Handstücke den Anschein hat, sondern man bemerkt bald, daß diese Flecken entweder rings um unregelmäßig begrenzte Löcher (ehemalige Mandelräume?) oder, wie es in der Mehrzahl der Fälle zu beobachten ist, um Nester aus Chlorit und Epidot liegen. In der nächsten Umgebung solcher Nester und Löcher ist die Erzanreicherung am stärksten und nimmt nach außen hin ganz allmählich ab. Man bemerkt außerdem noch, daß

diese Nester mehr oder weniger alle durch ganz schmale, vielfach gewundene und stark mit Erz besetzte Bänder verbunden sind. Alle diese Erscheinungen machen den Eindruck, als ob Lösungen, die auf Spalten und Hohlräumen zirkulierten, die Ausbildung der Erze und sonstigen metamorphen Produkte in der Nachbarschaft ihrer Zirkulationsbahnen besonders begünstigt hätten. Die Ausfüllung der Chlorit-Epidotnester ist gewöhnlich in der Weise erfolgt, daß der Rand von einem Epidotsaum gebildet wird, während das Innere von Chlorit eingenommen ist; doch kommen auch fast rein von Epidot erfüllte Nester vor, oder Chlorit und Epidot in unregelmäßiger Vermischung. In manchen Fällen beteiligt sich auch etwas Quarz an dieser Ausfüllung, in einem Falle wurde zwischen dem Epidotrand und dem Gestein noch ein schmales Segment von Quarzkörnern beobachtet. — Für die Verteilung der Eisenerze usw. — es sind im wesentlichen die oben schon genannten kleinen Körnchen von Magneteisen, Täfelchen von Eisenglanz, Blättchen von Chlorit und Sericit, ferner Häufchen von Epidotkörnchen — innerhalb dieser Anreicherungsflecken ist es nun sehr bemerkenswert, daß man neben unregelmäßiger Einstreuung auch recht häufig diese Gemengteile kranzförmig um die Grundmassenfeldspatschnitte gelagert findet, so daß die durch die Grundmassenfeldspäte bedingte Struktur auf diese Weise besonders deutlich zur Erscheinung gebracht wird. Es dürfte nun wohl sehr wahrscheinlich sein, daß der Raum zwischen den Feldspattäfelchen, der jetzt von diesen metamorphen Neubildungen eingenommen wird, ursprünglich die femischen Gemengteile des primären Eruptivgesteines beherbergte, daß also ganz nach der Art vieler Trachyte kleinste Körnchen von Augiten oder auch Hornblenden zwischen die Feldspattäfelchen eingeklemmt waren. Man darf aber durchaus nicht annehmen, daß diese in allen Fällen nun einfach an Ort und Stelle in die metamorphen Produkte umgewandelt wurden, sondern es muß neben dieser einfachen Umlagerung noch außerdem die Möglichkeit von Transport durch Lösungen und Neuablagerung aus solchen Lösungen eingeräumt

werden. Darauf hat der Verfasser schon auf Grund von Beobachtungen an ähnlichen Gesteinen von Blatt Homburg hingewiesen, und darauf deuten auch die im vorstehenden geschilderten Beobachtungen hin. Hier läßt sich doch wohl kaum für solche Stellen mit kranzförmiger Umrahmung der Feldspatschnitte mit metamorphen Produkten die offenbare Reichhaltigkeit an diesen femischen Bestandteilen durch primäre Verschiedenheiten des Gesteines erklären, sondern kann nach den vorstehend geschilderten Beobachtungen nur auf eine sekundäre Anreicherung zurückgeführt werden. Die von Erzen usw. freien Flecken haben wohl sicher die gleiche Struktur und Menge primärer gefärbter Gemengteile gehabt, bei ihnen ist aber körniger Neubildungsalbit an die Stelle der letzteren getreten, der gegen die Grundmassenalbite sich nicht weiter abhebt.

Die Feststellung der Volumverhältnisse für die einzelnen durch die Beobachtung festgestellten Mineralkomponenten durch Indikatrixmessungen oder planimetrische Bestimmung stößt leider auf unüberwindliche Schwierigkeiten, so daß es nötig ist, diese überaus wichtigen Angaben, die in keiner modernen petrographischen Arbeit mehr unterlassen werden sollten, durch Errechnung des Mineralbestandes aus der Analyse zu ersetzen. Die Schwierigkeiten, die hier zu keinem Resultat durch mikroskopische Methoden kommen lassen, sind einmal die überaus geringen Dimensionen aller gefärbten Gemengteile und dann ihre durchaus unregelmäßige Verteilung im Gestein. Es sind die verschiedensten Versuche gemacht worden, durch solche Messungen — auch für die übrigen der in Rede stehenden Gesteine — zum Ziele zu kommen, aber es war auf keine Weise ein befriedigendes Resultat zu erreichen. Da bei der außerordentlichen Kleinheit der Komponenten Trennungsversuche nach dem spezifischen Gewicht ebenfalls aussichtslos sein mußten, so wurde der dritte mögliche Weg, die Errechnung des Mineralbestandes aus den Analysen. gewählt. Der zu diesem Zwecke eingeschlagene Weg ist im chemischen Teil dieser Arbeit ausführlich geschildert. Das Resultat für das

vorstehende Gestein (für die Analyse wurde das nicht fleckige, gleichmäßig hellgraue Material verwendet, um durch sekundäre Anreicherungen der gefärbten metamorphen Gemengteile kein falsches Bild des ehemaligen Eruptivgesteines zu erhalten) ist folgendes:

	Gewichts-%	Volum-%
Apatit	0,6	0,5
Titaneisen	1,4	0,8
Chlorit	1,7	1,6
Epidot	0,1	0,1
Eisenglanz	4,0	2,1
Feldspat (Ab, An, Or + Sericit)	92,4	94,9
Summe	100,2	100,0

Für die Beurteilung dieser Zahlen ist auf das bei der Besprechung der Analyse auf S. 336 Gesagte zu verweisen.

1 km nnw. Hallgarten (Bl. Eltville).

Ein zweites Vorkommen derartiger Gesteine liegt in einem kleinen Steinbruche westl. von Zahl 273 der Karte, etwa 1 km nnw. von Hallgarten; es ist der untere der beiden auf der linken Seite des kleinen Tälchens gelegenen Steinbrüche. Neben untergeordneten Sericitgneisen, die der Verfasser a. a. O. S. 421 beschrieben hat, besteht der Hauptanbruch des Aufschlusses aus sehr dichtem bis äußerst feinkörnigem hellgrauem Gestein, das in allen Richtungen von erdig braunen Klüften und flach welligen, die Schieferungsrichtung etwas einhaltenden, ebenfalls durch sekundäre Eisenerzbildungen erdig braunen Ablösungsflächen durchsetzt ist. Größere und kleinere mandelsteinartige Hohlräume sind nicht selten zu beobachten.

Das Gestein der gröber (aber immer noch fein-) körnigen Ausbildungsformen zeigt u. d. M. wieder eine ausgezeichnete Albitgrundmasse, in der die einzelnen Krystalle etwas größere Dimensionen als im Gestein von der Schmelzers Mühle aufweisen.

Die Durchschnittsgröße dieser langrechteckigen Feldspatschnitte ist etwa 0,07:0.3 mm. Die auffallendste Eigentümlichkeit ist eine recht feine und vielfache Zwillingslamellierung, bei der Karlsbader- (und vielleicht auch andere) und Albitgesetz, letzteres vorherrschend, vorzuliegen scheint. Die Zwillingslamellen halten nicht immer durch den ganzen Durchschnitt an, sondern keilen oft einzeln, oft auch bündelweise aus oder setzen scharf ab. Periklinlamellen waren nur in ganz seltenen Fällen festzustellen. Bisweilen sind knäuelförmige Verwachsungen, denen weitere Zwillingsgesetze zugrunde liegen, meist in sehr schöner Ausbildung, zu beobachten; die Teilindividuen solcher Knäuel pflegen an den Durchkreuzungsstellen mit zackigen Grenzen ineinander zu greifen. Die Krystallausbildung dieser Grundmassenfeldspäte ist wieder taflig, die (010) entsprechenden langen Kanten der langrechteckigen Schnitte sind wiederum idiomorph, während die der Zone [010] entsprechenden kurzen Kanten kaum oder meist nicht idiomorph sind, sondern durch andere Feldspäte oder auch andere Gemengteile allotriomorphe Konturen zeigen. Die Schnitte, die nach der fehlenden Zwillingslamellierung parallel der Tafligkeit getroffen sind, zeigen dementsprechend im Schliff eine unregelmäßig körnige Begrenzung und dadurch ein etwas abweichendes Aussehen. Aber das stete Vorhandensein einer spitzen Bisektrix oder wenigstens einer optischen Achse im Gesichtsfelde läßt die Orientierung des Schnittes und die Eigenschaften des Albites überall wieder erkennen und schließt die Möglichkeit von Orthoklas aus. Nach Orthoklas wurde vielmehr überall vergeblich gesucht. An ganz vereinzelten Stellen häufen sich die unregelmäßig begrenzten nicht zwillingslamellierten Albitschnitte derartig, daß man dort nicht mehr eine Erklärung durch parallel der Tafligkeit getroffene Individuen geben kann, sondern annehmen muß, daß hier eine geringe Anhäufung einfacher Albitkörner stattgefunden hat. Der Vergleich der Lichtbrechung aller dieser Feldspäte am Präparatrande mit der des Canadabalsams zeigte in allen Fällen eine deutlich schwächere Lichtbrechung als Canadabalsam. Dies muß besonders hervorgehoben werden, da ja nach den sonstigen Kon-

stanten eine Unterscheidung von Andesin kaum zu treffen ist. Die Bestimmung des Maximums der Auslöschungsschiefe in der symmetrischen Zone ergab 17°, so daß demnach ein ganz geringprozentiger Albit vorliegt. Nach dem Ergebnis der Analyse (s. S. 332) ist auch hier ein gewisser Kaligehalt des Feldspates anzunehmen. Kontrolbestimmungen mit der Fedorow'schen Universalmethode ergaben einen Albit von 4 bis 7% Anorthitgehalt. Es verdient hier betont zu werden, daß man zur Entscheidung, ob Albit oder Andesin, sich der Fedorow'schen Messung an Albitzwillingen nicht bedienen kann. Ein Blick auf das Ussow'sche Feldspatdiagramm zeigt, daß man bei der Abtragung der Distanz der Zwillingsachse von a, b, c sowohl im linken oberen als auch im rechten unteren Quadranten für ein und dieselbe Wertegruppe Punkte der Albitkurve erhalten kann. Denkt man sich den linken oberen Quadranten um das Zentrum der Projektion als Drehungsachse um 180° gedreht, so kommt in der Tat die Albitkurve für eine gewisse Strecke (0 bis 25% Albitgehalt) zur Deckung. Damit wird also die Entscheidung, ob Albit oder Andesin, unmöglich. Es ist also in allen Fällen, wo diese Mischungen von Plagioklas in Frage kommen, unbedingt erforderlich, andere Zwillingsgesetze als das Albitgesetz zur Bestimmung vorzunehmen. Auch hier gibt es aus ähnlichen Gründen einige Möglichkeiten der Täuschung, über die man sich vor Anwendung der Methode im Klaren sein sollte. Diese Verhältnisse hier auseinanderzusetzen, führt zu weit und dürfte eine der künftigen Aufgaben einer petrographischen Methodenlehre sein.

Kataklastische Erscheinungen an diesen Grundmassenfeldspäten sind nicht selten zu beobachten, oft kommen recht beträchtliche Verbiegungen der Tafeln vor. Der Erhaltungszustand ist im allgemeinen recht gut, auf Spaltrissen, Spalten und an einzelnen unregelmäßigen Stellen haben sich die sekundären gefärbten Gemengteile, in erster Linie Eisenerze, abgesetzt. Kleinste Blättchen von Chlorit und auch Sericit sind überall eingestreut, fallen aber erst bei stärkeren Vergrößerungen auf. Der körnige sekundäre Albit findet sich in diesem Gesteine viel weniger reich-

lich als in dem vom Walluftale. Er tritt spärlich in kleinen Körnern sowohl innerhalb der Feldspäte als auch besonders an den Grenzen zweier Individuen auf.

Von primären femischen Gemengteilen ist auch hier nichts mehr erhalten. Eisenerze, darunter Eisenglanz in kleinen Täfelchen, Magneteisen und Titaneisen, vor allem aber erdig körniges Brauneisenerz, von blättrigen Gemengteilen Chlorit und etwas Sericit und außerdem spärlicher Epidot sind aus ihnen hervorgegangen. Diese bilden in der mannigfachsten Weise zusammengehäufte schmale Ausfüllungen auf Spaltrissen der Feldspäte, vor allem häufig treten sie an den Grenzen zweier Individuen gegeneinander oder auch in den Zwickeln zwischen den Feldspäten auf, ferner finden sich nicht selten ganz unregelmäßig begrenzte Anhäufungen, in denen höchstens einmal als Regelmäßigkeit gerade Begrenzung durch einen Grundmassenfeldspat geliefert wird. Reichlicher Sericit wurde besonders in einem Präparate angetroffen, das bei sonst gleichen Verhältnissen auffallend viel recht großblättriges Material dieses Minerales enthält. In einem Falle ließ sich beobachten, daß der Sericit einen deutlich hexagonal begrenzten Raum, der von Eisenerzkörnern umgrenzt war, erfüllte.

Die Struktur ist hier kaum noch trachytisch zu nennen, am meisten ist noch die Bezeichnung orthophyrisch angebracht, doch darf die erwähnte Neigung zu intersertalen Gruppierungen nicht außer acht gelassen werden.

Das Gestein der feiner körnigen Ausbildungsformen in diesem Bruche zeigt unter dem Mikroskop ebenfalls eine, wenn auch durch metamorphe Einflüsse stark verwischte, hier sehr feinkörnige Grundmasse von Feldspat. Sie ist bei weitem nicht so schön ausgebildet wie bei dem vorbeschriebenen gröber körnigen Material, sondern reichlich mit allen Produkten der Metamorphose, vor allem sekundärem körnigem Albit und auch Sericit, durchmischt. Daher hat das Gestein hier, wo es sich in erster Linie um die Schilderung der Eigenschaften des primären Eruptivgesteins handelt, wenig Interesse. In dem Zusammenhange der

vorliegenden Untersuchung ist nur das Vorhandensein von Einsprenglingsfeldspäten zu bemerken, die bei den oben geschilderten gröberen Typen dieses Bruches nirgends zu sehen waren. Leider sind aber diese Einsprenglinge schon so sehr durch die Metamorphose beeinflußt, daß sie sich kaum zu Untersuchungen eigneten. Nur bei einem besonders günstigen Falle konnte ein etwa 2-proz. Albit mit dem Fedorow'schen Universalmikroskope gemessen werden.

Die Berechnung des Mineralbestandes aus der Analyse (siehe S. 335) ergab folgende Zahlen:

	Gew.-%	Vol.-%
Pyrit	0,1	0,1
Apatit	0,4	0,3
Titaneisen . . .	2,4	1,5
Magneteisen . .	3,3	1,9
Albit	64,9	70,2
Anorthit	2,1	2,2
Chlorit	4,0	4,0
Epidot	3,7	3,1
Eisenglanz . . .	6,8	3,8
Sericit	8,6	8,3
Orthoklas . . .	3,6	3,9
Quarz	0,2	0,2
Wasser	0,2	0,5
	100,3	100,0

Nordwand des alten Basaltbruches im Walde südlich Naurod (Bl. Wehen-Platte).

Der interessanteste Aufschluß der geschieferten Eruptivgesteine im ganzen rechtsrheinischen Vordertaunus liegt in der Nordwand des alten Basaltbruches im Walde südlich Naurod (ungefähr in der Mitte zwischen T. P. 331 und 330, auf der westlichen Seite der nach Naurod führenden Straße). Der Hauptteil des Bruches steht im Basalt, nur in der nach Naurod zu gelegenen Nordwand sind Gesteine des alten Gebirges aufgeschlossen. Das

anstehende Gestein bildet nur eine schmale, etwa 3 m hohe Wand unmittelbar unter dem Waldboden, die man aus der Tiefe des Bruches über die Schuttmassen leicht erreichen kann. Das Profil ist von Osten nach Westen (also für den Beschauer von rechts nach links) bei steilem, fast senkrechtem Einfallen der Schichtung und der dieser parallelen Schieferung folgendes:

1. Dichter Felsokeratophyr vom Typus Ochsenhaag (siehe l. c. S. 424). Geht über in

2. Sericitgneis als dynamometamorphes Äquivalent dieses Felsokeratophyrs; nach dem (westlichen) Salbande immer sericitreicher und feinschiefriger werdend.

3. 2 m normale Tonschiefer ohne jede Spur von kontaktmetamorpher Beeinflussung, die Grenze zwischen diesen Schiefern und dem Sericitgneis ist stellenweise durch sekundär gebildeten Quarz unregelmäßig ausgefüllt.

4. 4 m dunkelgraues, dichtes feinkörniges Eruptivgestein mit Mandelräumen. Keine metamorphe Beeinflussung der Schiefer unter 3. zu sehen.

5. Grüne dichte Schiefer (Hornblendesericitschiefer), die wohl aus 4. durch Metamorphose hervorgegangen sind. Die Grenze zwischen 4. und 5. ist leider überschüttet, der Zusammenhang interessiert aber hier zunächst noch nicht, sondern ist für eine spätere Darstellung der Grünschiefer vorbehalten.

Für die vorliegende Untersuchung kommt das Eruptivgestein unter 3. in Betracht. Es ist ein gleichartig dichtes graues Gestein, durchaus von Eruptivgesteinsaussehen, stellenweise führt es Mandelräume und läßt sich schon beim ersten Anblick als zweifelfreies Eruptivgestein ansprechen.

Die Dünnschliffe zeigen auch hier wieder eine divergente Feldspatgrundmasse mit regellos eingestreutem oder die Feldspäte umrahmendem Eisenerz + Chlorit. Verschieden von den bisher beschriebenen Gesteinen ist hier die relative Menge des Epidotes. Die Feldspattäfelchen der Grundmasse haben eine Durchschnittsgröße von 0,08 : 0,01 mm, vereinzelte sind größer, ohne aber den Charakter von Einsprenglingen zu erlangen. Auch hier erscheinen

die M entsprechenden Begrenzungen wieder mehr idiomorph, Verbiegung durch Kataklase ist bisweilen zu beobachten. Gewöhnlich zeigen sie einfache oder mehrfache Zwillingslamellierung, auch einfache, unverzwillingte Schnitte sind nicht selten. Die Bestimmung nach Lichtbrechung und maximaler Auslöschungsschiefe der symmetrischen Zone ergab auch hier einen Albit mit geringem Anorthitgehalt. Neben diesem primären tafligen Albit tritt noch sekundärer körniger Albit in nicht geringer Menge ganz in der oben schon beschriebenen Art auf. Von den ehemaligen femischen Gemengteilen ist nirgends eine Spur mehr vorhanden. Von den metamorphen Bildungen: Eisenerze, Chlorit, Epidot, Sericit, dürften die beiden ersteren ihr Material wohl ganz aus ihnen bezogen haben, während für die letzteren auch noch der Feldspat in Betracht kommt. Kaolin wurde nicht beobachtet, scheint aber nach der Analyse (s. u.) in geringer Menge vorhanden zu sein. Die Eisenerze sind die gleichen schon oben beschriebenen kleinen Körnchen von Magneteisen, Blättchen von Eisenglanz, dazu noch ein wenig Titaneisen, außerdem sind noch erdige braune Massen, die wohl Brauneisen sind, vorhanden. Die Maximalgröße der Magneteisenkörnchen ist etwa 0,01 mm, bis hinab zu allerkleinsten Körnchen sind alle Größen wahrzunehmen. Die Eisenglanztäfelchen sind von etwas geringeren Dimensionen. Außerdem findet sich noch, in gleicher Weise wie die übrigen Eisenerze auftretend, ein feiner Staub schwarzer kleinster Pünktchen, der sich nicht näher bestimmen läßt, aber auch wohl aus Eisenerz bestehen dürfte. In ihrem Auftreten bevorzugen diese Eisenerze wieder die Umrahmungen der leistenförmigen Feldspatschnitte, es gibt manche Stelle in den Präparaten, wo diese Gesetzmäßigkeit ganz außerordentlich ausgeprägt ist und so ein schönes Strukturbild zustande kommen läßt. An anderen Stellen sind die Erze wieder unregelmäßiger eingestreut, zu Haufen zusammengeballt oder in Streifen angehäuft. Aus der Summe dieser Erscheinungen im Auftreten läßt sich auch hier wieder der Schluß ziehen, daß die Erze nicht ausschließlich in situ aus der Umbildung femischer Gemengteile gebildet sind, sondern Stofftrans-

porte und gelegentliche Anreicherungen stattgefunden haben. — Von blättrigen Gemengteilen ist Sericit und Chlorit in sehr kleinen Blättchen vorhanden, doch treten sie an Menge gegenüber den Erzen und dem Epidot stark zurück; der Sericit wiegt unter beiden beträchtlich vor. Der Epidot erscheint bei einer Durchmusterung der Präparate ganz unregelmäßig verteilt; manche Stellen von recht beträchtlicher Ausdehnung sind ganz oder fast epidotfrei, an anderen Stellen häuft er sich wieder zu Aggregaten, mitunter läßt sich auch eine Andeutung von lagenartiger Anreicherung bemerken. Die Maximalgröße der Körner ist etwa 0,05 mm, von diesen gibt es alle Übergänge bis zu kleinsten Körnchen; dabei sind aber die größeren Exemplare bei weitem in der Mehrzahl. Die Farbe des Epidotes ist eine schwach schmutziggelbliche, ein Pleochroismus ist nicht vorhanden, die Doppeltbrechung ist hoch (eisenreicher Epidot).

Einsprenglinge. Feldspateinsprenglinge sind nur in ganz wenigen Exemplaren, besonders in einem der Präparate beobachtet worden, es handelt sich dabei um drei größere Schnitte von ausgesprochenem Einsprenglingsfeldspat, die nach der Fedorow'schen Bestimmung alle einem Albit mit ganz geringem Anorthitgehalt angehören. Sie sollen wegen ihres Interesses für das Gestein etwas ausführlicher beschrieben werden.

Der erste der Schnitte (Größe: 0,013 : 0,018 mm) ist nach der Fedorow'schen Untersuchung ungefähr senkrecht a getroffen und zeigt zwei nicht ganz gleich große Zwillingshälften. Die Zwillingsgrenze entspricht der Spur von (010), das Zwillingsgesetz ist das Karlsbader Gesetz. Außergewöhnlich ist nun hier die Einlagerung von feinen auffallend kurzen Lamellen nach dem Albitgesetz, die dem Schnitte ein scheckiges Aussehen geben. Der Anorthitgehalt des Feldspates ist etwa 4%, als Achsenwinkel wurde $2V = 84^0$ und 86^0 gemessen.

Der zweite Schnitt besteht aus zwei mit kleiner Berührungsfläche nebeneinander gelagerten Teilen, die wohl ehemals zu einem einzigen Krystalle zusammengehörten und nun durch Kataklase auseinander gesprengt sind. Der größere Teil (0,11 : 0,07 mm) ist

bis auf einige sehr feine Lamellen nach dem Albitgesetz und eine ebenso feine Lamelle nach dem Periklingesetz einheitlich, und für die Fedorow'sche Untersuchung daher nicht besonders geeignet. Der kleinere Teil (etwa 0,06 mm im Durchmesser) zeigt große Lamellen nach Albit- und Periklingesetz, seine Bestimmung ergab einen Albit mit 4% Anorthitgehalt und Achsenwinkeln $2V = 72^0$, 74^0, 72^0.

Der dritte Schnitt von 1 mm Länge und 0,2 mm Breite ergab einen Albit mit 6% Anorthitgehalt (Albitgesetz) und $2V = 72^0$, 72^0, 74^0. Der Schnitt, der sonst ganz klar und ebenso frisch wie die beiden anderen ist, ist in seiner randlichen Zone dicht imprägniert mit feinsten Körnchen von Eisenerzen, unter denen auch die bräunlichen Farben von Eisenglanz zu bemerken sind. Diese eisenerzbestäubte Randzone hat eine Breite von 0,09 mm und ist auf drei Seiten des länglich rechteckigen Schnittes überall in gleicher Weise ausgebildet, während die vierte, einer der beiden M-Flächen entsprechende, Seite fast frei von diesen Einlagerungen ist[1]).

400 m süd-südsüdwestlich Eppenhain (Bl. Königstein).

Auch in dem großen Massive geschieferter Eruptivgesteine am Rossert bei Eppenhain haben sich, bisher nur an einer Stelle, ähnliche wenig metamorphe Eruptivgesteine gefunden, die petrographisch den bereits beschriebenen Gesteinen, insbesondere den gröber körnigen Ausbildungsformen von Hallgarten, sehr ähnlich sind. 400 m süd-südsüdwestlich Eppenhain am Wege nach dem Dachsbau wurde ein solches grünes Gestein gesammelt, das als Besonderheit eine ausgesprochene Löchrigkeit durch Mandelräume hat. Unter dem Mikroskop zeigt es wiederum die divergente Albitgrundmasse mit eingestreuten Erzen und anderen metamorphen Neubildungen und einige wenige Einsprenglinge von Feldspat. Die Grundmassenfeldspäte sind hier recht groß, das Durchschnittsmaß ist etwa 0,05 : 0,4 mm. Kleinere Exemplare sind im allgemeinen in geringerer Zahl vorhanden, größere dagegen in beträchtlicher Menge (als größtes Beispiel wurde 0,07 : 1,1 mm ge-

[1]) Berechnung des Mineralbestandes s. S. 335.

messen), diese sind aber derartig durch alle Übergänge in den Dimensionen und gleiche Ausbildung mit den Grundmassenfeldspäten verbunden, daß man sie unmöglich als Einsprenglinge ansprechen kann. Die Form der Schnitte ist wieder im allgemeinen eine langrechteckige, breiter rechteckige Schnitte, die aber nach allen Eigenschaften nicht schräg geschnittenen großen Tafeln, sondern gedrungenen Tafeln angehören, sind seltener; als ein Beispiel eines außergewöhnlich großen solchen Schnittes wurden 0,05 : 0,1 mm gemessen. Die Begrenzungsverhältnisse sind wieder die gleichen wie oben schon beschrieben, M ist gut, die Flächen der Zone der b-Achse nicht idiomorph ausgebildet. Von Zwillingsgesetzen ist in erster Linie die Albitlamellierung, die oft recht zahlreich und fein ist, zu erwähnen, dazu kommt noch das Karlsbader und Manebacher Gesetz. Schöne knäuelförmige Verwachsungen sind bisweilen zu beobachten. Nach seinen Eigenschaften (Lichtbrechung, < Canadabalsam, Maximum der Ausl. 16°) ist dieser Feldspat auch hier wieder ein Albit. Die Bestimmung nach der Fedorow'schen Methode ergab einen Anorthitgehalt von 4—6%. Körniger, sekundär neugebildeter Albit ist überall zu beobachten.

Die primären femischen Bestandteile sind auch hier wieder völlig verloren. An ihrer Stelle finden sich wieder von metamorphen Neubildungen die Erze, ganz in der gleichen Weise wie bei den übrigen Gesteinen ausgebildet und bald kranzförmig um die Feldspatschnitte angeordnet, bald unregelmäßig zerstreut. Dazu kommt nur noch in einigermaßen bemerkenswerter Menge Epidot in kleinen bis kleinsten Körnchen, der mit den Eisenerzen zusammen als fast alleiniger sekundärer gefärbter Gemengteil vorliegt; er tritt ganz in der gleichen Weise wie diese auf. Nicht selten beobachtet man ihn in kleinen Zwickeln in den Interstitien zwischen Feldspäten und auch auf Spaltrissen oder Zwillingsgrenzen als schmale Körnerreihen innerhalb der Feldspäte. Chlorit wurde nur ganz gelegentlich in einigen lebhaft grünen Blättchen beobachtet, desgleichen auch hier und da einmal etwas Sericit.

Östlich Eppenhain.

Ein weiteres Beispiel (K99 der Geol. L.-A.) stammt aus der Gegend zwischen Eppenhain und Ruppertshain. Von dem auf der Karte östlich vom Atzelberg an der Landstraße gezeichneten Steinbruch führt ein auf der Karte noch nicht eingetragener Weg auf der östlichen Seite der Landstraße in südlicher Richtung von dieser abzweigend; er bildet die Fortsetzung des von der Signatur km der Karte auf der Ostseite des Atzelberges nach der Landstraße zu führenden Weges. Dieser neue Weg hat an seiner westlichen Böschung eine fortlaufende Reihe von Aufschlüssen, die zuerst das Unterdevon (grüne und rote Phyllite) und dann die geschieferten Eruptivgesteine zeigen. Die Fundstelle liegt etwas nördlich des von Grünschiefern gebildeten Felsvorsprunges, das Gestein unterscheidet sich durch seine helle, fast weißliche Farbe ohne weiteres von den Grünschiefern.

Unter dem Mikroskop ist auch hier wieder die divergente Feldspatgrundmasse, allerdings schon etwas untermischt mit metamorph neugebildetem körnigem Albit und etwas Quarz, deutlich zu erkennen. Die Gestalt dieser Grundmassenfeldspäte ist im allgemeinen, auch nicht in den M entsprechenden Begrenzungselementen, so scharf umrissen wie die der Feldspäte der vorher besprochenen Gesteine, man ist manchmal fast mehr geneigt, von einem flatschenartigen Umriß zu sprechen. Die Lichtbrechung ist $\leq$ Canadabalsam, das Maximum der Auslöschung in der symmetrischen Zone das gleiche wie bei den Grundmassenfeldspäten der schon besprochenen Gesteine. Von Einsprenglingen ist nur ein einziger beim Dünnschleifen mehrfach gerissener und vom eigentlichen Schliffe losgetrennter Albit (mehrfach zwillingslamelliert, Lichtbrechung deutlich geringer als Canadabalsam) vorhanden. Die gefärbten metamorphen Neubildungen sind hier bei weitem nicht so reichlich als in den drei vorbesprochenen Gesteinen, sondern nehmen in ihrer Menge etwa eine Mittelstellung zwischen diesen und den Gesteinen der Schmelzers Mühle ein. Sie sind zwischen und in die Grundmassenfeldspäte unregelmäßig eingestreut und bestehen aus Chloritblättchen, Epidot-

körnchen und trüben, stark lichtbrechenden, Aggregatpolarisation mit hoher Doppeltbrechung zeigenden Körnerhäufchen. Die Maximalgröße dieser Häufchen ist etwa 0,03 mm, die Durchschnittsgröße dagegen bedeutend geringer, etwa 0,01 mm. Außer diesen trüben rundlichen Körnerhäufchen findet man noch langrechteckige Querschnitte, die mit genau demselben Material erfüllt sind. Als Maximalgröße wurden etwa 0,04 : 0,01 mm gemessen, doch sind geringere Dimensionen bei ähnlichem Verhältnis weit häufiger. Auch bei Anwendung von Immersion ist über die Natur dieser Körneranhäufungen nichts zu ergründen. Es besteht die Möglichkeit, daß es sich um Epidot- oder Carbonatkörnchen handelt, vielleicht läßt aber auch das merkwürdig verschiedene Auftreten in leistenförmigen und rundlichen Querschnitten den Schluß auf Ersatz von Titaneisen und Titan-haltigem Magneteisen durch Titanitkörnchen zu. Gegen diese letztere Vermutung spricht allerdings wieder die starke Anreicherung vor allem der rundlichen Gebilde auf Chloritschnüren, die doch sicher sekundären metamorphen Ursprungs sind. Außer diesen Körnerhäufchen findet man, besonders mit Chlorit zusammen auf Schnüren (Ausfüllungen von Spalten) noch einige klare Epidotkörner und größere strahlige Epidotgruppen. Eisenerze sind in diesem Gestein merkwürdigerweise überhaupt nicht zu beobachten.

Östlich Falkenstein.

Auch das Grünschiefergebiet von Königstein-Falkenstein enthält noch Reste der ehemaligen Eruptivgesteine, deren deutlichster in einem Handstück (K 19 der Geol. L.-A.) von dem großen Felsblock an der Wegegabel am Ostausgang von Falkenstein (Wegegabel bei der SO.-Ecke der Umzäunung) vorliegt. Hier handelt es sich wieder um ein Gestein, das wie das von der Schmelzers Mühle als Einsprenglinge Kalinatronfeldspäte führt, neben denen noch vereinzelte, zum Teil wohl korrodierte Quarze vorkommen. Die Einsprenglingsfeldspäte sind identisch mit den scheckigen oder feinfaserig lamellierten Kalinatronfeldspateinsprenglingen der Sericitgneise und der Keratophyre von Rabenstein bei Kirdorf

(Blatt Homburg). Randlich sind sie umsäumt von einem durch fein verteiltes Eisenerz stark getrübten Saume, der bei stärkerer Vergrößerung sich als eine Imprägnation des Feldspates mit Eisenglanzblättchen auf Spaltrissen deuten läßt. Der eisenerzfreie innere Raum ist entweder feinfaserig lamelliert (a. a. O. S. 390) oder scheckig (a. a. O. S. 388) gebaut. Die Achsenwinkel sind, wie die Achsenbilder ausweisen, durchaus identisch mit denen der erwähnten Kalinatronfeldspäte; kleine Achsenwinkel, die auf Anorthoklase hinweisen würden, sind nicht zu beobachten.

Die Grundmasse läßt wieder die Feldspatgrundmasse, wie sie in den vorliegenden Gesteinen bereits zur Genüge beschrieben wurde, erkennen, die Struktur wird hier durch sehr reichliches Auftreten von kranzförmig umschließendem Eisenerz stark markiert. Diese Eisenerzkörnermassen, in der Hauptsache wohl Eisenglanz, sind so dicht, daß sich außer einem feinverteilten trüben Staub (Brauneisen?) nichts weiter erkennen läßt.

Das Gestein hat im großen und ganzen eine ziemliche Ähnlichkeit mit dem Keratophyr vom Rabenstein auf Blatt Homburg (a. a. O. S. 462), so daß es petrographisch mit diesem gleichgestellt werden kann.

Blatt Homburg.

Weitere Beispiele derartiger noch einigermaßen erhaltener, ehemaliger Eruptivgesteine von ganz gleicher Ausbildung haben sich auch auf dem Blatte Homburg gefunden und sind vom Verfasser bereits an anderer Stelle beschrieben worden. Es sind Gesteine, die als Keratophyre (Rabenstein-Klippen, mit Orthoklas als Einsprengling) und Natronkeratophyre (östlich Kirdorf) bezeichnet wurden. Das Gestein vom Rabenstein zeigt als eine Besonderheit, die bei den hier besprochenen Gesteinen nicht beobachtet wurde, ausgezeichnete, hauptsächlich mit Eisenerz erfüllte Pseudomorphosen nach ursprünglichen femischen Gemengteilen, die nach der Form sowohl Hornblenden als Augiten zuzuschreiben sind. Der Eisenreichtum weist vielleicht auf Ägirine und arfvedsonitische Hornblenden hin. Bei den Natronkeratophyren östlich von Kirdorf wurde Albit z. T. recht reichlich als

Einsprengling beobachtet. Für jedes der beiden Typen ist an der genannten Stelle eine Analyse bereits veröffentlicht[1]).

Die Beziehung zu den Grünschiefern.

Die Zugehörigkeit aller dieser im vorstehenden beschriebenen Gesteine zu den Grünschiefern, die ja aus dem geologischen Zusammenauftreten schon sehr wahrscheinlich wird, läßt sich sowohl makroskopisch als auch mikroskopisch auf das mannigfachste dartun. Makroskopisch ist dies nur möglich, wo günstige Aufschlüsse gestatten, das Übergehen des einen Typus in den anderen zu verfolgen. Dies läßt sich am schönsten in dem Bruche südlich Naurod ausführen, auch der Bruch von Hallgarten zeigt einen solchen Zusammenhang. Für den Bruch östlich von Kirdorf (Bl. Homburg) ist diese Beobachtungsmöglichkeit schon früher (a. a. O. S. 481) erwähnt worden. Weit überzeugender und schöner als solche makroskopischen Zusammenhangsfeststellungen sind jedoch die diesbezüglichen Beobachtungen, die sich an Dünnschliffen anstellen lassen. Man kann von den Grünschiefern ausgehend durch allmähliches Verändern von Struktur und Mineralbestand eine ununterbrochene Reihe zu den besterhaltenen Eruptivgesteinen zusammenlegen, selbst in einzelnen Dünnschliffen lassen sich solche Übergänge verfolgen. Diese Beziehungen und Übergänge hier näher auszuführen wäre nicht am rechten Platze, es genügt, auf die absolute Sicherheit der Zusammengehörigkeit hinzuweisen; die Ausführung und Ausdeutung solcher Beobachtungen kann erst im Zusammenhang der Darstellung der Grünschiefer erfolgen. Ein anderes Problem, das hier nur erwähnt werden darf, ist die Frage, inwieweit es sich bei den vorliegenden Typen, die noch so vieles vom ursprünglichen Eruptivgesteinscharakter erhalten haben, nur um eine einfache Verschonung durch die metamorphen Vorgänge handelt; in einzelnen Fällen könnte z. B. auch eine besondere Art der Metamorphose eine Konservierung zustande gebracht haben. In diesem Zusammenhange, bei dem es sich zunächst nur um eine Rekonstruktion der ehemaligen Eruptivgesteine handelt, sind solche Betrachtungen

[1]) Mineralbestand siehe s. 336 bezw. 339.

zunächst noch zu weit ausgreifend. Aber es muß hier schon darauf aufmerksam gemacht werden, daß es z. B. nicht ohne weiteres angängig ist, das Vorhandensein der Eisenerze einfach als eine Neubildung in situ aus ehemaligen femischen Gemengteilen zu erklären, sondern daß manche Beobachtungen auf nachträgliche Imprägnationen hinweisen.

Ebenso überzeugend für die Zusammengehörigkeit der in Rede stehenden Gesteine mit den Grünschiefern ist der Vergleich der beiderseitigen Analysenreihen, der sich an Hand der auf S. 332 gegebenen Analysen und der Milch'schen Grünschieferanalysen ausführen läßt.

Für den Sammler möge bemerkt werden, daß es außer an den beschriebenen Fundpunkten sicher noch eine ganze Reihe ähnlicher Vorkommen gibt. Daß neue Gesteine zu finden sein werden, erscheint bei der Gleichartigkeit der Grünschiefer im ganzen rechtsrheinischen Vordertaunus wenig wahrscheinlich; man wird wohl aus der Eintönigkeit der metamorphen Produkte auf eine zimliche Gleichmäßigkeit des Ausgangsmateriales schließen dürfen.

Geologisches Auftreten, Einteilung und Nomenklatur.

Das geologische Auftreten der vorliegenden Gesteine ist das von Ergußgesteinen. Mandelsteinausbildung wurde bei den besprochenen Vorkommen verschiedentlich angedeutet gefunden und ist vor allem in den zugehörigen metamorphen Äquivalenten, den Grünschiefern, mehrfach deutlich beobachtet worden. Auch die Struktur weist ausgesprochen auf Ergußgesteine hin.

Das mikroskopische Bild läßt eine Zuordnung zu den Gesteinen der Diabas-Keratophyrreihe angezeigt erscheinen. Nach den Einsprenglingen läßt sich eine Zweiteilung vornehmen, die sich auch durch die Mengenverhältnisse der Umwandungsprodukte der ehemaligen femischen Gemengteile, die ja in einem ungefähren Verhältnis zu den Mengen dieser ehemaligen femischen Gemengteile stehen, ausdrückt.

I. Gesteine mit Orthoklas als Einsprengling (ohne oder neben Albiteinsprenglingen, spärlich gefärbte Gemengteile).

II. Gesteine, die nur Albit als Einsprengling führen (reichlicher gefärbte Gemengteile).

An welcher Stelle der Diabaskeratophyrreihe man die vorliegenden Gesteine nun genau einzuordnen hat, läßt sich einstweilen noch nicht mit Bestimmtheit sagen, da die Kenntnis dieser Reihe noch wenig vorgeschritten ist. Die Orthoklas als Einsprengling führenden Gesteine der Gruppe I dürfte man wohl am einfachsten als paläovulkanische Äquivalente von Trachyten ansehen, ihnen käme also wohl die Bezeichnung Keratophyr (s. str.) zu. Die Gesteine mit Natronvormacht (Gruppe II), die auch etwas SiO_2 ärmer und im allgemeinen an gefärbten Gemengteilen reicher sind, lassen einer Gleichstellung mit sauren Porphyriten wegen der relativen Menge der femischen Gemengteile, dem ausschließlichen Auftreten von Albit und der immerhin doch stark an Diabasporphyrite gemahnenden Struktur eine gewisse Berechtigung nicht versagen. Sie wären vielleicht am treffendsten als porphyritische Natronkeratophyre zu benennen.

Will man sich ein ungefähres Bild von dem ehemaligen Mineralbestand entwerfen, so ist als der ungefärbte Gemengteil der Feldspat ja jetzt noch überall zu erkennen. Über die Natur der femischen Gemengteile lassen sich nur Vermutungen anstellen, zu denen folgende Tatsachen einige Unterlagen abgeben können: Die große Menge des Eisens macht das Vorhandensein von eisenreichen Pyroxenen oder Amphibolen (Ägirine und eisenreiche Alkaliamphibole) wahrscheinlich. Der sicher eingetretene Verlust an CaO und der damit verbundene Verlust an MgO, den die Analysen aufweisen (s. u. S. 340), macht das gleichzeitige Vorhandensein von diopsidischen Augiten wahrscheinlich. Titaneisen ist wohl nur in geringer Menge, ebenso wie Apatit, zugegen gewesen.

Chemische Verhältnisse.

Von den im vorstehenden beschriebenen Gesteinen wurden im Laboratorium der Geologischen Landesanstalt in Berlin durch die Herren Dr. Eyme und Dr. Klüss drei Analysen angefertigt, zu denen noch die zwei Analysen der gleichen Gesteine von Blatt

Homburg kommen, die an der angegebenen Stelle auf Seite 479 und 490 bereits vom Verfasser mitgeteilt, aber noch nicht diskutiert worden sind. Es liegen also zur Betrachtung der in Rede stehenden Gesteine folgende fünf Analysen vor:

Keratophyre:

1. Rabensteinklippen östlich Kirdorf. Analytiker: Eyme.

2. 300 m südsüdöstlich Schmelzers Mühle, linkes Walluftal (aus den hellgrauen Gesteinspartien). Analytiker: Klüss.

Porphyritische Natronkeratophyre:

3. 1 km nordnordwestlich Hallgarten. Analytiker: Klüss.

4. Nordwand des alten Basaltbruches im Walde südlich Naurod. Analytiker: Eyme.

5. An der Hecke südlich des großen Steinbruches östlich von Kirdorf. Analytiker: Eyme.

	1	2	3	4	5
SiO_2 . . .	65,29	62,55	54,70	53,51	55,05
TiO_2 . . .	0,70	0,71	1,24	0,95	1,02
Al_2O_3 . . .	14,11	19,10	18,74	18,30	17,96
Fe_2O_3 . . .	6,28	3,98	9,75	10,84	6,71
FeO	1,05	0,64	2,21	1,27	2,54
MnO . . .				—	
MgO . . .	0,40	0,61	1,52	1,58	3,58
CaO . . .	0,75	0,87	1,48	2,35	1,56
K_2O	5,46	0,43	1,62	1,48	0,78
Na_2O . . .	5,04	10,55	7,68	7,15	7,60
H_2O	1,19	0,42	1,18	2,40	2,72
CO_2	—			—	
SO_3	—	0,08		—	
S	0,10		0,05	0,09	0,05
P_2O_5 . . .	0,12	0,25	0,16	0,34	0,34
	100,49	100,19	100,33	100,26	99,91

Berechnung des Mineralbestandes aus den Analysen.

Versucht man aus diesen fünf Analysen dieser Tabelle den derzeitigen Mineralbestand der Gesteine zu errechnen, indem man, von den Molekülmengen ausgehend, diese auf die einzelnen Gemengteile verteilt, so läßt sich am zweckmäßigsten folgender Weg

einschlagen: Pyrit, Apatit, Titaneisen, Magneteisen, Albit, Anorthit, Chlorit, Epidot, Eisenglanz, Sericit, Orthoklas, Quarz. Um den tatsächlichen Verhältnissen der Beobachtung gerecht zu werden, ist es für den Plagioklas nicht angängig, allen Kalk als Anorthit in Rechnung zu setzen, sondern es darf nur soviel CaO zur Anorthitbildung verwendet werden, wie unter Zugrundelegung der vorhandenen Menge an Natronmolekülen einem Albit von etwa 5% Anorthitgehalt entspricht. Die Verrechnung des Kali zu Orthoklas bezw. Sericit wurde bis zuletzt zurückgestellt, um nach Maßgabe der nach Bildung von Chlorit und Epidot übrigbleibenden Tonerde diese zur Verteilung auf Sericit + Orthoklas zu verwenden. Um das Verhältnis Or : Ser zu erhalten, berechnet man nach Erledigung der anderen Mineralien zunächst alles K_2O als Orthoklas, den dann noch bleibenden Tonerderest halbiert man und nimmt die so gewonnene Zahl als Ausgangszahl für die K_2O-Zahl des Sericites; dann wird mit dem Rest des K_2O der Orthoklas berechnet. Man verfährt dabei im Sinne folgender Gleichungen:

$$x + y = \text{Summe der } K_2O\text{-Moleküle},$$
$$3x + y = \text{Summe der Tonerdemoleküle},$$

wobei x die Anzahl der Kalimoleküle, die auf Sericit entfallen, y die der für Orthoklas übrig bleibenden bedeutet. Die so gewonnene Sericitmenge wird die tatsächliche Zahl nicht mit absoluter Genauigkeit wiedergeben, aber ihr doch wenigstens recht nahe kommen, da der Tonerderest zur rechnerischen Umwandlung des Orthoklas in Sericit zu einem Teile wenigstens von nicht ganz sicherer Herkunft ist. Es kann dieser zweifelhafte Teil sowohl aus Abweichungen der angewandten Formeln für Epidot und Chlorit von dem wirklichen Tonerdegehalt dieser Mineralien im Gestein, als auch aus analytischem Tonerdeüberschuß und auch aus Kaolinspuren herrühren. Für den Chlorit wurde entsprechend dem mikroskopischen Befunde die Formel[1]) für Pennin

[1]) Für die zur Rechnung dienenden Mineralformeln von Chlorit und Epidot wurden der Einfachheit halber Tschermack'sche Moleküle zugrunde gelegt, da man ja einfacher Formeln und nicht komplizierter Mischungsverhältnisse, wenn diese auch richtiger sind, bedarf.

Sp. 3 At. 2 also $10H_2O.13MgO.2Al_2O_3.8SiO_2$ gewählt. Als Ausgangszahl für die Errechnung der für Chlorit zu verwendenden Moleküle wurde die Anzahl der MgO-Moleküle genommen.

Der Epidot ist nach seiner hohen Doppeltbrechung und auch nach dem hohen Eisengehalt der ganzen Gesteine ein eisenreicher Epidot, für den als Verhältnis der beiden (Tschermackschen) Silikate das Verhältnis 2 : 1 angenommen wurde, das einem eisenreichen Epidot von etwa 16,5% Eisen entspricht. Die angewandte Epidotformel lautet also: $H_2O.4CaO.2Al_2O_3.Fe_2O_3.6SiO_2$. Die Zahl, die für die Bildung der Epidotmenge den Ausgang bildet, ist die nach Berechnung der kalkführenden Mineralien (Apatit, Anorthit) übrig bleibende Menge an CaO-Molekülen. Kaolin wurde, da nicht beobachtet, nicht berechnet, und Brauneisenerz ebenfalls, da kein Anhalt für seine Berechnung da ist, unberücksichtigt gelassen. Das übrigbleibende H_2O wurde als solches in Rechnung gestellt. Wenn in den Verrechnungsreihen der Tabellen gelegentlich halbe Moleküle auftauchen, so darf dies nicht als ein Zeichen eines besonderen Grades von Genauigkeit angesehen werden, sie haben vielmehr nur die Bedeutung von Zahlen, die zur ordnungsmäßigen Durchführung der Rechnung angeschrieben werden müssen.

Aus der auf dem oben angegebenen Wege vorgenommenen Verteilung der Moleküle auf die einzelnen Gemengteile wurde dann rückrechnend durch Multiplikation mit den entsprechenden Molekulargewichtssummen die gewichtsprozentige Zusammensetzung des Gesteines an den betreffenden Mineralkomponenten berechnet. Die Summe dieser Zahlen muß natürlich dann wieder die Gewichtsprozentsumme der Ausgangsanalyse geben. Durch Division dieser Zahlen mit den entsprechenden spezifischen Gewichten und Umrechnung dieser Zahlen auf 100 als Summe unter Weglassung des übrigen H_2O wurden dann die Volumprozente erhalten.

A. Porphyritische Natronkeratophyre.

Analyse 3 Hallgarten	Anzahl der Moleküle	Pyrit	Apatit	Titaneisen	Magneteisen	Albit	Anorthit	Chlorit	Epidot	Eisenglanz	Sericit	Orthoklas	Quarz	Wasser	Summe
SiO_2	9117					7434	148	234	230		650	382	39		9117
TiO_2	155			155											155
Al_2O_3	1837					1239	74	58	77		325	64			1837
Fe_2O_3	609				144				38	427					609
FeO	307	8		155	144										307
MgO	380							380							380
CaO	264		36				74		154						264
K_2O	172										108	64			172
Na_2O	1239					1239									1239
P_2O_5	11		11												11
S	16	16													16
H_2O	656							292	38		217			109	656
Gewichtsproz.		0,1	0,4	2,4	3,3	64,9	2,1	4,0	3,7	6,8	8,6	3,6	0,2	0,2	100,3
Volumproz. .		0,1	0,3	1,5	1,9	70,6	2,2	4,0	3,1	3,8	8,4	3,9	0,2		100

Analyse 4 Naurod	Anzahl der Moleküle	Apatit	Titaneisen	Magneteisen	Albit	Anorthit	Chlorit	Epidot	Eisenglanz	Sericit	Orthoklas	Quarz	Wasser	Summe
SiO_2	8918				6918	366	244	418		669	273	30		8918
TiO_2	119		119											119
Al_2O_3	1794				1153	61	61	139		334,5	45,5			1794
Fe_2O_3	677			57					550					677
FeO	176		119	57										176
MgO	395						395							395
CaO	420	80				61		279						420
K_2O	157									111,5	45,5			157
Na_2O	1153				1153									1153
P_2O_5	24	24												24
H_2O	1333						30,5	70		223			1009,5	1333
Gewichtsproz.		0,8	1,9	1,3	60,4	1,7	4,2	6,7	8,8	8,9	2,5	1,8	1,8	100,3
Volumproz. .		0,7	0,9	0,7	67,1	1,8	4,3	5,7	5,1	8,9	2,8	2,0		100

Analyse 5 Kirdorf	Anzahl der Moleküle	Pyrit	Apatit	Titaneisen	Magneteisen	Albit	Anorthit	Chlorit	Epidot	Eisenglanz	Sericit	Quarz	Tonerde-überschuß	Wasser	Summe
SiO_2	9175					7356	128	552	198		498	443			9175
TiO_2	127			127											127
Al_2O_3.	1761					1226	64	138	66		249		18		1761
Fe_2O_3.	419				218				33	168					419
FeO	353	8		127	218										353
MgO	895							895							895
CaO	279		79				64		136						279
K_2O	83										83				83
Na_2O	1226					1226									1226
P_2O_5	24		24												24
S	16	16													16
H_2O	1511							690	33		166			622	1511
Gewichtsproz.		0,1	0,8	1,9	5,1	64,2	1,8	9,5	3,2	2,7	6,6	2,7	0,2	1,1	99,9
Volumproz. .		0,1	0,7	1,2	2,8	70,1	1,9	9,6	2,7	1,5	6,5	2,9			100

B. Keratophyre s. str.

Bei der Berechnung des Mineralbestandes der beiden Kalinatron-Keratophyranalysen (No. 1 und 2 der Tabelle auf S. 332) tauchen gewisse Schwierigkeiten auf, die sich zu einer glatten Durchführung der Rechnung nicht überwinden lassen, aber doch für beide Fälle eine gewisse Übereinstimmung zeigen. Versucht man nämlich auf dem gleichen Wege wie oben (Pyrit, Apatit usw.) vorzuschreiten, so reicht bei Analyse 1 (Rabenstein) die Tonerde, bei Analyse 2 (Schmelzers Mühle) die Kieselsäure nicht zur glatten Durchführung der Rechnung aus. Es fehlen bei Nr. 1 1 % Al_2O_3, bei Nr. 2 1 % SiO_2. Geht man, um bei der Rechnung zu einem Ziele zu kommen, von den Alkalien aus und sucht diese zur Feldspatbildung in erster Linie zu befriedigen, so zeigt es sich, daß bei Nr. 1 die ganze vorhandene Tonerde und bei Nr. 2 die ganze vorhandene Kieselsäure gerade ausreicht, um den Alkalien zur Feldspatbildung zu genügen. Bei Nr. 1 fehlen

dabei noch 11 Moleküle = 0,11 % Al_2O_3 und bei Nr. 2 noch 63 Moleküle = 0,38 % SiO_2. Diese geringen Fehlbeträge lassen sich innerhalb der Genauigkeitsgrenze der Analysen erklären, wenn man z. B. einen kleinen Fehler in der Bestimmung der Alkalien zugunsten des Na_2O annimmt. Hat man so die Feldspatbildung durchgeführt, und das Zusammenstimmen der zur Verfügung stehenden Mengen scheint die Berechtigung zu erweisen, so bleibt in dem einen Falle keine Tonerde, in dem anderen keine Kieselsäure mehr zur Bildung weiterer Silikate übrig. Das Anorthitmolekül kommt nicht mehr zustande und es ist nach den Beobachtungen im Mikroskop ja auch durchaus nicht ausgeschlossen, daß es sich in beiden Fällen um ziemlich reine Kalinatronfeldspäte handeln kann. Ebensowenig ist die Bildung von Epidot und Chlorit möglich, die, wenn auch in sehr geringen Mengen, wohl beobachtet wurden. Magnesia und Kalk bleiben also mit ihren vollen Zahlen zur Verfügung. In welcher Weise sie im Gestein untergebracht sein können, läßt sich durch Rechnung nicht weiter ausfindig machen und auch die mikroskopische Beobachtung gibt keinen Anhalt dafür. Am wahrscheinlichsten wäre es, sie in Form von Carbonaten zu suchen, doch muß dies ausgeschlossen erscheinen, da bei Nr. 1 209 Moleküle = 0,74 % CO_2 und bei Nr. 2 248 Moleküle = 0,88 % CO_2 zur Carbonatbildung nötig wären; solche Beträge wären aber bei der Analyse gewiß nicht entgangen, auch hat der mikroskopische Befund keine merklichen Mengen von Carbonaten erkennen lassen. Es bliebe als Erklärungsmöglichkeit für diese Unstimmigkeit noch die Annahme von adsorbiertem Kali übrig, die sich aber aus der Analyse weder beweisen noch widerlegen läßt, auch hat ein Färbversuch am Gesteinspulver kein Vorhandensein eines Adsorbens ergeben.

Die im folgenden gegebene Rechnung ist nach diesen Überlegungen nur soweit geführt, als es sich mit den aus der Analyse ergebenden Molekülmengen unter Bevorzugung der Alkalien ausführen läßt. Daß für diese Bevorzugung der Alkalien neben den ganz allgemeinen Gründen auch in der Analyse einige Gründe

vorhanden sind, wurde oben schon gezeigt, es ist immerhin auffällig, daß die vorhandenen Beträge der zu knapp bemessenen Mengen an SiO_2 bezw. Al_2O_3 gerade zur Alkalifeldspatbildung recht genau ausreichen. Daher ist die verbleibende Menge an CaO und MgO einfach als »Rest« angegeben. Die Zahlen für Volumprozente lassen sich leider bei diesem Verbleiben eines in Mineralien nicht untergebrachten Restes nicht anschreiben, man gewinnt beim Vergleich der Gewichtsprozente jedoch immerhin einigen Anhalt. Die Volummenge Feldspat ist sehr groß, gegenüber den Zahlen der Natronkeratophyre bleibt nicht sehr viel Raum für femische Bestandteile übrig, was auch dem mikroskopischen Bilde durchaus entspricht (Tabelle s. S. 339).

Petrochemische Diskussion der Analysen.

Eine petrochemische Diskussion der vorstehenden Analysen nach den Systemen von Rosenbusch, Osann, Becke, Loewinson-Lessing, Michel-Levy oder Cross-Iddings-Pirson-Washington erscheint deshalb nicht angezeigt und sogar geradezu unzulässig, weil hier keine frischen Gesteine mehr vorliegen, sondern solche, die durch Verwitterung und Metamorphose Veränderungen erfahren haben, die sich nicht übersehen und in Rechnung setzen lassen. Da in den genannten Systemen im allgemeinen die Diskussion an frischen Gesteinen geführt wird, so ist gar keine Vergleichsmöglichkeit gegeben. Welches die Veränderungen, die im chemischen Bestand vor sich gegangen, sind, kann man nach allgemeinen Erfahrungen immerhin qualitativ angeben. Die Veränderungen an SiO_2 und Al_2O_3, vor allem an letzterem, dürften geringe sein. Im Verhältnis von Fe_2O_3 zu FeO wird durch Oxydation eine erhebliche Verschiebung zugunsten des ersteren eingetreten sein. Bei CaO und MgO wird man mit nicht geringen Verlusten rechnen können, für K_2O und Na_2O wird dies bei der guten Erhaltung der Feldspäte wohl weniger angängig sein. Allerdings darf man hier nicht außer acht lassen, daß Na_2O auch im Ägirinmolekül vorhanden gewesen sein kann, der Gesamtcharakter der Gesteine macht dies ja sehr wahrscheinlich. Um nun einen handgreif-

Analyse 1 Rabenstein	Anzahl der Moleküle	Pyrit	Apatit	Titaneisen	Magneteisen	Eisenglanz	Albit	Orthoklas	Quarz	Reste	Summe
SiO_2 . . .	10882						4878	3486	2518		10882
TiO_2 . . .	87			87							87
Al_2O_3 . .	1383						813	570			1383
Fe_2O_3 . .	392				44	348					392
FeO . . .	146	15		87	44						146
MgO . . .	100									100	100
CaO . . .	134		25							109	134
K_2O . . .	581							581			581
Na_2O . . .	813						813				813
S	31	31									31
P_2O_5 . . .	8		8								8
H_2O . . .	661									661	661
Gewichtsprozente		0,2	0,2	1,3	1,0	5,6	42,6	32,3	15,1	2,2	100,5

Analyse 2 Schmelzers Mühle	Anzahl der Moleküle	Apatit	Titaneisen	Eisenglanz	Albit	Sericit	Reste	Summe
SiO_2	10425				10212	213		10425
TiO_2	89		89					89
Al_2O_3	1873				1702	138	33	1873
Fe_2O_3	249			249				249
FeO	89		89					89
MgO	152						152	152
CaO	155	59					96	155
K_2O	46					46		46
Na_2O	1702				1702			1702
P_2O_5	18	18						18
H_2O	233					92	141	233
Gewichtsprozente		0,6	1,3	4,0	89,2	3,7	1,4	100,2

lichen Beweis für die mangelhafte Eignung der Analysen zu einer petrochemischen Diskussion im Vergleich mit Analysen frischer Gesteine zu geben und damit zugleich die chemischen Veränderungen zu illustrieren, soll hier noch kurz eine Betrachtung nach der rein statistischen, von sekundären, methodischen Beeinflussungen freien Osann'schen Methode der SAlF- und AlCAlk-Verhältnisse vorgenommen werden.

Die Osann'schen Verhältnisse der Analysen sind folgende:

Analyse		S	Al	F	Al	C	Alk
1		24	4	2	15	1	14
2		24,5	3	2,5	14	1,5	14,5
3		21	4	5	15,5	2,5	12
4		20,5	4	5,5	15,5	3,5	11
5		21	4	5	16	2,5	11,5
Mittelwerte aus	1 und 2	24	3,5	2,5	14,5	1,5	14
	3, 4 und 5	21	4	5	15,5	3	11,5

Vergleicht man diese Durchschnittszahlen der Mittelwerte mit den Tabellen in Osann's petrochemischen Untersuchungen I (Heidelberger Akad. d. Wiss., math.-nat. Klasse 2. Abh. 1913), auf denen die AlCAlk-Verhältnisse, gruppiert nach gleichem SAlF-Verhalten, zusammengestellt sind, so findet man, daß keiner der beiden Mittelwerte in diese Tabellen hineinpaßt. Für S 24, Al 3,5, F 2,5 sind (bis auf eine Ausnahme) alle AlCAlk-Verhältnisse wesentlich von dem Mittelwert Al 14,5, C 1,5, Alk 14 verschieden, und zwar in der Weise, daß die C-Zahlen weit höher (3,5—6), die Alk-Zahlen geringer (5—12) sind. Für den zweiten Mittelwert der Natronkeratophyre gehören zu S 21, Al 4, F 5 ebenfalls Zahlen mit höherem C (4,5—10) und niedrigerem Alk (5—11,5) als die des Mittelwertes Al 15,5, C 3, Alk 11,5. Dieser Vergleichsversuch zeigt, daß man die vorstehenden Analysen nicht wie die frischer Gesteine bewerten und diskutieren darf, sondern daß sie vor allem durch den Verlust von Kalk, der sicher auch mit einem Verlust von MgO verbunden ist, von diesen wesentlich verschieden sind.

Diskussion der Analysen hinsichtlich des Verhältnisses zum Diabas.

Da in der Literatur[1]) bereits für die in Verbindung mit den in Rede stehenden Gesteinen auftretenden Grünschiefer eine Diagnose auf Diabasschiefer vorliegt, so ist es notwendig, für die vorliegenden Eruptivgesteine, die ja als Ausgangsmaterial sicher des größten Teiles der Grünschiefer in Betracht kommen, den Nachweis zu erbringen, daß sie nicht irgendwie auf Diabas zurückgeführt werden können. Für die kurzweg Keratophyre genannten Gesteine ist wegen der nachgewiesenen Orthoklase als Einsprenglinge ein solcher Nachweis wohl nicht mehr nötig, anders liegen aber die Verhältnisse bezüglich der natronreichen Keratophyre. Aus dem engverbundenen geologischen Auftreten derselben mit den zweifellosen Keratophyren und aus der absoluten Gleichartigkeit der aus beiden Gesteinsarten hervorgegangenen Grünschiefer, sowohl nach Struktur als auch nach Mineralbestand, läßt sich ja allerdings schon mit hinreichender Gewißheit die Keratophyr- und nicht Diabasnatur der porphyritische Natronkeratophyre genannten Gesteine schließen. Doch sollen bei der Wichtigkeit der Frage auch andere Wege, die zu deren Beantwortung eingeschlagen werden können, versucht und auf ihre Gangbarkeit geprüft werden.

Ein einfacher Hinweis auf die Keratophyrnatur der Analysen und die Mineralzusammensetzung des mikroskopischen Befundes reicht natürlich zu einer exakten Abwehr eines solchen Einwurfes nicht aus. Dies muß vielmehr durch Zahlen geschehen. Es ist also nötig, zunächst einmal festzustellen, wieweit überhaupt die möglichen Einwände der Verwitterung, Metamorphose oder Albitisierung zur Diskussion zugelassen werden können und diese Betrachtungen müssen zahlenmäßig durchgeführt werden.

Der Durchschnitt aus den drei Natronkeratophyranalysen der Tabelle auf S. 332, der sehr wohl als eine Durchschnittsanalyse gelten kann, ist in folgender Tabelle unter Nr. I angegeben:

[1]) L. Milch, a. a. O.

	I.	II.
SiO_2	54,42	50,12
TiO_2	1,07	1,41
Al_2O_3	18,33	15,68
Fe_2O_3	9,10	4,55
FeO	2,01	6,96
MgO	2,23	5,85
CaO	1,80	8,80
K_2O	1,29	1,38
Na_2O	7,48	2,95
H_2O	2,10	1,93
S	0,06	—
P_2O_5	0,28	0,37
	100,17	100,00

Unter Nr. II dieser Tabelle steht zum Vergleich die Durchschnittsanalyse normaler Diabase, wie sie bei Daily, Igneous rocks, Durchschnittsanalyse 55 zu finden ist. Dieses Analysenpaar ist dann zu vergleichen mit Analysenpaaren wie:

frischer Diabas : verwitterter Diabas,
frischer Diabas : dynamometamorpher Diabas,
frischer Diabas : albitisierter Diabas.

Für die beiden ersten dieser Gegenüberstellungen (Verwitterung und Dynamometamorphose) lassen sich einige Beispiele in der Literatur finden, während die Auswahl eines solchen Beispieles für die Albitisierung zurzeit nicht ratsam erscheint, da die lebhafte Diskussion über diesen Gegenstand zurzeit nicht die rechte Sicherheit bei einer solchen Auswahl aufkommen läßt. Hier muß also ein mehr qualitatives Abschätzen der Möglichkeit vorgenommen werden.

Will man zwei Analysen, wie sie durch die beiden ersten oben gegebenen Gegenüberstellungen gegeben sind, vergleichen, so ist es zunächst notwendig, die beiden Analysen eines solchen Paares in einer solchen Form zu vergleichen, daß man von ihnen aussagen kann, welche Verluste oder Zunahmen der einzelnen

Oxyde zu verzeichnen sind; eine einfache Subtraktion der Zahlen ist natürlich sinnlos. Ein solcher Vergleich ist überhaupt erst möglich, wenn man von irgend einem Bestandteile annimmt, daß er bei den Umwandlungsvorgängen weder Verluste noch Zunahmen erlitten hat, so daß man für diesen Bestandteil gleiche Zahlen anschreiben kann und danach die eine der Analysen umrechnet. Der Bestandteil, der, wie die Erfahrung gelehrt hat, am wenigsten verschoben wird, ist die Tonerde. Wir müssen also jede zweite Analyse eines solchen Paares so umrechnen, daß sie die gleiche Tonerdezahl wie die erste Analyse hat, d. h. ihre Zahlen mit dem Quotienten Tonerdezahl I : Tonerdezahl II multiplizieren. Nach dieser Umrechnung läßt sich sagen: auf ebensoviel Gramm Tonerde wie vor der Umwandlung kommen nach der Umwandlung soundsoviel Gramm SiO_2, Fe_2O_3 usw., so daß man berechtigt ist, durch einfache Subtraktionen Verluste oder Zunahmen an den einzelnen Oxyden festzustellen. Zweckmäßigerweise wird man auch hier, wie meist, nicht mit Gewichtszahlen, sondern durch Division mit den Mol.-Gew. mit Molekülmengen rechnen, die man dann zur Erleichterung des Vergleiches mit anderen Analysenpaaren auf 100 als Summe umrechnet.

Ich muß diese Art der zahlenmäßigen Darstellung der chemischen Verhältnisse der Gesteinsumwandlung, bei der man im Schlußresultat eine Angabe darüber erhält, wieviel Prozent der gewanderten (weg- oder zugeführten Moleküle) auf jedes einzelne Oxyd entfallen, für viel einwandfreier und den tatsächlichen Vorgängen entsprechender halten, als z. B. eine einfache Quotientenbildung aus den Zahlen I und II, wo die erhaltenen Zahlen eben durch das Verfahren der Quotientenrechnung in ihrer Bedeutung beeinträchtigt werden, ja sogar gelegentlich irreführend wirken können.

Die nach dem oben angegebenen Verfahren gewonnenen Zahlen sagen also folgendes: von 100 gewanderten Molekülen sind soundsoviele Moleküle, z. B. Kieselsäure, weggeführt, soundsoviele Moleküle Eisenoxyd zugeführt usw., wobei das Vorzeichen — oder + der Wegführung oder Zuführung sich aus dem Vor-

zeichen der Differenz der Zahlen von I und dem umgerechneten II ergibt. Auf diese Weise sind zwei Paare Diabasverwitterungsanalysen, zwei Paare Diabasdynamometamorphoseanalysen und zum Vergleich damit das oben angegebene Paar Diabasdurchschnittsanalyse : Taunus-Natronkeratophyrdurchschnittsanalyse (5) berechnet worden und ergaben folgende Zahlen:

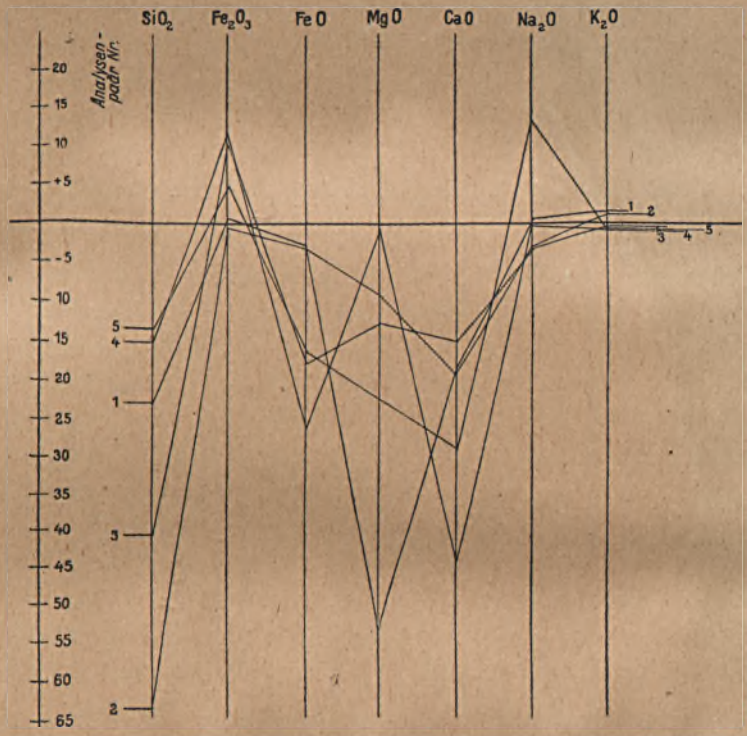
	1	2	3	4	5
SiO_2	— 23,0	— 63,6	— 40,8	— 15,1	— 13,5
Fe_2O_3	+ 0,5	— 0,5	+ 9,8	+ 10,9	+ 4,6
FeO	— 2,8	— 3,2	— 18,0	— 26,7	— 16,6
MgO	— 53,4	— 9,1	— 12,8	— 1,5	— 22,4
CaO	— 18,5	— 19,4	— 14,9	— 44,8	— 29,5
Na_2O	+ 0,3	— 3,0	— 3,2	— 0,2	+ 12,7
K_2O	+ 1,5	+ 1,2	— 0,5	— 0,8	— 0,7

1. Williams, Greenstone schist areas of the Menominee and Marquette regions of Michigan. Unit. St. geol. Survey Bull. Nr. 62, Washington 1890, p. 89 (Dynamometamorphose).
2. Ders., p. 76 (Dynamometamorphose).
3. Altwood, Diabase Spanish Guinea Venezuela. Quat. Journ. Geol. Soc., vol. 35, 1897, p. 586.
4. Holland und Dickson, Diabase, island of Jersey. Proc. Liverpool geol. Soc., vol. 7, 1892, p. 108.

Um diese Zahlenreihen leicht vergleichend übersehen zu können, sind sie in beifolgender Figur in einem Diagramm zusammengestellt, in dem, von einer Nullinie ausgehend, nach oben die Mengen des Gewinnes, nach unten die des Verlustes an den einzelnen Oxyden eingetragen sind. Dabei sind die zu ein und demselben Analysenpaare gehörigen Punkte durch Gerade verbunden und ergeben eine Art Kurve, die aber nur den Zweck der Erhöhung der Anschaulichkeit hat.

Man bemerkt nun beim Betrachten dieses Diagrammes folgendes: Für SiO_2, Fe_2O_3, FeO, MgO, CaO und K_2O kann das zur Diskussion stehende Analysenpaar 5 durchaus als eine Diabasverwitterung oder -Dynamometamorphose — beide dürfen in chemischer Hinsicht nicht scharf getrennt werden, sondern sind, wenigstens bei der Metamorphose in geringen Tiefen, chemisch

nahe verwandt — entsprechend angesehen werden. Seine Punkte für die Oxyde liegen ganz normal innerhalb des Gebietes der vier zu Vergleichszwecken herangezogenen Analysenpaare. Eine wesentliche Abweichung von den chemischen Vorgängen bei der Verwitterung und Dynamometamorphose von Diabasen besteht nur in dem großen Gewinn an Na_2O, der zu verzeichnen wäre. Dieser läßt sich aber nicht mehr durch die beiden genannten Vorgänge erklären.



Es könnte nun, um die Beziehung zum Diabas zu retten, noch eine Albitisierung angenommen werden. Die lebhafte Diskussion, die sich zurzeit um diese Frage dreht, kann diese Möglichkeit nicht ernst genug nehmen lassen. Da die Art der Mineralzusammensetzung und die chemischen Analysen, die hergebrachten Hauptstücke der Gesteinsbeschreibung und -Kenntnis, bei diesem Einwand nichts zur Entscheidung beitragen können,

bleibt noch die bisher mit Unrecht so stark vernachlässigte Betrachtung der quantitativen Mineralzusammensetzung übrig. Aus dieser kann man nun im vorliegenden Falle sehr wohl zu einem Resultat gelangen. Geht man von der Tatsache aus, daß ein Diabas im allgemeinen reicher an nichtfeldspatigen Gemengteilen als ein Trachyt (bezw. ein Keratophyr oder Porphyrit) ist, so kann man durch Berechnung der Mineralzusammensetzung aus den Analysen sehr wohl sagen, ob ein Gestein nach dem Mengenverhältnisse seiner gefärbten zu ungefärbten Gemengteilen ein Diabas gewesen sein kann oder nicht. Gerade für die in Rede stehenden Natronkeratophyre, wo die Feldspäte so ausgezeichnet erhalten sind — der Verfechter eines albitisierten Diabases müßte zugeben, daß sie in ihrer Raumerfüllung wenigstens ausgezeichnet erhalten sind —, ist es leicht, aus der Durchschnittsanalyse (S. 342) mit ziemlicher Genauigkeit zu errechnen, wieviel Prozent des Volumens für die Feldspäte in Betracht kommen und welcher Rest für die ehemaligen dunklen Gemengteile, die jetzt in ihren Umwandlungsprodukten vorliegen, übrig bleibt. Diese Zahlen wären zu vergleichen mit dem Resultat einer gleichen Rechnung an Diabasanalysen, als deren typischer Repräsentant wieder die oben erwähnte Daily'sche Durchschnittsanalyse gewählt wurde. Das Resultat der Gegenüberstellung ist folgendes:

	Natronkeratophyre Vol.-%	Diabase Vol.-%
Feldspäte	83,1	66,5
ehemalige dunkle Gemengteile . . .	16,9	33,5

Die berechneten Zahlen zeigen ohne weiteres den Unterschied der Natronkeratophyre gegen echte Diabase, die Volumina für die dunklen Gemengteile verhalten sich wie 16,9 : 33,5 %. Die in Rede stehenden Gesteine können demnach niemals Diabase gewesen sein. Damit wird auch der Einwand eines albitisierten Diabases hinfällig.

Es bestätigt sich also durch zahlenmäßige Auswertung der Analysen die Annahme, die aus den Zusammengehörigkeitsverhält-

nissen mit den zweifelsfreien, Orthoklas als Einsprenglinge führenden Keratophyren schon eingangs als gesichert hingestellt werden konnte, nämlich daß die als Natronkeratophyre bezeichneten Gesteine keine ehemaligen Diabase gewesen sein können.

Vergleich mit ähnlichen Gesteinen des alten Gebirges.

Sieht man sich zu Vergleichszwecken unter den paläovulkanischen Eruptivgesteinen unseres alten Schiefergebirges um, so ist das nächstliegende Vorkommen das Gebiet der Lahnporphyre, die ja ebenfalls Keratophyre mit ähnlichem Mineralbestand und Struktur sind. Ein Blick auf die Analysen bei Brauns, N. J. f. Min. B. B. 27, S. 307 und 311, zeigt auch die Ähnlichkeit in den chemischen Verhältnissen. Es finden sich unter den Lahnporphyren sogar einzelne Gesteine, die nach dem mikroskopischen Bilde so durchaus den vorliegenden Taunuskeratophyren gleichen, daß eine Unterscheidung nicht möglich ist. Dies ist besonders bei folgenden Schliffen, die mir durch die Freundlichkeit des Herrn Geheimrat Prof. Dr. Brauns zur Verfügung standen, zu konstatieren: Nr. 77 Keratophyr aus Schalstein, Langenaubach, zwischen Haiger und Langenaubach; Nr. 79 und 88 Lahnporphyr aus Schalstein zwischen Haiger und Langenaubach; Nr. 81 Keratophyr aus Keratophyrtuff, Waldweg an der Wiese oberhalb Langenaubach unter dem Wildweiberhäuschen. Der Verfasser selbst hat ein solches auffallend ähnliches Gestein als Ergußeinlagerung im Schalstein nahe der Südgrenze des Grävenecker Tunnels (Bl. Weilburg) gesammelt.

Auch im Harze sind unter den dortigen Keratophyren verwandte Gesteine anzutreffen, als Beispiele von großer Ähnlichkeit mögen zwei Schliffe aus der Sammlung der Geologischen Landesanstalt aus der Gegend von Elbingerode-Rübeland etikettiert mit: Nr. 11 »Mühlental oberhalb Rübeland l. Ufer« und Nr. 12 »Stahlberg« angeführt werden. Für ähnliche Vergleichsanalysen sei auf die Analysen-Tabelle bei Erdmannsdörffer, Centralblatt f. Min. 1909, S. 40 hingewiesen.

Es wäre verfehlt, aus dieser petrographischen Ähnlichkeit mit mitteldevonischen Keratophyren nun kurzerhand das mitteldevonische Alter der Taunus-Keratophyre behaupten zu wollen. Solange die Kenntnis der Ergußgesteine unseres alten Schiefergebirges noch so in den Anfängen ist wie heute, kann eine Verwendung von petrographischen Ähnlichkeiten zu stratigraphischen Zwecken leicht zu voreiligen Behauptungen führen. Ist es doch wohlbekannt, daß wir auch in vordevonischen Schichten des alten Gebirges Keratophyre haben.

Druckfertig abgeschlossen am 31. Januar 1921.
Druck verfügt am 5. Februar 1921.

Über das Vorkommen von Graptolithen-Siculae im Obersilur von Saalfeld.

Von den Herren **Hans Hess von Wichdorff** und **Rudolf Hundt** in Berlin.

Hierzu Tafel 9 [1]).

Im Ausgange des Mittelalters [2]) begann in den mitteldeutschen Gebirgen eine lebhafte Bergbautätigkeit überall im Bereiche der Zone der silurischen Alaun- und Kieselschiefer einzusetzen, die die Grundlage einer lange Zeiten hindurch recht ertragreichen Alaun-, Schwefel- und Vitriol-Gewinnung [3]) bildete. Erst in der zweiten Hälfte des 18. Jahrhunderts und teilweise noch später ist dieser Bergbauindustriezweig allmählich eingegangen. Noch heute zeugen im Gebiete des Silurs Mitteldeutschlands an zahlreichen Stellen mächtige schwarze Alaunschieferhalden von der Größe der ehemaligen Laugebühnen, während man über die unterirdische Ausdehnung des früheren Bergbaus infolge des Verfalls der alten Stollen und Schächte nur in wenigen Fällen ein genaueres Bild erhalten kann. Wie groß und weitverzweigt die unterirdischen Baue eines solchen Alaunschieferbergwerks sind, hat die im Jahre 1913 beendigte Wiederaufwältigung der alten Alaun- und Vitriol-

[1]) Für die mikrophotographischen Aufnahmen, die auf der beigegebenen Tafel wiedergegeben sind, sprechen die Verfasser Herrn A. Pietzsch in Wensickendorf auch an dieser Stelle ihren besonderen Dank aus.

[2]) Der Alaunschieferbergbau und damit die Alaun- und Vitriol-Siederei begann, wie die Bergakten zahlreicher Staatsarchive und Bergämter beweisen, etwa um das Jahr 1544.

[3]) H. Hess v. Wichdorff, Beiträge zur Geschichte des Alaun- und Vitriolbergbaus in der Umgegend von Saalfeld a. S. (Saalfeld 1912).

grube »Jeremiasglück« bei Garnsdorf unweit Saalfeld gezeigt. Eine Anzahl Stollen führen auf drei verschiedenen Sohlen in zahlreiche hohe, hallenartige Weitungen, die von dem außerordentlichen Umfange des alten Bergbaus Zeugnis ablegen, der bisher auf 1000 m Gesamtlänge unterirdisch zusammenhängend nachgewiesen ist.

In diesen heute wieder zugänglichen Bauen steht neben anderen silurischen Gesteinen in größerer Mächtigkeit, teils dem Mittelsilur, teils dem Obersilur angehörend, der schwarze, von vielen unregelmäßigen Quarztrümern und anthrazitisch glänzenden Gleitflächen durchzogene Alaunschiefer an. Er enthält, wie im Jahre 1912 von H. Hess v. Wichdorff festgestellt wurde, außer zahlreichen großen Markasitkonkretionen sehr viele ovale bis völlig kugelrunde, selten auch walzenförmig langgezogene Knollen und Kugeln von Phosphorit. Der Nachweis[1]) des Vorkommens der Markasit- und Phosphoritkonkretionen im Saalfelder silurischen Alaunschiefer gelang Hess v. Wichdorff bei Nachforschungen nach den Bildungsvorgängen eigentümlicher Guhren und stalaktitischer Gebilde von hohem Gehalt an Phosphorsäure und Eisenhydroxyd, die sich in den alten Bauen in außerordentlicher Menge, besonders seit dem Aufhören des Bergbaues, abgesetzt haben[2]). Es stellte sich unzweifelhaft heraus, daß die Ursache

[1]) Es ist wahrscheinlich, daß R. Richter, der in seinem Aufsatze »Aus dem Thüringischen Schiefergebirge« (Zeitschr. d. Deutsch. Geolog. Ges. 1871, Bd. XXIII, S. 234) »kieselschieferartige Kugeln« erwähnt, die Phosphoritkonkretionen gemeint, aber nicht als solche erkannt hat. Ebenso hat Richter ja auch die großen, oft Zentner schweren sog. »Kieskälber« im Culm-Dachschieferhorizont der Gegend von Lehesten als »Kieselschiefergeoden« bezeichnet, die von Hess von Wichdorff im Jahre 1912 als echte »Sphärosiderite« erkannt wurden und aus mehr oder minder manganhaltigem, sonst aber reinem Spateisenstein bestehen.

[2]) Der Formenreichtum und die Farbenpracht dieser sekundären Mineralbildungen, die aus den seltenen Mineralien Diadochit, Pissophan, Orthodiachit, Allophan und Melanterit bestehen und die alten Alaunschieferbaue zu einer prächtigen bunten Tropfsteinhöhle mit zierlichen vielgestaltigen Stalaktiten, burgenartigen Stalagmiten und höheren Sinterterrassen völlig umgestaltet haben (wobei diese Mineralien eine weit größere Vielseitigkeit in den Formen ihrer Gebilde zeigen wie die Stalaktiten und Stalagmiten aller bisher bekannten, aus

dieser sekundären Mineralbildungen auf dem reichlichen Vorkommen von Phosphorit- und Markasitkonkretionen innerhalb des Alaunschiefers beruht.

Phosphoritkonkretionen sind aus der Umgebung von Saalfeld bisher nur aus dem untersten Culm[1]) bekannt, während im sächsischen Vogtland und in der Gegend von Ronneburg silurische Phosphoritknollen bereits nachgewiesen sind[2]). Die äußere Form der Saalfelder Phosphorite ist, wie schon kurz erwähnt, teilweise rein kugelig, wobei selbst bei den größeren apfelgroßen Konkretionen die vollkommen regelmäßige Kugelgestalt auffällt, teilweise von linsenförmiger bis flach ellipsoidischer Gestalt. Ein abweichendes äußeres Aussehen besitzen vor allem diejenigen Konkretionen, die Orthoceratiten enthalten; sie verraten sich schon äußerlich durch ihre langgestreckte Walzenform. Manchmal sind auch zwei benachbarte linsenförmige Phosphorite zu einer einzigen doppelkeulenartigen Schwiele verwachsen. Die Phosphoritknollen sind in allen Stadien der Zersetzung vorhanden. Vom völlig unverwitterten schwarzen, dichten und äußerst harten Phosphorit bis zum erdig-mulmigen Zustand sind alle Zwischenstufen vertreten. Das Auftreten so vieler zersetzter Phosphorite kann übrigens gerade bei diesem Vorkommen nicht überraschen, da, wie oben erwähnt, alle erreichbaren Phosphorite in den alten Bauen dauernd durch die zirkulierenden Wässer ausgelaugt werden und später als Diadochit wieder zum Absatz gelangen. Infolge eines gewissen Kohlenstoffgehaltes pflegen auch die völlig frischen Phosphoritknollen rußig abzufärben.

---

kohlensaurem Kalk bestehenden Tropfsteinhöhlen), haben seinerzeit Hess von Wichdorff veranlaßt, geeignete Schritte zu ergreifen, so daß diese unterirdischen Weitungen und Höhlen nunmehr seit dem Frühjahre 1914 dem öffentlichen Verkehr erschlossen sind (vergl. H. Hess v. Wichdorff und A. Berg, Führer durch die Feengrotten von Saalfeld in Thür., Saalfeld 1914). — Die großen Hallen der »Feengrotten« sind die Fundstellen der in vorliegender Arbeit beschriebenen fossilführenden Phosphoritknollen.

[1]) J. Lehder, Die Phosphoritkonkretionen des Untersten Culms in Ostthüringen und dem Vogtlande (Neues Jahrbuch für Min., Geol. u. Paläontol., 1906, Beilagebd. XXII, S. 48—113).

[2]) L. Kruft, Die Phosphoritführung des vogtländischen Obersilurs. (Neues Jahrbuch für Min., Geol. u. Paläontol., 1902, Beilagebd. XV, S. 1—65.)

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Von besonderer Wichtigkeit ist der Nachweis wohl erhaltener Fossilien in den Saalfelder Phosphoritknollen. Freilich sind diese nur in den harten, frischen und unzersetzten Phosphoriten noch erhalten, während sie in den mürben, klüftigen Phosphoritkonkretionen infolge ihrer leicht löslichen Kalksubstanz sogleich bei Beginn der Auslaugung durch die zirkulierenden Wässer verschwunden sind. Es empfiehlt sich daher, nur in ganz harten Phosphoriten dieses Vorkommens nach Fossilien zu suchen.

Von makroskopisch sichtbaren Versteinerungen gelang es bisher, Graptolithen, große Siculae derselben und Orthoceratiten nachzuweisen. Auf mikroskopische Fossilien, unter denen Radiolarien sich sehr reichlich finden (siehe die beigegebene Tafel, Fig. 4), wurde die Untersuchung nicht ausgedehnt. Reste von Phyllocariden (*Ceratiocaris* sp.) haben sich bisher in den Saalfelder Phosphoriten nicht auffinden lassen, während sie in den gleichalterigen Phosphoriten des Vogtlandes nach L. Kruft[1]) reichlich vorhanden sind.

1. Graptolithen.

Unter den Fossilien der Saalfelder Phosphorite sind neben Radiolarien die Graptolithen am häufigsten. Die Alaunschieferhalden der alten Laugebühnen des Alaun- und Vitriolwerkes »Jeremiasglück«, die am Eingang in das Arnsgereuther Tal am Fuße der Gartenkuppe am Ende des Dorfes Garnsdorf liegen — unmittelbar der noch als Bauernhaus erhalten gebliebenen ehemaligen Alaun- und Vitriolhütte gegenüber in unmittelbarer Nähe der Feengrotten —, sind schon seit langer Zeit als Fundort für zahlreiche Graptolithenarten bekannt und neuerdings wieder eingehend untersucht[2]). Während die Graptolithen auf den Halden im Alaunschiefer selbst liegen und meist älteren Zonen, dem Mittelsilur, angehören und stets die bekannte plattgedrückte laub-

[1]) L. Kruft, Die Phosphoritführung des vogtländischen Obersilurs. (Neues Jahrbuch für Min., Geol. u. Paläontol., 1902, Beilagebd. XV, S. 1—65.)

[2]) R. Hundt, Beiträge zur Graptolithenfauna Deutschlands (Westthüringisches Schiefergebirge, Kellerwald, Katzbachgebirge). Dieses Jahrb. f. 1920, Bd. XLI, S. 148.

sägeblattartige Form aufweisen, wie sie den Vorkommen in Schiefern infolge der erlittenen Druckschieferung eigen sind, zeigen die hier beschriebenen neuen Graptolithenfunde in den Phosphoriten aus obersilurischen Alaunschieferzonen vorzügliche körperliche Erhaltung. Beide graptolithenführenden Zonen, sowohl die mittelsilurischen wie die obersilurischen Alaunschiefer, entstammen ursprünglich den alten Bauen in den heutigen Feengrotten; die neuen Funde bezw. die sie enthaltenden Phosphorite sind dem Anstehenden in den großen Hallen der Feengrotten entnommen.

Bei den Graptolithen der Saalfelder Phosphorite handelt es sich vorwiegend um Monograptiden. Unter ihnen wurde sicher erkannt (Fig. 1 u. 2 der beigegebenen Tafel):

Monograptus colonus Barrande.

Die 1 mm dicken Polyparien weisen deutlich die im Thüringer Schiefergebirge sonst selten zu beobachtenden Anwachsstreifen auf. Die zylindrischen Zellen, die fast ganz in dem gemeinsamen Kanal stecken, sind so angeordnet, daß acht auf einen Zentimeter gezählt werden können. Sehr oft findet sich am Polyparium noch die Sicula (Fig. 2).

Monograptus Nilssoni? Barrande.

Diese schlanke, oft leise gebogene Form ist nicht völlig deutlich nachgewiesen. Es ist ja überhaupt bei dieser Spezies, die bis in das höchste Obersilur hinaufgeht, nicht sicher, ob sie vielleicht nicht nur Zweige von Cyrthograpten sind, also gar nicht zu den Monograptiden gerechnet werden dürfen, da der Gesamthabitus und der Thekenbau gewissen Armen von Cyrthograpten nahe kommt.

Zu erwähnen sind noch einige andere *Monograptus*-Spezies, die wegen der eigenartigen Einlagerungsart des Polypariums in das Gestein nach der Spezies nicht bestimmt werden können.

Vielleicht gehört auch ein Fund einem *Cyrthograptus* sp. an (Fig. 3).

Die Graptolithen der Phosphoritknollen sind im Ludlow zu Hause, so daß man für die Phosphoritkonkretionen selbst und

die sie beherbergenden Alaunschiefer Ludlow-Alter, also oberstes Obersilur, annehmen muß, während die auf den Halden liegenden Alaun- und Kieselschiefer auf Grund der in ihnen enthaltenen Graptolithen mittelsilurischen Bänken desselben Vorkommens in den Feengrotten angehören.

2. Siculae von Graptolithen.

Recht häufig treten in der schwarzen Phosphoritmasse hellblitzende keilförmige Stäbchen auf bis zu 2 mm Länge, die auf dem dunklen Untergrund mit bloßem Auge sichtbar sind. Äußerlich erinnern sie zunächst sehr an Tentaculiten. Die eingehende Untersuchung dieser Gebilde ergab, daß es sich um in Schwärmen auftretende, körperlich erhaltene Siculae von Graptolithen handelt. Diese plastisch vorkommenden Siculae zeigen schon die eigentümlichen Anwachsstreifen (Fig. 4), die man an Graptolithen ebenso beobachtet. Die Messungen der Größe der Siculae zeigen Längen von 0,6 bis 2 mm. Unfern von dem vorliegenden Vorkommen hat E. Zimmermann auf geologisch gleicher Lagerstätte in Phosphoritknollen des Fürstenhuter Stollens bei Saalfeld ebenfalls Siculae beobachtet[1]).

Die ältesten Beobachtungen über Siculae von Graptolithen im Thüringer Schiefergebirge scheint übrigens R. Richter[2]) gemacht zu haben, denn er schildert aus Schichten, in denen Graptolithen auftreten, das Auftreten von Körperchen von schlankkegelförmiger Gestalt von 0,5 bis 2 mm Länge, die an der Basis abgerundet, an der Spitze eine geißelförmige Verlängerung von großer Feinheit aufweisen (Fig. 5).

3. Orthoceratiten.

Es liegen drei ganz gleichartige Exemplare aus Saalfelder Phosphoriten vor. Sie sind im Querschnitt völlig rund. Der Sipho liegt fast zentral und besitzt etwa 2 mm Durchmesser,

[1]) R. Hundt, Zweiter Nachtrag zur Graptolithenfauna. (55./56. Jahresbericht der Gesellschaft von Freunden der Naturwiss. zu Gera.)

[2]) R. Richter, Aus dem Thüringer Schiefergebirge. (Zeitschr. d. Deutsch. Geolog. Ges., Bd. 23, 1871, S. 231 ff.)

während der Durchmesser der Kammern an allen drei Stücken zwischen 10 und 11 mm beträgt. Die Kammerung ist nur an einem Stück erhalten. Der Kammerabstand beträgt hier etwa 6 bis 7 mm, ist also ziemlich gering. Die Formen sind ausgesprochen longicon. Eine äußere Schalenskulptur ist nicht erkennbar. Alle diese Merkmale entsprechen den von L. KRUFT aus den Phosphoriten des Vogtlandes beschriebenen[1]) Orthocerenresten, die dort als *Orthoceras currens* BARR. bestimmt worden sind. Es sei hier davon abgesehen, die in Rede stehenden Formen mit jenen zu identifizieren, da das bisher vorliegende Material dazu nicht ausreicht. Vielleicht wird später neues Material eine Entscheidung darüber ermöglichen. Orthocerenführende Phosphorite sind ja, wie oben erwähnt, bereits äußerlich an der eigentümlichen Walzenform leicht erkenntlich und möglicherweise noch in größerer Zahl aufzufinden.

[1]) L. KRUFT, Die Phosphoritführung des vogtländischen Obersilurs. (Neues Jahrbuch für Min., Geol. u. Paläontol., 1902, Beilagebd. XV, S. 1–65.)

Druckfertig eingereicht am 15. Dezember 1920.
Druck verfügt am 18. Februar 1921.

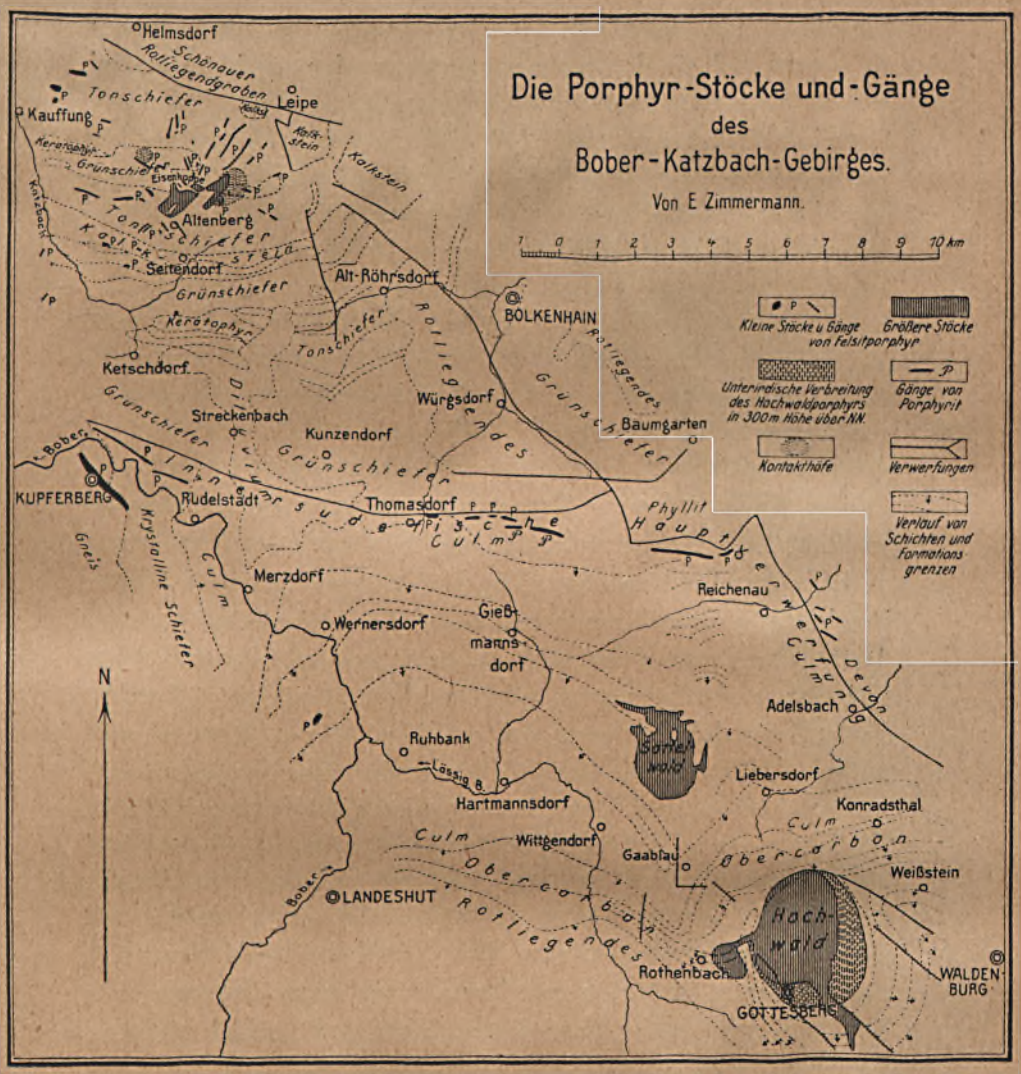
Die Gänge und Stöcke von Porphyr im Katzbach- und Waldenburger Gebirge in Schlesien.

Von Herrn **E. Zimmermann I.**

Mit einer Figur.

Viele von den absolut oder wenigstens für ein weiteres Gebiet höchsten Bergen dieser beiden aneinander stoßenden Gebirge Niederschlesiens werden von mächtigen Massen von Porphyr gebildet. Und zwar sind alle diese großen Porphyre erst nach der varistischen Faltung emporgedrungen, während die vorher entstandenen, also mitgefalteten und durch Schieferung zum Teil in Sericitschiefer umgewandelten paläovulkanischen Porphyre, die im oberen Katzbachgebirge ziemlich häufig sind, landschaftlich gar nicht hervortreten.

Die großen, ersterwähnten Porphyrmassen bilden teils mehr oder minder lange Bergzüge und erweisen sich dann als echte Lager (ehemalige Oberflächenergüsse) im Rotliegenden (so in der nordöstlichen Umrandung der Landeshut-Glatzer Mulde von Konradswaldau über Friedland und Görbersdorf bis in die Gegend von Braunau, ferner im mittleren Katzbachgebiete bei Schönau und in der Gegend von Schweinhaus bei Bolkenhain); oder sie bilden einzelne große Bergkegel, die natürlich wieder in kleinere Berggruppen durch Erosion zergliedert sein können. Diese letzteren großen Porphyrmassen bezeichne ich als Stöcke, und ihre drei Hauptvertreter, der Hochwald, Sattelwald und die Eisenkoppe, sollen nachstehend besonders, namentlich hinsichtlich ihrer Tektonik, besprochen werden.



Selbstverständlich gibt es auch schmale und kleine Vorkommnisse — und zwar stellenweise sehr reichlich —, die landschaftlich nicht weiter auffallen und oft sogar nur bei genauester Kartierung aufgefunden werden. Sie sind größtenteils echte Gänge, zum Teil sicher Lagergänge; ob auch echte lagerhafte Ergüsse dabei sind, mag dahingestellt bleiben, da ich den betreffenden

(östlichen) Teil des Blattes Waldenburg, von wo solche (durch E. Dathe und G. Berg) angenommen werden, nicht genügend kenne. Die gangförmigen Vorkommen haben zum Teil keine besondere Bedeutung, zum Teil aber gewinnen sie eine solche, sogar in hervorragendem Maße, durch die Art ihrer Anordnung oder durch ihre Beziehung zu benachbarten Verwerfungen. Von besonderem wissenschaftlichen Reize sind aber die genannten drei Stöcke.

In petrographischer Hinsicht zeigen sowohl diese drei, wie auch die meisten der benachbarten Gänge, nahe Verwandtschaft und darum eine gewisse Gleichartigkeit. Es sind ganz vorherrschend hellgelblichrot bis hellrostgelb und bis weiß, seltener tiefer rot gefärbte Felsitporphyre mit sehr wenigen, oft fast fehlenden, stets nur kleinen Einsprenglingen, unter denen Feldspäte wohl öfter als Quarze auftreten, wie denn auch die Grundmasse, nach ihrer verhältnismäßig geringen Härte und geringen Widerstandskraft gegen Verwitterung zu urteilen, kieselsäurearm sein dürfte. Nur ganz ausnahmsweise kann man von Quarz-Porphyr und von »mittelkörnigem« oder gar granitähnlichem Porphyr reden, in welch letzterem außer Feldspäten und Quarzen auch schwarze Glimmer reichlich in mittelgroßen Einsprenglingen auftreten. Fluidale Bänderung ist an vielen Gängen, nur selten an Gestein aus den Stöcken zu beobachten, ein Gang (bei Neudörfel am Krähenberg, Blatt Freiburg) zeichnet sich durch prachtvolle, dünnsäulige Quergliederung (von Salband zu Salband), ein anderer (bei Kolonie Vierling, Blatt Kauffung) durch massenhaft eingeschlossene 3 bis 40 mm breite, aber dünne Scherben von phyllitischem Schiefer aus. Sphärolithe, volle wie hohle, und Lithophysen fehlen wohl durchgängig, ebenso Chalcedon- und Quarztrümer. Dagegen haben viele Gesteine, namentlich aus den Gängen, ein äußerst fein-oolithähnliches Gefüge, von dem aber erst noch festzustellen ist, ob es als Sphärolith- oder als Perlitstruktur zu bezeichnen ist; es macht sich besonders auf den Bruchflächen angewitterten Gesteins bemerkbar.

Gehen wir nun zu den einzelnen Stöcken über, so ist der

Porphyrstock des **Hochwaldes** bei Waldenburg landschaftlich und praktisch der bedeutendste und bekannteste. Er nimmt auf der Karte einen ovalen, ziemlich glatt umrandeten Flächenraum von 3,2 km Länge in N-S-Richtung und von 2,2 km Breite in O-W-Richtung ein, erhebt sich bis 850 m absoluter Höhe, 280 m über den tiefsten Punkt seines Fußes, wo noch Porphyr über Tage aufgeschlossen ist. Innerhalb dieses Ovals sind Schollen von Sediment, die von der Seite, von unten oder oben in den Porphyr hineinragten oder ganz von solchem umgeben wären, nicht nachgewiesen, vielleicht nicht einmal kleine von nur Dezimetergröße, abgesehen von vereinzelten Quarzgeröllen, die aus dem durchbrochenen, carbonischen Konglomerat stammen dürften. Es ist also eine gewaltig große, sehr einheitliche, oder mindestens nur wenig differenzierte Masse. Von ihr geht ein starker, kurzer Ausläufer nach Westen aus, der an seinem Ende nach oben hin anscheinend pilzhutförmig zu dem kleineren, aber auch eindrucksvollen Kegel des Hochbergs anschwillt, ein zweiter, etwas längerer Ausläufer nach SO endet in den Blitzenbergen.

Die Lagerung des Hochwaldporphyrs zu seiner Umgebung ist seit Alters viel umstritten und für den dortigen Kohlenbergbau von besonderem Belang. Er ist rings von den Carbonschichten des Waldenburger Beckens umgeben, aber so, daß der Liegendflözzug in einem großen, glatten Halbkreis von West über Nord nach Ost um ihn herumzieht, wobei der Nordfuß des (exzentrisch, mehr im Westen gelegenen) Hochwaldes diesem Halbkreis sehr nahe kommt, während nach West und mehr noch nach Ost ein freier Raum bleibt, in den sich der Hangendflözzug je in Gestalt einer nach SSW bezw. SO offenen Mulde hineinlegt. Die ältesten Geologen und Bergleute, die sich mit den dortigen Lagerungsverhältnissen befaßten (L. v. Buch, v. Raumer, Zobel und Carnall u. a.), faßten diese Mulden als ursprüngliche auf und wiesen dem Porphyr ein Alter zwischen den beiden Flözzügen zu, also ein intracarbonisches Alter: zur Zeit des Hangendzuges sollte er eine Insel gebildet haben, an die dieser sich an- und auflagerte. Die beim Fortschreiten des Bergbaus gemachte

Beobachtung, daß das Einfallen der Auflagerungsfläche den natürlichen Böschungswinkel lockerer Ablagerungen bedeutend überschritt, und die weitere, von Dathe bei der Kartierung des Blattes Waldenburg gemachte Feststellung, daß sich an der Ost-, Süd- und Westseite des Hochwaldes zwischen den Porphyr und die Hangendflöze auch noch das »Flözleere Mittel«, d. h. die mächtigen Weißsteiner Schichten, und an der Ostseite selbst noch Teile des Liegendzuges in steil aufgerichteter Stellung einschoben, führten diesen Geologen zu einer Umänderung obiger, zuerst auch von ihm geteilter Ansicht. Er nahm vielmehr jetzt an, daß der Porphyr erst postcarbonisch, vielleicht erst in der Rotliegendzeit, als Stock emporgedrungen, die Schichten einschließlich des Hangendzuges kurz sattelförmig emporgewölbt und insbesondere an seinen Flanken steil emporgekrämpelt habe. Ich selbst habe mich von Anfang an dieser Dathe'schen Ansicht angeschlossen. Unentschieden mußte bleiben, ob der Porphyr auch die obersten Schichten ganz durchbrochen habe und ob er an der Erdoberfläche oder doch noch unter einer Sedimentkruste erstarrt sei, die dann aber gewiß nur sehr dünn war. Damit war er tektonisch als eine mächtige Quellkuppe oder als ein Stock charakterisiert, der steil in unbekannte Tiefe hinabsetzt. Bei dieser Sachlage ist hervorzuheben, daß der Porphyr nirgends — auch nicht in seinen tiefst aufgeschlossenen Kernteilen — das granitische Gefüge der Tiefengesteine gezeigt hat, das man doch in einem Stock von so großer Ausdehnung erwarten möchte, und daß auch keine besonderen exogenen Kontakterscheinungen neben ihm beobachtet sind, abgesehen von der Entgasung (Anthrazitisierung) oder gänzlichen Verbrennung einiger anstoßender Kohlenflözteile. Ob der neuere Bergbau für die vorgetragene Ansicht noch weitere Beweise gebracht hat oder Abänderungen bedingt, ist mir nicht bekannt. Nur sei noch darauf hingewiesen, daß auf der beim Oberbergamt Breslau durch Herrn Ulrich bearbeiteten Flözübersichtskarte vom Niederschlesischen Steinkohlenbecken, die auf den Horizont + 300 m NN. projiziert ist, die Porphyrgrenze in diesem Horizont den auch auf meine Kartenskizze übernommenen

Verlauf hat, woraus hervorgeht, daß der Stock sich nach unten hin in S-, O- und SO-Richtung erweitert, während nach W hin seine Wand senkrecht niedersetzt und nach NW hin sogar etwas übergeneigt ist.

Der zweite große Porphyrstock ist der vom **Sattelwald**, den und dessen Umgebung ich zum größten Teile selbst kartiert habe. Er liegt einige Kilometer nordwestlich vom Hochwald und ist ganz und gar von Schichten des Culms umgeben. Er hat ebenfalls im ganzen elliptische Gestalt im Grundriß, mit 2,3 km Durchmesser in N-S-Richtung und 1,6 km in O-W-Richtung, und sendet eine Anzahl kurzer, schmaler Apophysen von seinem Ost- und seinem NW-Rande aus, während sein Nordende in eine etwa 1,2 km lange, allmählich sich verjüngende, nach NW gerichtete Spitze ausläuft, die sich anscheinend in eine Schichtfuge des dort ebenfalls nordwestlich streichenden Culms eindrängt. Der zweigipfelige, von einer schwachen sattelförmigen Einsenkung unterbrochene schmale Rücken des Sattelwaldes erhebt sich bis zu 779 m Höhe, die schluchtartigen Täler entblößen den Porphyr zusammenhängend abwärts bis 500 m Höhe. Von einer gröber krystallinen, tiefengesteinsähnlichen Ausbildung ist auch hier selbst in den tiefst aufgeschlossenen oder in den dem Kern genäherten Teilen nichts zu sehen, ebensowenig von einer Kontaktmetamorphose in der Umgebung oder an den kleinen Sedimentschollen (Konglomeraten, Sandsteinen und Schiefertonen), die von außen her in die Porphyrellipse hineinragen oder rings abgetrennt scheinbar darin oder darauf schwimmen.

Von besonderer Bedeutung ist auch am Sattelwald wieder die Tektonik der umgebenden — wie gesagt nur culmischen — Sedimente. Diese bestehen ganz vorwiegend aus mittelgroben bis sehr groben Konglomeraten von sehr großer Mächtigkeit und von wechselnder Widerstandskraft gegen Verwitterung. Durch letztere sind bei dem bedeutenden (durchschnittlich 30° betragenden, nach S bezw. SW oder SO gerichteten) Schichteneinfallen die festeren Bänke und Bankfolgen als weithin ausgezeichnet verfolgbare Bergrücken, Kämme oder Felsleisten herausgeschält, die ebenso

wie gewisse andere petrographische Unterschiede der einzelnen Zonen auf der geologischen Karte zur Darstellung gelangen werden. Und so ist in klarster Weise in der Natur und aus der Karte zu erkennen, daß die Schichten gegen 6—7 km weit geradlinig mit NW-SO-Streichen an die Westflanke des Porphyrstockes herankommen und schroff daran anstoßen, und daß sie auf dessen Ostflanke ebenso schroff, aber in SW-NO-Richtung, wieder abstreichen (hier lassen sie sich in dieser Richtung allerdings nicht so weit wie auf der Westseite verfolgen, nämlich nur etwa 1—2 km weit, weil dann eine große Querstörungszone sie verbiegt oder abschneidet). Denselben scharfen, knickähnlichen Wechsel im Streichen zeigen auch diejenigen Culmzonen, die nördlich oder südlich an der Porphyrellipse vorbeiziehen. Die Linie, die die Knickungspunkte des Streichens all der verschiedenen Culmzonen verbindet, fällt mit der Längsachse dieser Ellipse und deren Verlängerung nach N und S zusammen. Dieser Knick in seinem Südteile ist es auch, wo die Culmschichten südwärts weit in das Obercarbon vorspringen und so den »Gaablauer Grauwackenvorsprung« veranlassen.

Dies in Verbindung gebracht mit dem Einfallen aller Schichten: westlich von der Knicklinie nach SW, östlich von ihr nach SO, ergibt, daß diese Linie nichts anderes ist, als der Ausdruck einer Sattellinie. Also hat auch der Sattelwald seine tektonische Stellung im Kern eines Schichtensattels, genau wie der Hochwald. Und da es andere Sättel innerhalb des Culms und Carbons im ganzen Waldenburger Gebirge nicht gibt, als diese beiden (mit andern Worten: da diese beiden Formationen keine sonstige Faltung aufweisen, sondern nur ein einfaches flaches Becken bilden), und da ferner beide Sättel mit der Entfernung von den Porphyrstöcken sich beiderseits verflachen und ausklingen, so muß zwischen diesen beiden Sätteln und dem Empordringen des Porphyrs in ihren Kernen ein ursächlicher Zusammenhang bestehen. Und zwar nehme ich an, daß nicht die Sättel zuerst da waren und der Porphyr in einen durch sie geschaffenen Hohlraum nachquoll, sondern daß er aktiv die Schichten emporgetrieben und so in Sattelstellung gebracht hat!

Der dritte große — von mir im letzten Jahre bei Spezialkartierung des Blattes Kauffung aufgenommene — Porphyrstock ist der der **Eisenkoppe** bei dem seit alters berühmten Bergwerksorte Altenberg im oberen Katzbachgebirge. Sein Gipfel, die nächste Umgebung nicht viel überhöhend, trotzdem aber (besonders von W her gesehen) eindrucksvoll emporragend, erreicht 666 m; eine der von ihm ausgehenden Schluchten ist zusammenhängend im Porphyr bis hinab zu 460 m Höhe eingeschnitten. Noch stärker als beim Sattelwald ziehen sich Sedimentstreifen über das Porphyrgebiet hinweg, so daß dieses auf der Karte nicht einheitlich erscheint, sondern in drei, allerdings engst benachbarte Flecke aufgelöst ist, deren größter, südwestlicher, den Gipfel der Eisenkoppe umschließt. Einheitlich aufgefaßt ist das Gesamtgebiet eine etwas unregelmäßig ausgebuchtete Ellipse von 2 km größtem Durchmesser in SW-NO-Richtung, und von 0,6 km Querdurchmesser. Dieser Porphyr ist rings von paläozoischem Schiefergebirge, meist Ton-, aber auch Kiesel- und Grünschiefer umgeben, deren Schichten im allgemeinen von WNW nach OSO streichen. Dies kann man freilich, da die Aufschlüsse anstehenden Gesteins nicht eben reichlich sind und die Verbreitung der einzelnen Gesteinsarten nicht schon in den Oberflächenformen ersichtlich wird, eigentlich erst aus der Karte ersehen. Einsprenglingsarmut des Porphyrs herrscht auch hier wieder durchaus vor, doch sind Stellen (?Schlieren) mit zahlreicheren und größeren Krystallen (Feldspäte bis 1 cm), und insbesondere auch mit mehr Quarz und schwarzem Glimmer, reichlicher als an den beiden erstbeschriebenen Stöcken, und solche Gesteine haben bei flüchtigem Anblick eine gewisse Ähnlichkeit mit mittelkörnigem Granit, aber ihre — stets vorwaltende — Grundmasse ist doch immer noch felsitisch dicht. Einen Kontakthof besitzen das Hauptgebiet und das zunächst anstoßende kleinere Gebiet nicht, dagegen grenzt das dritte, nordöstlichste, Gebiet mit seiner O- und NO-Seite an eine ansehnliche Fläche kontaktmetamorpher Gesteine[1]),

[1]) Sie müssen allerdings petrographisch erst noch näher untersucht werden, doch läßt sich schon jetzt sagen, daß sie denen aus Granithöfen ähnlich sind.

während man nach W hin von besonderer Gesteinsumwandlung nichts sehen kann, obwohl hier — wenigstens nach allem Anschein — von der Mitwirkung einer Verwerfung keine Rede sein kann. Diese Ungleichheit in der Verteilung, und der Umstand, daß das metamorphische Gebiet sich ostwärts sehr weit weg von dem Porphyr ausdehnt, zeigen, daß zwischen dem Porphyr und der Metamorphose kein innerer Zusammenhang besteht und der Porphyr nur zufällig in — oder vielmehr: am Rande eines Kontakthofes emporgestiegen ist, allerdings eines solchen, dessen ursächlich zugehöriges Tiefengestein unbekannt, weil noch nicht durch Erosion bloßgelegt ist. Letztere Vermutung ist um so mehr erlaubt, weil in der Nähe — nur 1,5 km weiter westnordwestlich — ein ähnliches kontaktmetamorphes Gebiet ohne Tiefengestein von mir nachgewiesen ist, in dem nur ein paar winzige Porphyrgängchen aufsetzen, wie sie in gleicher Weise und in noch größerer Zahl auch außerhalb dieses Gebietes vorkommen.

Was nun die Tektonik in der Umgebung des Eisenkopper Porphyrstockes betrifft, so scheint zunächst die oben schon erwähnte senkrechte Schichtenstellung, die dort weithin den Gebirgsbau beherrscht, den Nachweis unmöglich zu machen, ob hier auch eine sattelförmige Emporwölbung der Schichten stattgefunden habe. Und doch ist dieser Nachweis hier ebenfalls — freilich in ganz anderer Weise — möglich: rings um den Porphyrstock herum in einem Umkreis bis zu 4,5 km Halbmesser setzen überaus zahlreiche (mindestens 20) schmale (2 bis 30 m breite), mehr oder minder (bis fast 1 km) lange Gänge desselben Porphyrs auf, die zwar oberirdisch nicht mit dem Porphyrstock zusammenhängen, aber — man kann sagen ausnahmlos — geradlinig auf ihn als auf ihren Mittelpunkt zustreben bezw. von ihm ausstrahlen. Vergleicht man nun die senkrechten, parallel nebeneinander hinstreichenden Gebirgsschichten jener Gegend mit einem regelmäßigen Straßen- oder Fußbodenpflaster aus lauter auf die schmale Kante gestellten, durch Mörtel oder Asphalt fest miteinander verbundenen Ziegel- oder Pflastersteinen, so wird eine von unten emporsteigende, kuppelförmige, fremde Masse diese

ihre Decke ebenfalls zu einer Kuppel oder einem kurzen Sattel emporwölben, und in diesem wird sich die entstehende Spannung in radialen Rissen auslösen; umgekehrt ist ein solches radiales Spalten- bezw. Gangsystem der Beweis für eine kuppelförmige Aufwölbung! Mir ist nicht bekannt, ob in Europa ein solch radiales Eruptivgang-System von gleicher Schönheit schon nachgewiesen ist.

Das Alter dieser Porphyre, das man bei ihrer petrographischen Übereinstimmung als gleich ansehen darf, muß man mit Rücksicht auf die jüngste der durchbrochenen Schichten als postcarbonisch bestimmen. Merkwürdig aber ist, daß keiner ihrer Gänge in das Rotliegende des so nahe benachbarten Schönauer Grabens eingedrungen ist.

In bezug auf die Porphyrgänge sind noch zwei Erscheinungen zu erwähnen. Die erste ist die, daß in der Peripherie des Gebietes mit den radialen Gängen, allerdings nur in dem westlichen und nordwestlichen Teile, einzelne der Gänge zu etwas größerer Stärke anschwellen und so wieder Stöcke, von allerdings winziger Größe, darstellen. Auch außerhalb dieser Peripherie setzen noch vereinzelte Porphyrgänge auf (die äußersten sind bei Kammerswaldau und beim Letzten Heller unweit Altschönau beobachtet), ihre Richtung ist aber nun sehr wechselnd und keiner Regel mehr unterworfen. Eine kleine Anhäufung von ihnen zeigt sich wieder nach 6 km gangfreier Entfernung bei der Stadt Bolkenhain, auch hier ohne eine Gesetzmäßigkeit.

Die zweite, wichtigere, Erscheinung ist die, daß eine Anzahl solcher Gänge, die in einem weithin ganz gangfreien Gebiete, in der Gegend von Altreichenau, auftritt, in ihrer Anordnung einen deutlichen Anschluß an jene große Verwerfung erkennen läßt, die das Carbon und den echten (»Reichenauer«) Culm der Landeshut-Glatzer Mulde gegen das nördlich und nordöstlich anstoßende ältere Gebirge (Grünschiefer, Phyllit und »Fürstensteiner Culm« [wahrscheinlich = Oberdevon]) abschneidet. Dieser Gangzug tritt zwar nirgends auf der Verwerfung selbst auf, aber überall in deren Nähe (bis höchstens 600 m von ihr entfernt) und immer

in einer gewissen, wenn auch nicht vollkommenen Parallelität zu ihr, so zwar, daß bei Reichenau selbst, wo die Verwerfung NW-SO-Richtung hat, die einzelnen Gangstücke ebenfalls so laufen, bei Neudörfel am Krähenbusch aber, wo die (nicht geradlinige) Verwerfung im ganzen genommen etwa WNW-OSO streicht, auch der Gang diese Richtung innehält. Man darf daraus vielleicht schließen, daß diese große Verwerfung (übrigens die östliche Fortsetzung der »innersudetischen Hauptverwerfung«) keine junge, sondern von ungefähr gleichem Alter wie die Porphyrgänge, also vermutlich von rotliegendem Alter ist.

Wir haben also in den drei großen Porphyrmassen des Hochwaldes, des Sattelwaldes und der Eisenkoppe mächtige, tiefhinabreichende geologische Körper vor uns, die bei ihrem Empordringen ihre bisherige Decke kuppel- oder kurzsattelförmig emporgewölbt und zersprengt haben und die wir darum mit dem alten guten deutschen Ausdruck Stöcke zu nennen um so mehr berechtigt sind, als ihre Unterfläche nicht — wie es bei den Lakkolithen der Fall sein soll — bekannt ist. Jedenfalls aber sind es Massen von einer Größe, die die von manchen Granitstöcken, soweit wir diese oberirdisch kennen, erreicht oder übertrifft, z. B. die vom Hennberg und vom Arolsberg im Thüringer Walde. Während sich aber letztere trotz ihrer Kleinheit noch durch eine echte Tiefengesteinsstruktur und durch typische Kontakthöfe auszeichnen, besitzen die genannten schlesischen Porphyrstöcke beides trotz ihrer Größe nicht. Man wird dies wohl durch die Annahme erklären können und dürfen, daß sie, wenn überhaupt noch ganz unterirdisch, dann unter einer viel dünneren Decke, und darum viel schneller, erstarrt sind als die Granite, so daß sie eben nicht grobkrystallinisch werden und die von ihnen entweichenden Gase nicht umwandelnd wirken konnten.

Von Interesse ist die oben schon kurz besprochene enge Nachbarschaft des Eisenkopper Stockes mit granitischen Kontakthöfen, deren Tiefengestein freilich noch nicht bloßgelegt ist, jedenfalls, weil die Erosion und Denudation noch nicht tief

genug vorgedrungen ist. Man könnte die zugehörigen Granite für Vorläufer der Porphyrstöcke halten. Wenn man aber glaubt, die Altenberger Erzgänge mit ihrer Füllung von Arsenkies, Kupferkies, Bleiglanz, Zinkblende und Braunspat, zu denen vereinzelt auch Flußspat, Magnetkies und Magneteisen kommen, nunmehr, nachdem diese Kontakthöfe nachgewiesen sind, die vor meiner Kartierung nicht bekannt waren, mit demselben Tiefengestein in ursächliche Verbindung bringen zu können — und auch ich selbst möchte dies tun —, so muß man doch anderseits bedenken, daß diese Erzgänge auch in den Porphyr selbst hineinsetzen. Und man wird dann zu der Auffassung kommen dürfen, daß der Porphyr und das vermutete Tiefengestein gleichzeitig, aber bis zu verschiedener Höhe emporgedrungene Teile desselben Magmas sind und sich dementsprechend verschieden ausgebildet und betätigt haben.

Druckfertig eingereicht am 15. Februar 1921.
Druck verfügt am 3. Mai 1921.

Die Grube Raab bei Wetzlar, ein Beitrag zur Stratigraphie und Tektonik der südöstlichen Lahnmulde.

Von Herrn **Wilhelm Kegel** in Berlin.

Hierzu Tafel 10 und 2 Figuren im Text.

Die neuere geologische Erkenntnis der Lahnmulde baut sich auf den zusammenfassenden Arbeiten für die v. DECHEN'sche Karte auf. Bevor dies Werk abgeschlossen war, hatte bereits die Preußische Geologische Landesanstalt mit der Spezialkartierung des Lahngebietes begonnen. C. KOCH bearbeitete im Anschluß an das nördliche Taunusvorland einen Teil der Lahnmulde, und später setzte E. KAYSER diese Arbeiten fort. Aus dieser älteren Aufnahmeperiode stammen die geologischen Blätter der westlichen Lahnmulde, die das Limburger Becken umschließen.

Es entstand dann eine Pause in der weiteren Untersuchung der Lahnmulde, namentlich ihre Mitte, die Weilburger Gegend, und ihr östlicher Teil blieben fürs erste noch wenig durchforscht. Zwar verwandte HOLZAPFEL einen Teil seiner aufnehmenden Tätigkeit als Mitarbeiter der Geologischen Landesanstalt auf das Studium der Lahnmulde, doch führten seine Arbeiten zu keinem Abschluß. Einen Teil seiner Ergebnisse hat er in dem grundlegenden Werk über »Das Obere Mitteldevon im Rheinischen Gebirge«[1]) niedergelegt.

Zu einer kräftigen Förderung der Aufnahmen kam es erst wieder, als im Anschluß an die von E. KAYSER und H. LOTZ

[1]) Abh. Preuß. Geol. L.-A., N. F., Heft 16.

fertiggestellte Kartierung der Dillmulde im Jahre 1907 mit der Aufnahme der Restgebiete an der Lahn von Lotz und Ahlburg begonnen wurde. Nachdem Lotz nach kurzer Beteiligung ausgeschieden war, führte Ahlburg bis zu seinem allzu früh erfolgten Tode die Arbeiten allein fort. Es kommt der Sache zu statten, daß Ahlburg die wichtigsten Ergebnisse seiner Arbeit noch selbst druckfertig gestalten konnte, wenn er auch die Veröffentlichung nicht mehr erlebt hat[1]).

Die Arbeiten Ahlburg's ihrer Bedeutung nach nicht nur für das engere Arbeitsgebiet, sondern im Rahmen der geologischen Erkenntnis des Rheinischen Schiefergebirges zu würdigen, ist hier nicht der Platz; das wird an anderer Stelle geschehen.

Im folgenden ist ein kleines Gebiet, vor den Toren der Stadt Wetzlar gelegen, zum Ausgangspunkt der Untersuchungen gewählt und anschließend sind größere Teile der Lahnmulde mit in den Kreis der Betrachtungen gezogen worden. Seine Begründung findet dieses Vorgehen darin, daß in den bergbaulichen Aufschlüssen des Lahnberges bei Wetzlar und insbesondere der Grube Raab der Schlüssel gefunden wurde für eine Reihe von Beobachtungen, die sich nicht ohne weiteres untereinander und mit manchen Feststellungen Ahlburg's in anderen Teilen der Lahnmulde in Einklang bringen ließen. Es kommt hinzu, daß wegen ihrer günstigen Lage gerade die Grube Raab und die Aufschlüsse des Lahnberges über Tage öfters auf Exkursionen aufgesucht werden, so daß die folgenden Ausführungen schon jetzt, bevor die geologische Spezialaufnahme des Blattes Wetzlar der Öffentlichkeit übergeben werden kann, manchem willkommen sein dürften.

Der Lahnberg liegt nordöstlich von Wetzlar auf der linken Seite des Lahntales und wird von diesem im Norden und Westen umfaßt. Seiner geologischen Lage nach gehört er noch ganz zur

[1]) Lieferung 208 der Geologischen Karte von Preußen, enthaltend die Blätter Braunfels, Merenberg, Weilburg und Weilmünster. Ferner: Über die Verbreitung des Silurs, Hercyns und rheinischen Devons und ihre Beziehungen zum geologischen Bau im östlichen Rheinischen Gebirge. Dieses Jahrb. für 1919, Teil I, S. 1—82, Taf. 1.

Lahnmulde, deren Südostrand nahezu mit seiner eigenen südöstlichen Begrenzung zusammenfällt. Der Südostrand der Lahnmulde wird hier von einer bedeutenden Störungslinie gebildet, längs welcher das Unterdevon, das die Mulde im Süden in ihrer ganzen Erstreckung begleitet, auf die Gesteine der Mulde überschoben ist. Im Hangenden dieser Störung, der Wetzlarer Hauptüberschiebung, werden die jüngeren Lahnmuldensedimente nicht mehr angetroffen.

Stratigraphie.

Die ältesten Gesteine des Lahnberges sind Oberkoblenz-Schichten (vergl. Fig. 1 und 2). Sie kommen im Felde Raab in einem schmalen, nur unter Tage festgestellten Sattelaufbruche vor und werden von grünlich-grauen mürben Grauwackensandsteinen und Grauwackenschiefern mit *Spirifer paradoxus* Schloth. und anderen bezeichnenden Versteinerungen des Oberkoblenz zusammengesetzt.

Schichten der Cultrijugatus-Zone (Sphärosideritschiefer und Leuner Gestein) sind im Lahnberg nicht bekannt, sei es, daß sie überhaupt fehlen und durch die Normalgesteine des Oberkoblenz bezw. des Tentaculitenschiefers vertreten werden, sei es, daß sie bei der Aufpressung der schmalen Unterdevonsättel ausgewalzt worden sind.

Das Untere Mitteldevon ist am Südostrand der Lahnmulde in zweierlei Facies vorhanden, als Schichtgestein und als Eruptivum. Jenes, gewöhnlich als Tentaculitenschiefer bezeichnet, weist einen gewissen Wechsel in der Gesteinsausbildung auf. In Aufschlüssen über Tage sind die Tentaculitenschiefer meist zu einem gelblichgrauen, mehr oder weniger rauhen Tonschiefer verwittert, dessen Schichtflächen oft mit Styliolinen bedeckt sind. Gelegentlich kommen einige Brachiopoden, meist in schlechter Erhaltung, und Trilobiten vor, unter denen *Trimerocephalus micromma* A. Roem. das wichtigste Leitfossil des Unteren Mitteldevons darstellt.

In frischem Zustande, wie der Tentaculitenschiefer meist unter Tage angetroffen wird, ist er von dunkler, fast schwarzer

Farbe und nähert sich dann im Aussehen den Wissenbacher Schiefern. Als Seltenheit findet man in solchen Schiefern verkieste Versteinerungen, so z. B. *Orthoceras*, in der Gegend von Weilmünster.

Die gewöhnliche Versteinerungsarmut des Schiefers und seine Ähnlichkeit mit Schiefern des Unteren Oberdevons macht ein Trennung von diesen in solchen Gebieten, wo sie zusammen vorkommen, oft recht schwierig. C. Koch hat z. B. auf Blatt Eisenbach den breiten Gesteinszug, der den Südrand der Lahnmulde südlich des Haupt-Massenkalk- und Schalsteinzuges einnimmt, ganz ins Untere Mitteldevon gestellt und rechnete sogar die schmalen Schalsteinbänder in diesen Schiefern als Schalstein unter dem Stringocephalenkalk noch zum Unteren Mitteldevon.

Demgegenüber betonte Ahlburg zuerst das Unmögliche der Vorstellung, daß dann das im Hangenden des Schalsteins folgende Eisensteinlager ebenfalls noch ins Untere Mitteldevon fallen würde, während es im Dillgebiet und in den übrigen Teilen der Lahnmulde stets an die Grenze zwischen Mittel- und Oberdevon gebunden ist.

Von diesen Erwägungen ausgehend, stellte Ahlburg zunächst die dunklen Schiefer im Hangenden des Eisensteinlagers (Blatt Weilburg und Weilmünster) ins Oberdevon. Da sich ferner herausstellte, daß manche Schalsteinzüge das Eisensteinlager sowohl im Hangenden wie im Liegenden führten, so faßte er diese Züge durchweg als schmale Sattelaufbrüche auf und stellte die gesamten Tonschiefer ins Oberdevon. Bei dem Fehlen aller Versteinerungen von stratigraphischer Eindeutigkeit (als solche konnte er die Tentaculiten und Styliolinen nicht anerkennen) schien diese Altersstellung durchaus gerechtfertigt. So gewann Ahlburg seine Anschauung von der Besonderheit des »Oberdevons der südlichen Randfacies« im Gegensatz zu dem Oberdevon des Muldeninneren der Weilburger Gegend. Er faßte die mächtig entwickelten dunklen Ton- und Alaunschiefer am Südrand als die Vertreter der in dem Muldeninneren als Knollenkalke und Cypridinenschiefer entwickelten Schichtfolge auf.

Von besonderem Belang für die Klärung dieser Verhältnisse ist die Gegend zwischen Braunfels und Wetzlar, weil sich in diesem Gebiet die beiden Facies, in der Hauptsache also die dunklen Tonschiefer und die Cypridinenschiefer, berühren. Ahlburg unterschied hier außer dem in geringer Mächtigkeit erscheinenden Schalstein als Übergang der Muldenfacies in die südliche Randfacies »dunkle Ton- und Alaunschiefer mit Übergängen in Cypridinenschiefer« und darin eingelagert schwarze Lydite und bunte Kieselschiefer und helle und dunkle Platten- und Nierenkalke. Verschiedene Neuaufschlüsse in diesem Gebiet, die namentlich beim Wegebau in den Tälchen südlich Steindorf und Albshausen geschaffen worden sind, haben die Kenntnis von der wahren Natur dieser Gesteine gefördert. So wurde bei Steindorf zunächst in wenigen Metern Breite eine kleine Scholle von flaserigen Grauwackenschiefern mit unterdevonischen Spiriferen aufgefunden. Im Hangenden folgen Tentaculitenschiefer mit *Trimerocephalus micromma* A. Roem., weiterhin dunkle plattige Schiefer, gelegentlich mit Kalkeinlagerungen in Linsen und Bänkchen und schließlich auch die Cypridinenschiefer. Diese Beobachtungen erlauben zunächst die Feststellung des Vorkommens untermitteldevonischer Gesteine in dem fraglichen Gesteinszug.

Ein weiteres Vorkommen von Unterem Mitteldevon wurde gelegentlich einer gemeinsamen Begehung mit den Herren Dienst und Schlossmacher auf Blatt Weilmünster festgestellt. Dort fand sich nahe dem Westausgange des Dorfes an der Straße nach Aulenhausen in graugelben, gebleichten Tonschiefern eine kleine Fauna mit *Anarcestes* und mit *Trimerocephalus micromma* als bezeichnenden Formen[1]). Dieselben Schiefer konnten im Streichen weiter verfolgt werden; sie nehmen in der Gegend von Blessenbach und Laubuseschbach größere Flächen ein. Untersuchungen über die weitere Verbreitung dieser Schiefer stehen noch aus.

Um das Fehlen des Unteren Mitteldevons im südlichen Teil der Lahnmulde zu erklären, sah Ahlburg sich gezwungen, die

[1]) Für die Bestimmung der hier angeführten Trilobiten bin ich Herrn Rud. Richter in Frankfurt zu Danke verpflichtet.

von ihm aus anderen Beobachtungen namentlich am Nordrand der Lahnmulde geschlossene Transgression des Oberen Mitteldevons bezw. des Oberdevons auch für den Südrand der Lahnmulde anzunehmen, und er vertritt diese Auffassung in seinen Veröffentlichungen über dieses Gebiet, besonders auf den Blättern Weilburg und Weilmünster (man vergleiche z. B. das Profil zu Blatt Weilmünster). Aus den dargestellten Beobachtungen ergibt sich indessen, daß eine solche Transgression, wenn sie am Südrand der Lahnmulde überhaupt vorliegt, doch nur von untergeordneter Bedeutung sein kann.

Beobachtungen anderer Art stützen dieses Ergebnis. In einem zurzeit im Druck befindlichen Bericht über die Aufnahmearbeiten auf Blatt Wetzlar[1]) hat Verfasser die Eruptivfacies des Unteren Mitteldevons näher besprochen und ist nach den Beobachtungen auf dem genannten Blatt zu dem Schluß gekommen (vergl. auch das beigegebene Profil, Fig. 2), daß der Keratophyr (Lahnporphyr) in der Hauptsache eine Vertretung des Unteren Mitteldevons darstellt. Örtlich mag er die Cultrijugatus-Zone noch mit umfassen, worauf eine von H. L. F. Meyer[2]) mitgeteilte, den Lahnporphyr begleitende Fauna hinzudeuten scheint. Andererseits kann es nach den Beobachtungen Ahlburg's[3]) auf Blatt Weilburg nicht zweifelhaft sein, daß der Keratophyr noch in den Basalschichten des Oberen Mitteldevons auftritt; doch dürfen aus diesem einzelnen Vorkommen keine verallgemeinernden Schlußfolgerungen gezogen werden, wie Ahlburg wollte.

Nimmt man diese Altersstellung des Lahnporphyrs als gegeben hin, so darf es nicht wundernehmen, daß an manchen Stellen, wo mächtigere Keratophyr-Ergüsse auftreten, die Tentaculitenschiefer fehlen. Es ist indessen nicht angängig, aus diesem Fehlen der Sedimentfacies des Unteren Mitteldevons auf eine Transgression des Oberen Mitteldevons zu schließen.

---

[1]) Dieses Jahrb. für 1920.

[2]) Meyer, Der Lahnporphyr bei Diez und eine begleitende Fauna. Zentralbl. für Min., Geol. und Pal., Jg. 1914, S. 469 ff.

[3]) Ahlburg, Erläuterungen zu Bl. Weilburg, S. 23.

Das Obere Mitteldevon wird in der Umgebung der Grube Raab von Schalstein und Massenkalk zusammengesetzt. Ahlburg[1]) hat zuerst auf das Willkürliche hingewiesen, das der Unterscheidung eines älteren von einem jüngeren Schalstein in der Regel anhaftet. Ohne im einzelnen auf diese Frage einzugehen, sei hier nur bemerkt, daß der Massenkalk von Wetzlar, der die bekannten, von Holzapfel[2]) vom Hausertor und Taubenstein zitierte Fauna enthält, eine dem Schalstein eingelagerte mächtige Riffkalklinse darstellt, die im Streichen sowohl südlich Wetzlar wie im Norden im Untergrund des Lahntales auskeilt oder sich doch sehr ab-

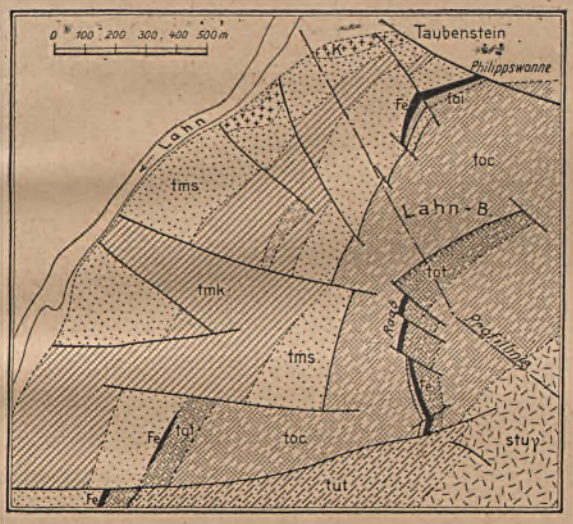


Fig. 1.

Geologische Skizze des Lahnbergs nordöstlich von Wetzlar.

tut: Oberkoblenzschichten	tot: Dunkle Ton- und Kieselschiefer des Unt. Oberdevons
K: Keratophyr (Lahnporphyr)	toi: Intumescens-Kalk
tms: Schalstein	toc: Cypridinenschiefer
tmk: Massenkalk	stuy: Gießener Grauwacke.
Fe: Grenzlager	

[1]) Ahlburg, Die stratigraphischen Verhältnisse des Devons in der östlichen Lahnmulde. Dieses Jahrb. für 1910, Teil I, S. 448 ff.

[2]) Holzapfel, Das Obere Mitteldevon im Rheinischen Gebirge. Abh. Preuß. Geol. L.-A., N. F., Heft 16.

schwächt. Am südwestlichen Abhang des Lahnberges schwillt der Massenkalk beträchtlich an und hier deuten einige Beobachtungen daraufhin, daß er örtlich bis ins Oberdevon hinein fortgewachsen ist, so z. B. das Vorkommen allerdings schlecht erhaltener Clymenien in einzelnen Schieferresten, die wegen ihrer heutigen Einlagerung in oberflächlichen Hohlformen des Massenkalks der Abtragung entgangen sind.

Das hangendste Glied des Oberen Mitteldevons ist das Roteisensteinlager (Grenzlager). Es ist eng an die Verbreitung des liegenden Schalsteins geknüpft, während sein Hangendes von verschiedenartigen Gesteinen eingenommen werden kann.

Im Oberdevon herrscht in unserem Gebiet die Schieferfacies vor. Zwar sind im Hangenden des Grenzlagers der Grube Philippswonne rote Knollenkalke mit Intumescens-Fauna bekannt, und ebensolche Kalke mit vorwiegend grauer Färbung trifft man am Südhang des Lahnberges in gleicher stratigraphischer Lage. Diese Gesteine haben aber nur geringe Verbreitung, während sie im Zentrum der Lahnmulde, in der Weilburger Gegend, stärker entwickelt sind.

Das Hangende des Grenzlagers bildet in der Regel ein blauschwarzer bis rein schwarzer Tonschiefer mit gelegentlichen Einlagerungen von Alaunschiefern und häufigeren von Kieselschiefern. Erst im Hangenden dieser Schiefer treten die hellgrau, grünlich und rot gefärbten Cypridinenschiefer auf. Gerade die Aufschlüsse der Grube Raab, besonders der tieferen Sohlen, haben diese Schichtfolge klar erkennen gelehrt; denn die schwarzen Tonschiefer sind da, wo ihnen die Kieselschiefer-Einlagerungen fehlen, häufig ausgequetscht und über Tage stark verlehmt, so daß sie selten erkennbar sind. Welche Bedeutung für die Entzifferung des geologischen Baues die Gliederung der oberdevonischen Schiefer in eine ältere und jüngere Abteilung besitzt, wird sich weiter unten ergeben.

Bei der Besprechung des Unteren Mitteldevons wurde oben mitgeteilt, daß ein Teil der von AHLBURG als Oberdevon der südlichen Randfacies aufgefaßten Gesteine ins Untere Mitteldevon zu

stellen ist. Ein weiterer Teil dieser Gesteine, nämlich der, welcher dunkle Platten- und Nierenkalke enthält, dürfte dem Oberen Mitteldevon angehören und die normale Vertretung dieser Stufe dort ausmachen, wo der Schalstein oder der Massenkalk fehlt. Solche Gesteine treten z. B. in der Umgebung von Albshausen auf Blatt Braunfels auf und sind durch den Friedrich-Alfred-Stollen gut erschlossen worden. Der Stollen und in seiner Fortsetzung der erste Querschlag durchfahren die Schichten etwa quer zum Streichen. Vom Mundloch aus trifft man vom Liegenden zum Hangenden folgendes Profil an:

Unteres Mitteldevon	Dunkle Tonschiefer
Oberes Mitteldevon	Diabas Schalstein Dunkle, z. T. kalkige Tonschiefer mit Einlagerungen von dunklen glitzernden Knollen- und Plattenkalken Diabas Dunkle Ton- und Kalkschiefer Diabas Schalsteinschiefer, Kalkschiefer und dunkle Tonschiefer Diabas
Oberdevon	Kieselschiefer, untergeordnet schwarze Tonschiefer Cypridinenschiefer

Abgesehen vom Schalstein sind die hier zum Oberen Mitteldevon gestellten Tonschiefer und Kalke von Ahlburg als Oberdevon angesprochen worden. Indessen sind die auch anderorts beim Auskeilen des Schalsteins zu beobachtende mehrfache Wechsellagerung von Tonschiefern und geringmächtigem Schalstein, ferner das Auftreten der dunklen Kalke von der Beschaffenheit des Odershäuser Kalkes[1]) und schließlich das Vorkommen zweifellos oberdevonischer Schiefer im Hangenden der ganzen Schichtfolge — das Oberdevon auch hier in eine ältere und jüngere Schieferfolge zerfallend — unseres Erachtens Gründe genug, die gesamte

[1]) In einer ganz ähnlich aus Schalsteinschiefern, Tonschiefern, Kalkschiefern und dunklen Knollenkalken zusammengesetzten Schichtfolge im Blasbachtale nördlich Wetzlar fand ich eine Leitform des Odershäuser Kalks, *Parodiceras circumflexiferum* Sdb. Für die Bestimmung bin ich Herrn H. Schmidt-Berlin zu Danke verpflichtet.

Schichtfolge im Liegenden der Kieselschiefer ins Mitteldevon zu stellen. Daß dann allerdings an der Grenze vom Mitteldevon zum Oberdevon das Grenzlager fehlt, darf um so weniger verwundern, da der Schalstein im unmittelbar Liegenden des Oberdevons fehlt. Wo dieser dagegen wieder zu mächtigeren Lagen zusammenschließt, fehlt auch das Lager nicht, wie z. B. im Felde Martha.

An Stelle Ahlburg's einheitlich großer Flächen von Oberdevon (toτ) ergibt sich bei der hier vorgetragenen Anschauung ein zusammenhängendes Schichtprofil vom Unteren Mitteldevon bis ins höhere Oberdevon, freilich im ganzen in sehr gleichbleibender Facies, indem unter den Sedimenten die Tonschiefer vorherrschen. Im Oberdevon im besonderen erscheint wieder die Zweigliederung der schiefrigen Gesteine, die oben von der Grube Raab mitgeteilt wurde.

Holzapfel[1]) widmet gerade diesem Gebiet eine nähere Beschreibung, ohne freilich die neueren bergbaulichen Aufschlüsse gekannt zu haben. Die hier ins Untere Oberdevon gestellten schwarzen Ton- und Kieselschiefer stellt er zum Teil ins Obere Mitteldevon, z. T. ins Untere Oberdevon. Doch lassen sich aus den von ihm mitgeteilten Beobachtungen keine ausschlaggebenden Gründe gegen die hier vorgenommene Einordnung dieser Schiefer herleiten.

Schaltet man aus dem breiten Zug des Oberdevons der südlichen Randfacies auf den Blättern Braunfels, Weilburg und Weilmünster die bisher besprochenen Schiefer, Kalkschiefer usw. des Unteren und Oberen Mitteldevons aus, so bleiben immer noch in nicht unerheblicher Verbreitung die dunklen Ton- und Alaunschiefer als oberdevonische Gesteine übrig, die, weil sie das Hangende des Grenzlagers bilden, Ahlburg zuerst bewogen, die ganze Schichtfolge dem Oberdevon zuzuweisen. Es wird vielleicht möglich sein, in diesen Schiefern eine weitere Gliederung durchzuführen; so sammelten Herr Dienst und der Verfasser am Westhang des Bielstein östlich Weilmünster in Begleitung von wohl

[1]) Das Obere Mitteldevon, S. 371 ff.

unterscheidbaren rauhen Plattenschiefern eine kleine Fauna mit *Manticoceras intumescens* Beyr., die vielleicht den Ausgangspunkt einer weiteren Einteilung dieser Gesteine abgeben dürfte.

Es läßt sich also die oberdevonische Zone der dunklen Tonschiefer (mit Einlagerungen von Kiesel- und Alaunschiefern) längs des Südostrandes der Lahnmulde weithin verfolgen. Diese Schiefer stellen einen tieferen Teil des Oberdevons dar, der im Zentrum der Lahnmulde nicht bekannt ist, dort vielmehr von dem Intumescens-Kalk vertreten wird. Insofern ist es durchaus berechtigt, von dem Oberdevon der südlichen Randfacies zu sprechen.

Auf der Grube Raab werden die eben besprochenen Gesteine von hellgrauen, grünlichen und roten Schiefern überlagert, also von Gesteinen, für die in der Lahnmulde seit langem die Bezeichnung Cypridinenschiefer im Gebrauch ist. In der Tat findet sich auch an vielen Stellen in diesen Schiefern die bezeichnende *Entomis serrato-striata* Sdb. Meist ist diese Art aber auf einzelne Lagen beschränkt und tritt dann in großen Massen auf. Bei der ungewöhnlichen Seltenheit anderer Fossilien in diesem Gestein ist eine genauere Altersfestlegung bisher unmöglich gewesen. Aus der Anwendung des Namens Cypridinenschiefer dürfen also fürs erste keine Schlüsse auf einen bestimmt umgrenzten Horizont gezogen werden. Für die Altersstellung der Cypridinenschiefer ergibt sich aus den Aufschlüssen der Grube Raab mit Gewißheit nur, daß sie jünger sind als die oben besprochenen schwarzen Schiefer, die mit dem Beginn des Oberdevons einsetzen. Daß die Grenze zwischen beiden Gesteinen mit der oberen Grenze der Intumescensstufe zusammenfällt, kann bisher nur als möglich hingestellt werden.

In dem Gebiet zwischen Wetzlar und Braunfels ist stellenweise ein enges Zusammenvorkommen der beiden hier unterschiedenen Stufen des Oberdevons zu beobachten. Ahlburg hat u. a. darin eine Veranlassung gesehen, beiden gleiches Alter zu geben. Bei einem Versuch hat sich aber herausgestellt, daß sich die dunklen Schiefer von den Cypridinenschiefern auch auf der Karte wohl trennen lassen. Die scheinbare Wechsellagerung beider ist als

Folge der starken Spezialfaltung anzusehen. Daß die Faltung in diesem Gebiet sehr intensiv gewirkt hat, geht schon daraus hervor, daß das Profil am Westhang des Weinbergs bei Steindorf (Bl. Braunfels) auf eine Erstreckung von wenig mehr als 300 m die ganze Folge vom Oberkoblenz bis zu den Cypridinenschiefern hinauf umfaßt, allerdings bei fast völligem Fehlen der Eruptivfacies des Oberen Mitteldevons, die gewöhnlich erhebliche Mächtigkeit beansprucht. Schließlich lassen sich die immerhin recht seltenen Einlagerungen von Cypridinenschiefern in den dunklen Tonschiefern der südlichen Randfacies auf Blatt Weilmünster zwanglos als eingefaltete Mulden deuten. Daß das höhere Oberdevon in diesem randlichen Streifen nur noch in geringer Ausdehnung auftritt, ist bedingt durch die Nähe des Südostrandes der Lahnmulde überhaupt. Mit der Annäherung an denselben erfolgt ein allmähliches Herausheben der Mulde, so daß die jüngsten Schichten des Oberdevons in stärkerer Verbreitung hier nicht mehr erwartet werden können.

Es läßt sich also am Südostrand der Lahnmulde das Oberdevon folgendermaßen gliedern:

Zu unterst dunkle Tonschiefer mit Einlagerungen von Alaun- und Kieselschiefern, lokal z. T. ersetzt durch rötliche und graue Knollenkalke (Intumescenskalk);

darüber Cypridinenschiefer, deren genauere stratigraphische Erfassung bisher noch nicht möglich war.

Der Vollständigkeit halber soll noch erwähnt werden, daß das jüngste paläozoische Schichtenglied, die Gießener Grauwacke, im Felde Raab unmittelbar den Cypridinenschiefern aufgelagert ist, also über die Wetzlarer Hauptüberschiebung hinwegtransgrediert, während sie gewöhnlich das Unterdevon im Hangenden dieser Überschiebung unbedeckt läßt. Über Gliederung und Bau dieser Grauwacke hat Verfasser an anderer Stelle berichtet[1]).

[1]) Aufnahmebericht von Bl. Wetzlar. Dies. Jahrb. f. 1920.

Tektonik.

Der geologische Bau der östlichen Lahnmulde zeigt bemerkenswerte Eigentümlichkeiten. Zuerst Em. Kayser[1]) und dann Ahlburg[2]) haben auf die großen flachen Überschiebungen hingewiesen, die für den Bau des nördlichen Teiles der östlichen Lahnmulde das kennzeichnende Merkmal bilden. Ahlburg hat in der älteren der beiden Arbeiten eingehender auch die Verhältnisse der Gegend zwischen Wetzlar und Braunfels berücksichtigt; im folgenden wird darauf noch zurückzukommen sein.

Zur Erkennung der Lagerungsverhältnisse der Grube Raab, die uns hier zunächst angeht, dienen die beigegebenen Sohlenrisse und Profile (Tafel 10). Dieselben sind bei wiederholten Befahrungen aufgenommen und an Hand der Grubenrisse ergänzt worden. Wenn trotzdem in Einzelheiten Ungenauigkeiten vorhanden sein mögen, so liegt das daran, daß Teile der Grube bei dem weit fortgeschrittenen Abbau nicht mehr befahrbar sind. In diesen Teilen mußten die Ergänzungen nach mündlichen Mitteilungen der Grubenverwaltung unter Zugrundelegung der Risse vorgenommen werden.

Das Ausgehende des Lagers der Grube Raab liegt am Südhang des Lahnberges (vgl. Figur 1) und ist an mehreren Stellen im Tagebau gewonnen worden, von denen der bedeutendste in der Nähe des Alten Galgens gelegen war. Später wurde das Lager durch Schächte weiter untersucht und abgebaut und durch einen im Harbachtal nordöstlich Wetzlar angelegten Stollen, den sogenannten Wilhelmszecher Stollen, angefahren. Dieser Stollen brachte etwa 50 m Teufe ein. Schließlich trieb man vom Nordfuß des Lahnbergs, dem Taubenstein aus, wenig höher als die Sohle des Lahntales, den Ludwigstollen vor, der etwa 100 m saigere Teufe einbringt und noch heute der Förderung dient. Von der Ludwigstollensohle aus hat man dann mit mehreren Blindschächten die 20, 50, 80, 110, 140, 170 und 200 m-Sohlen abgeteuft.

[1]) Über große flache Überschiebungen im Dillgebiet. Dies. Jahrb. f. 1900, S. 7.

[2]) Die Tektonik der östlichen Lahnmulde. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. f. 1908, M.-B., S. 300 ff. und: Die Grube »Schöner Anfang« bei Breitenbach. Dies. Jahrb. f. 1909, T. II, S. 345 ff.

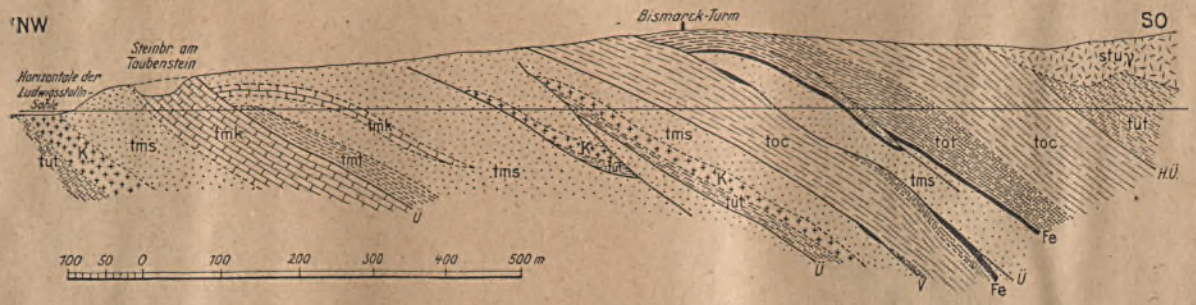


Fig. 2. Idealschnitt durch den Lahnberg bei Wetzlar, etwa in der Richtung des Ludwigstollens.

tut: Oberkoblenzschichten
tmt: Tentaculitenschiefer
K: Keratophyr
tms: Schalstein
tmk: Massenkalk
Fe: Grenzlager
tot: Dunkle Ton- und Kieselschiefer des Unteren Oberdevons
toc: Cypridinenschiefer
stuγ: Gießener Grauwacke
V: Verwerfung
Ü: Überschiebung
H.Ü: Wetzlarer Hauptüberschiebung.

Zum Verständnis der Lagerung ist das beigegebene (Fig. 2) Profil durch den Lahnberg bei Wetzlar in Richtung des Ludwigstollens, also nahezu quer zum Streichen der Schichten, recht lehrreich.

Am Nordwesthang des Lahnbergs treten (vgl. auch Fig. 1) Keratophyre auf, auf die im Hangenden Schalstein und Massenkalk folgen. Der Keratophyr — Unteres Mitteldevon — ist als Kern eines überkippten Sattels anzusehen, dessen Hangendes normal das Obere Mitteldevon bildet. Über Tage folgt auf den Massenkalk wiederum Schalstein in erheblicher Verbreitung, während das Profil des Ludwigstollens zeigt, daß diese scheinbar einheitliche Schalsteinmasse noch durch zwei weitere Sattelaufbrüche gegliedert ist. Der nördlichere dieser beiden Sättel bringt die Tentaculitenschiefer bis über die Höhe der Stollensohle, während der südlichere in zwei Spezialschollen wieder den Keratophyr als Vertreter des Unteren Mitteldevons enthält und in dessen Liegendem auch noch das Unterdevon in Form der eingangs erwähnten Grauwackensandsteine. Dieser Unterdevonaufbruch läßt sich weiterhin verfolgen; er ist auch im Liegenden des Philippswonner Grenzlagers unter Tage fossilführend angetroffen worden.

Auf den letzterwähnten Sattelaufbruch folgt noch einmal Schalstein (mit eingelagertem Diabasmandelstein) und dann an einer ausgeprägten Störungszone sofort das höhere Oberdevon, die Cypridinenschiefer. Diese streichende Störung ist quer über den Lahnberg zu verfolgen. Im Norden verläuft sie über Tage im Oberdevon und dort ist daher auf dem Wechsel vom Schalstein zum Unteren Oberdevon das Grenzlager (im Felde Philippswonne) regelmäßig entwickelt und bis zu geringer Teufe abgebaut worden; es schneidet dann an der streichenden Störung ab und bisher ist es verschiedenen Versuchen nicht gelungen, seine Fortsetzung aufzufinden. Da im Hangenden der Störung überall das höhere Oberdevon folgt, so ist das Lager erst in größerer Tiefe zu erwarten. Im Ludwigstollen ist an dieser Störung, an der also das ganze Untere Oberdevon samt dem Grenzlager ausgefallen ist, noch ein Fetzen Kieselschiefer erhalten geblieben, der zwischen

Schalstein und Cypridinenschiefer eingeklemmt ist, und auf der 170 m-Sohle der Grube Raab (Profil III) hat man auch eine Lagerscholle auf der Störung angefahren, die freilich im Streichen und und Einfallen nur geringe Ausdehnung hatte. Auf der 200 m-Sohle schließlich hat man an dieser Stelle zwischen Schalstein und Cypridinenschiefer bereits in stärkerer Mächtigkeit die schwarzen Tonschiefer des Unteren Oberdevons angetroffen und damit die Wahrscheinlichkeit gewonnen, daß sich in geringer Tiefe unter dieser Sohle auch das Grenzlager wieder anlegt.

Solange man die Ton- und Kieselschiefer des Unteren Oberdevons für Einlagerungen im Cypridinenschiefer hielt, eine Auffassung, der auch AHLBURG zuneigte, war es nicht verständlich, wie an diesem Wechsel vom Mittel- zum Oberdevon das Grenzlager völlig fehlen konnte. Erst die Abtrennung der schwarzen Ton- und Kieselschiefer als besonderes Schichtglied im Liegenden des Cypridinenschiefers bringt auch Klarheit in diese Lagerungsverhältnisse.

Südöstlich dieser streichenden Störung schließt sich nun eine breitere Mulde oberdevonischer Gesteine an, die über Tage im Hangenden teils von der Wetzlarer Hauptüberschiebung abgeschnitten wird, teils an der transgredierenden Gießener Grauwacke ihr Ende findet. Unter dieser, oberflächlich scheinbar so einfach gebauten Mulde verbirgt sich abermals ein verwickelter Sattelbau. Am Südabhang des Lahnbergs eben noch zutage ausstreichend sitzt im Kern dieser Mulde noch einmal ein Aufbruch von Schalstein. Dieser Schalstein-Aufbruch, der Kürze halber als Raabscher Sattel bezeichnet, führt normal im Hangenden, stellenweise auch im Liegenden das Grenzlager, auf dem die Baue der Grube Raab umgehen.

Nach diesen Beobachtungen unter Tage verbirgt sich unter der scheinbar so einheitlichen Schichtfolge des Lahnberges ein verwickelter Bau: Von Nordwesten nach Südosten folgen vier überkippte Sattelaufbrüche aufeinander. Bei allen ist der Liegendflügel stark verkümmert und an einer Überschiebung mehr oder weniger ausgewalzt.

Das Verhalten nach der Tiefe zu ist bei dem Raabschen Sattel besser als bei den anderen Sätteln bekannt und soll daher im folgenden näher erörtert werden (vergl. die Tafel 10).

Die Grubenverwaltung unterscheidet seit langem ein liegendes, mittleres und hangendes Lager. Früher[1]) war man der Ansicht, daß es sich im Felde Raab um ein Lager handele, das sich nach der Tiefe in mehrere Trümmer teile. Als aber die Erkenntnis immer mehr an Boden gewann, daß es sich bei den Roteisensteinlagern der Lahn nicht um metasomatisch, sondern um syngenetisch entstandene Lager handele, begann man, solche Wiederholungen des Lagers, wie sie die Grube Raab zeigt, auf die besonderen tektonischen Bedingungen zurückzuführen.

Am regelmäßigsten sind durchweg die Lagerungsverhältnisse im sog. hangenden Lager, das heißt in demjenigen Lagerteil, welcher im Hangenden der als $\ddot{U}_1$ bezeichneten Überschiebungslinie auftritt. Bis zur 170 m-Sohle setzt hier das Lager im ganzen gleichmäßig nieder. In dieser Tiefe stellt sich eine streichende Störungszone ein, an der ein Teil des zertrümmerten Lagers abgesunken ist.

Das sog. mittlere Lager stellt nur einen Teil des hangenden Lagers dar. Die Spezialüberschiebung, die es nach der Tiefe abschneidet ($\ddot{U}_1$), ist auf den Sohlenrissen und Profilen zu verfolgen. In seinem untersten Teil ist das mittlere Lager unter dem Einfluß der erwähnten Überschiebung stellenweise stark zusammengestaucht. Daraus erklärt sich die beträchtliche Mächtigkeit des Lagers auf der Ludwigstollen- und 20 m-Sohle (vergl. die Sohlenrisse und Profil II). Im Hangenden des mittleren Lagers finden sich in normaler Aufeinanderfolge die schwarzen Tonschiefer und die Cypridinenschiefer des Oberdevons, wenn auch in reduzierter Mächtigkeit infolge der Einwirkung der Überschiebung $\ddot{U}_1$. Diese

[1]) Riemann, Beschreibung des Bergreviers Wetzlar, Bonn 1878, S. 48. Man vergleiche zu diesen und den folgenden Ausführungen auch die Profile von der Grube Raab in folgenden Aufsätzen: Krahmann, Über Lagerstättenschätzungen. Zeitschr. für pr. Geol. 1904, S. 334/335 und ferner Einecke und Köhler, Archiv für Lagerstättenforschung, Heft 1, S. 113.

selbst hat im südlichen Feldesteil der Grube Raab ein größeres Ausmaß als weiter im Norden, was aus den Profilen ersichtlich ist.

Das sog. liegende Lager tritt auf dem Wechsel des Schalsteins zu seinem liegenden Nebengestein auf. Weil es auf der Überschiebungszone $Ü_2$ liegt, auf welcher der Raabsche Sattel in seiner Gesamtheit in die Höhe gepreßt worden ist, ist dieses Lager am unregelmäßigsten ausgebildet. Im Profil I erscheint es überhaupt nicht, in den anderen nur in einzelnen Fetzen. Am vollständigsten ist es in dem Raum unmittelbar nördlich der Profillinie II in den oberen Teufen entwickelt gewesen. Auf den tieferen Sohlen ist es vorwiegend in den nördlichen Bauen vorhanden und zeigt etwa von der 140 m-Sohle ab eine bemerkenswerte Neigung, in mehr geschlossener Lagerung aufzutreten.

Das liegende Nebengestein des liegenden Lagers, also des Raabschen Sattels überhaupt, wird in den oberen Teufen von Cypridinenschiefern gebildet. Hier fehlt also der schwarze Tonschiefer des Unteren Oberdevons ganz. Indessen findet er sich bereits von der 20 m-Sohle ab im Liegenden des Schalsteins, wenn auch zunächst noch in unregelmäßiger, von Spezialüberschiebungen betroffener Lagerung (vergl. besonders Profil III). Dies Verhalten des Oberdevons im Liegenden des Raabschen Sattels ist insofern bemerkenswert, als es darauf hindeutet, daß mit zunehmender Tiefe der Betrag der Überschiebung $Ü_2$ geringer wird und daß die normale Aufeinanderfolge des ungestörten Schichtprofils zu erwarten steht.

Auf der 170- und 200 m-Sohle ist das Oberdevon im Liegenden des Raabschen Sattels in seiner ganzen Mächtigkeit durchörtert worden. Die liegende Begrenzung wird von der oben besprochenen streichenden Verwerfung (vergl. Profil III u. Textfig. 2) gebildet, an welcher der Cypridinenschiefer auf dem Schalstein aufruht, während auf der 170 m-Sohle zunächst ein Fetzen des Grenzlagers und auf der 200 m-Sohle auch der schwarze Schiefer des Unteren Oberdevons angetroffen wurde. Das Oberdevon im Liegenden des Raabschen Sattels füllt also eine schmale Mulde zwischen zwei hochgepreßten und überkippten Sätteln

mitteldevonischer Gesteine aus, auf deren Liegendflügel eine weitgehende Ausquetschung des Unteren Oberdevons stattgefunden hat, während dasselbe auf dem Hangendflügel bei der Überschiebung des Raabschen Sattels in stärkerem Maße mitgeschleppt wurde, schließlich aber doch längs der Überschiebung $Ü_2$ den Zusammenhang mit dem Nebengestein verlor. Alle diese Beobachtungen sprechen für eine Verringerung des Ausmaßes der streichenden Störungen mit der Tiefe.

Daß der Liegendflügel dieser Oberdevonmulde in solch starkem Maße verkümmerte, ist auf den Einfluß des Unterdevon-Aufbruches zurückzuführen (vergl. Profil III). Man hat sich vorzustellen, daß bei der Aufpressung dieses Unterdevons wohl der widerstandsfähigere Keratophyr und der Schalstein in seinem Hangenden der Bewegung zu folgen vermochten, aber nur unvollkommen die weichen oberdevonischen Schiefer.

Eine Betrachtung der Veränderungen des geologischen Baues, die der Raabsche Sattel im Streichen erleidet, beginnt zweckmäßig im Süden. Das Lager ist hier bis zu einer Störungszone verfolgt worden, die im ganzen einen nach ONO gerichteten Verlauf besitzt, und an der die jeweils südlichere Scholle nach W verschoben erscheint. Einzelstörungen der gleichen Richtung, deren Einwirkung auf den höheren Sohlen noch gering ist, machen sich mit zunehmender Tiefe mehr und mehr bemerkbar und treten z. B. auf der 140 m-Sohle auch im nördlichen Feldesteil auf. Die tieferen Sohlen zeigen, daß an ihnen in der Hauptsache Horizontalverschiebungen stattgefunden haben.

Diesen einzelnen Querstörungen parallel verläuft eine über Tage festgestellte große Störungslinie, die, dem Brückeborntälchen am Südabhang des Lahnberges zunächst folgend, später in das südliche Stadtgebiet von Wetzlar eintritt. Südlich dieser Störung findet sich das Oberkoblenz bis in den Untergrund der Stadt hinein, und in der Altstadt selbst schneidet an ihr der Massenkalkzug des Lahnberges ab, um weiterhin von Schalstein und oberdevonischen Schiefern abgelöst zu werden. An dieser Störung, wenigstens an ihrem westlichen Teil, dürfte danach neben einer

ursprünglich horizontalen auch eine vertikale Bewegung stattgefunden haben. Im Osten dagegen, mit der Annäherung an den Wetzlarer Stadtwald ist eine Vertikalbewegung nicht nachweisbar, jedenfalls hat die Gießener Grauwacke, in deren Gebiet sie östlich des Raabschen Sattels bald eintritt, keine nennenswerte Beeinflussung durch diese Störung erlitten.

Unter Tage ist diese »Brückebornstörung« bisher nicht angefahren worden, da man das an kleineren Parallelverwerfungen abgeschnittene Lager nicht bis an die Hauptstörung heran verfolgt hat.

Außer den erwähnten Querstörungen ostnordöstlicher Richtung zeigt die Betrachtung der Sohlenrisse das Vorhandensein einer anderen Gruppe von Querstörungen an, die im ganzen eine nordwestliche Richtung innehalten. Örtlich häufen sich diese Störungen, so ist z. B. auf der Ludwigstollen-Sohle das mittlere Lager wiederholt von ihnen betroffen worden und das gleiche folgt aus den Grubenrissen für die jetzt unzugänglichen Lagerteile auf der Wilhelmszecher-Stollensohle.

Größere Bedeutung besitzt von diesem Störungssystem eine Verwerfung, die über Tage in der Nähe des »Alten Galgens« durchstreicht und hier den Lagerausbiß abgeschnitten hat. Sie ist ebenso unter Tage zu verfolgen; an ihr erreicht das Lager auf den höheren Sohlen in nördlicher Richtung sein Ende (vergl. die Sohlenrisse) und tritt erst unterhalb der 80 m-Sohle im nördlichen Feldesteil wieder auf (Profil III und IV).

Diese Störung hat besondere Bedeutung auch deshalb, weil an ihr ein Wechsel im Streichen des Raabschen Sattels eintritt. Während im Süden das Streichen im ganzen von S nach N gerichtet ist, schwenkt es nördlich dieser Störung in die normale nordöstliche Richtung um. Ferner zeigt der Raabsche Sattel von nun an deutlich eine mehr gedrungene Form. Während beispielsweise die Überschiebung $Ü_1$ im südlichen Feldesteil noch beträchtliche Unterschiede in der Höhenlage der beiden durch sie getrennten Sättel herbeiführte (bis zu 100 m), ist der Unterschied nördlich der Querstörung geringfügig (etwa 20 m). Diese Be-

obachtungen sprechen für eine Verringerung der Faltungsintensität im nördlichen Feldesteil, wenn auch zahlreiche Einzelstörungen das Bild noch hinlänglich verwickelt gestalten.

Die Ursache für diese Unterschiede ist augenscheinlich in der erheblichen Verbreiterung der Oberdevonmulde des Lahnberges in nordöstlicher Richtung zu sehen, die wiederum bedingt ist durch eine Verminderung der Mächtigkeit des Massenkalkzuges im nördlichen Teil des Lahnberges, der ja, wie oben schon mitgeteilt wurde, in nordöstlicher Richtung vollständig auskeilt.

Der schmale zungenartige Aufbruch des Mitteldevons im südlichen Teil des Raabschen Sattels erscheint demnach bedingt durch den größeren Widerstand, den die spröde Kalkmasse des südwestlichen Lahnberges den Faltungsvorgängen entgegensetzte.

Zu den erwähnten tritt noch eine weitere Störungsgruppe hinzu. Auf der 170- und 200 m-Sohle wird das hangende Lager von einem von S nach N streichenden Kluftsystem teils abgeschnitten, teils stark zertrümmert. Die Klüfte sind meist mit Kalkspat ausgefüllt. Eine ähnliche Störungsgruppe war früher auf und in der Nähe der 110 m-Sohle aufgeschlossen und führte außerdem auch Eisenspat. Ein anderes System ähnlich gebildeter Störungen streicht rechtwinklig zur vorigen Richtung. Die Klüfte und Verwerfungen dieser Art sind außer durch die erwähnten Mineralneubildungen in der Regel durch stärkere Wasserführung ausgezeichnet.

Von bedeutenderen Verwerfungen außerhalb des Grubengebietes gehört die am Nordabfall des Lahnberges verlaufende »Kalkspatkluft« hierher, die im Felde Philippswonne eine bedeutende Rolle spielt und durch das Auftreten eines Kohlensäuerlings ausgezeichnet ist. Teilweise folgt diese Störung einer Querverwerfung nordwestlicher Richtung, biegt aber weiterhin in mehr westöstliche Richtung um. Dies Verhalten deutet darauf hin, daß an derselben Linie mehrfach und zu verschiedenen Zeiten Bewegungen stattgefunden haben. Ähnliches gilt übrigens von der Brückeborn-Störung, die in ihrem westlichen Teil in die O—W-Richtung einschwenkt.

Ahlburg hat nach Beobachtungen in anderen Teilen der Lahnmulde dieses ostwestlich bezw. nordsüdlich gerichtete Störungssystem als tertiären Alters angesprochen. Die Beobachtungen bei Wetzlar stehen damit nicht im Widerspruch.

Zusammenfassend läßt sich sagen, daß die streichenden Störungen, sowohl Überschiebungen als auch Verwerfungen in unmittelbarem Zusammenhang mit der Auffaltung stehen, wie das Verhalten des Raabschen Sattels und der Sättel in seinem Liegenden zeigt. Unter den Querverwerfungen kann man im Felde Raab zwei Gruppen unterscheiden, die im ganzen nordöstliche bezw. nordwestliche Richtung besitzen. Die Querverwerfungen der erstgenannten Richtung sind auf das Feld Raab beschränkt, weil der Raabsche Sattel z. T. ein ungewöhnliches Streichen hat. Bei normalem Schichtstreichen besitzen die entsprechenden Querstörungen ein östliches bis südöstliches Streichen. Die Querverwerfungen sind jünger als die Überschiebungen und als die große streichende Störung im Liegenden des Oberdevons des Lahnberges. Nach der herrschenden Auffassung sind sie in der jeweils letzten Faltungsphase entstanden.

Über ein etwa verschiedenartiges Alter der Querstörungen lassen sich aus dem Grubenbild bisher keine einwandfreien Schlüsse ziehen. Doch sind hier einige Beobachtungen von Belang, die sich aus dem Bau des südöstlichen Teiles der Lahnmulde und der benachbarten Gebiete ergeben. Das Unterdevon im Hangenden der Wetzlarer Hauptüberschiebung und diese selbst zeigen an vielen Stellen die Neigung, von der gewöhnlichen nordöstlichen Streichrichtung nach Norden abzuweichen. Dasselbe gilt von manchen Teilen der Muldensedimente, wenn auch weniger ausgesprochen. Anderseits haben die jüngsten mitgefalteten paläozoischen Gesteine, also die Gießener Grauwacke, in ihrem weiten Verbreitungsgebiet auf Blatt Wetzlar die auffällige Neigung, einer Streichrichtung zu folgen, die von der NO-Richtung nach O zu abweicht, ja gelegentlich in O—W-Richtung einbiegt. Das gleiche gilt in der nordöstlichen Lahnmulde von dem Verlauf der großen Überschiebungsdecken, deren nördlicher Stirnrand nahezu O—W-

Richtung besitzt. Die Entstehung dieser großen Überschiebungsdecken sowohl, die nach Ablagerung des Kulms erst erfolgt sein kann, sowie die Faltung der Gießener Grauwacke fällt ins Obercarbon, also in die letzte paläozoische Faltungsphase[1]).

Es hat demnach den Anschein, daß in den verschiedenen Faltungszeiten des Paläozoicums die Richtung der faltenden Kraft — wenn auch in geringeren Grenzen — gewechselt habe, daß einer älteren Phase, die die Gesteine in im ganzen nordnordöstliche Falten gelegt hat, eine letzte mit mehr nach ONO neigendem Streichen gefolgt sei. Bei dem mannigfaltigen Wechsel der Gesteine hinsichtlich Mächtigkeit und Widerstandsfähigkeit gegenüber der faltenden Kraft, bei der starken diluvialen Bedeckung und manchen tektonischen Besonderheiten der Lahnmulde, ist es natürlich außerordentlich schwer, wenn nicht unmöglich, im Einzelfall jede tektonische Erscheinung auf eine bestimmte Ursache zurückzuführen, noch dazu, wo die zuletzt wirksame Faltung auf Kosten der älteren die tektonischen Züge des ganzen Gebietes beherrscht. Unter Beachtung aller dieser Umstände läßt sich die Vermutung wahrscheinlich machen, daß von den beiden Gruppen der Querverwerfungen die nordwestlich streichenden die jüngeren sein werden.

In anderem Zusammenhang hat kürzlich H. Vogel[2]) über ähnliche Beobachtungen berichtet, auf die hier aber nur hingewiesen werden soll.

Nach den im stratigraphischen Teil mitgeteilten Beobachtungen über die Entwicklung des Mittel- und Oberdevons entlang dem Südostrand der Lahnmulde ist es erforderlich, auch die Tektonik dieses Gebietes unter dem veränderten Gesichtspunkt zu

[1]) Man vergleiche über die Einzelheiten der Faltungsvorgänge Ahlburg, Jahrb. Preuß. Geol. L.-A. 1919, T. I, S. 61 ff. Es sei hier bemerkt, daß die für das dort aufgestellte Faltungsschema wichtige Altersstellung der Gießener Grauwacke (= Unteres Flözleeres) nach Auffassung des Verfassers mit dieser Bestimmtheit heute noch nicht ausgesprochen werden kann.

[2]) H. Vogel, Betrachtungen über den Bau des Rheinischen Schiefergebirges usw. Verhandl. des Naturh. Vereins der Preuß. Rheinl. und Westfal., 76. Jahrg., 1919, S. 31—76.

betrachten. AHLBURG[1]) war geneigt, in dem Gebiet zwischen Wetzlar und Braunfels sämtliche Schalsteinvorkommen als auf dem Oberdevon der südlichen Randfacies schwimmende Schollen einer großen Überschiebungsdecke aufzufassen. Überschiebungen sind in diesem Gebiet zweifellos vorhanden. Nachdem sich aber, wie oben ausgeführt, herausgestellt hat, daß nicht alle Schiefer im Liegenden der Schalsteinschollen Oberdevon sind, sondern zum Teil sicher dem Mitteldevon angehören, ist in vielen Fällen die Annahme großer Überschiebungen im Liegenden der Schalsteinschollen nicht mehr möglich. Das gilt z. B. für das oben erwähnte Gebiet südlich Albshausen in der Nähe des Friedrich-Alfred-Stollens, in dem das oben besprochene Profil dieses Stollens selbst eine normale Aufeinanderfolge von Sätteln und Mulden mittel- und oberdevonischer Gesteine erkennen läßt, wobei der Schalstein normal den obermitteldevonischen Gesteinen in kalkig-toniger Entwicklung eingelagert ist.

Es ist schließlich noch auf den Gegensatz hinzuweisen, der zwischen der Tektonik der nordöstlichen und südöstlichen Lahnmulde besteht. Dort eine Reihe von flachen Überschiebungsdecken, die kilometerweit über die vorgelagerten Gesteine nach Norden überschoben sind. Im Südosten dagegen eine gleichmäßigere Faltung, bei der flache überkippte Sättel und Mulden aufeinander folgen, wobei der Liegendflügel der Sättel allerdings mehr oder weniger verkümmert entwickelt ist. Der Raabsche Sattel ist das Muster der Gebirgsbildung in diesem Teil der Lahnmulde.

[1]) Vergl. Blatt Braunfels und Zeitschr. der Deutsch. Geol. Ges., Bd. 60, 1908, M.-B., S. 300 ff.

Die diluvialen Artefakte vom Kaiser-Wilhelm-Kanal und ihre Lagerstätten.

Von Herrn **C. Gagel** in Berlin.

Hierzu Tafel 11 u. 12 und 3 Textfiguren.

Der Kaiser-Wilhelm-Kanal, der die ganze cimbrische Halbinsel von Osten nach Westen durchschneidet, bot während des Baues einen in seiner Großartigkeit und Schönheit unerreichten Querschnitt durch den größten bezw. wichtigsten Teil des norddeutschen Diluviums, da er, annähernd senkrecht zum Rande des letzten Inlandeises verlaufend, sich aus dem Gebiet des mächtigsten jungen Diluviums über die großen Endmoränen und deren Sander bis in das Gebiet des älteren Diluviums erstreckt, das z. T. nur noch von schleierhaft dünnen Ablagerungen der letzten Eiszeit schwach verhüllt wird, so daß die Kanalböschungen im westlichsten Teil im wesentlichen schon in den Ablagerungen der älteren Eiszeit standen. Über das Alter und den Schichtverband der einzelnen Diluvialablagerungen konnte bei der Großartigkeit, der Tiefe und dem nahezu lückenlosen Aneinanderschließen der Kanalaufschlüsse von vornherein nicht der mindeste Zweifel bestehen; im Osten bei Holtenau sah man am Grunde der sehr mächtigen, ganz frischen, jungdiluvialen Ablagerungen interglaziale Verwitterungszonen und interglaziale Torflager; dann erstreckten sich die Kanalaufschlüsse lange Zeit nur durch jungdiluviale Schichten, durchquerten bei Sehestedt und Rendsburg die Zone der großen Endmoränen, und westlich von Rendsburg den großen Sander dieser Endmoränen, aus dem sich

in der Gegend von Grünental wieder ein größerer Höhenzug erhebt und vom Kanal quer durchschnitten wurde. Dieser Grünenthaler Höhenzug war zum erheblichen Teil noch von unverkennbaren, frischen, aber nicht mehr sehr mächtigen, jungglazialen Ablagerungen bedeckt, die stellenweise bis zu etwa 4—5 m Mächtigkeit erreichten, stellenweise aber auch schon schleierhaft dünn waren. Darunter kamen vielfach mächtige, z. T. durch den Druck und Schub des letzten Inlandeises stark gestauchte und zerstörte interglaziale Torflager zum Vorschein, deren Alter nicht nur durch den Schichtverband, sondern auch noch durch die charakteristischen, jetzt bei uns z. T. ausgestorbenen Diluvialpflanzen (*Brasenia purpurea* usw.) bewiesen war, sowie mächtige interglaziale Verwitterungs- und Ferrettisierungszonen, die durch ihre Beschaffenheit ohne weiteres anzeigten, daß sie eine alte, hochgradig zersetzte Landoberfläche interglazialer Zeit gebildet hatten, und unter diesen alten Verwitterungsflächen lagen dann wieder die noch vollständig frischen Ablagerungen der älteren Eiszeit: Sande, Kiese und meistens blaugraue Geschiebemergelbänke, unter denen durch Bohrungen und die Baggerarbeiten noch die Ablagerungen des älteren (marinen) Interglazials, der Eemzone, mächtiges älteres Diluvium, Tertiär und Kreide nachgewiesen wurden.

Die Aufschlüsse des Kanals durch den Grünenthaler Höhenzug von km 32 bis 24 der Kanalzählung bildeten ein nahezu lückenloses, geschlossenes Profil, in dem auch nicht eine Stelle der Unsicherheit blieb. Die Lagerungsverhältnisse sind zwar im einzelnen stellenweise sehr gestört wegen der starken Stauchung und Verknetung der Schichten durch das letzte Inlandeis, doch reihten sich im Laufe der Arbeiten die einzelnen Aufschlüsse fast lückenlos aneinander und für unsichere Kombinationen blieb nirgends ein Platz, wenn man von den belanglosen, sehr kleinen Stellen absieht, wo die Grenzschichten zwischen den sonst überall sehr deutlich getrennten jung- und altdiluvialen Grundmoränen ausgequetscht waren, so daß beide Moränen ohne erkennbare Grenze aufeinander lagen.

Nördlich der Grünentaler Hochbrücke zwischen km 30

und 31 lag auf der Westseite des Kanals zu oberst 1—3 m jungdiluvialer Geschiebesand, darunter die typische frische Grundmoräne der letzten Eiszeit, die zu oberst gelbbraun, an den tiefsten mächtigsten Stellen noch blaugrau gefärbt war.

Diese frische, Obere Grundmoräne erreichte im Profil Mächtigkeiten von 1—4 m und zeigte eine sehr unregelmäßig wellige Unterkante; sie lag auf stark gestörten, gestauchten, großenteils kalkfreien, z. T. intensiv eisenschüssig zersetzten und verwitterten Sanden und Kiesen, die durch ihre großenteils gelbbraune bezw. rostbraune Farbe sich höchst auffällig von der frischen, teilweise noch blaugrauen Moräne darüber und von der ebenfalls meist völlig frischen, unverwitterten, tiefblaugrauen Moräne darunter abhoben. Nur an den wenigen, ganz kleinen Stellen, wo die Kuppen der unteren Moräne ganz hoch emporragten, waren sie zu oberst auch noch etwas von der interglazialen Verwitterung erfaßt worden!

Da wo die Sande und Kiese zwischen den beiden Moränen mächtiger waren, waren sie zu unterst noch kalkhaltig, frisch und unzersetzt und enthielten z. T. noch Einlagerungen von Tonmergelbänken.

Zwischen km 30 und 30,5 enthielt die blaugraue Obere Geschiebemergel an der Stelle seiner größten Mächtigkeit in sich, quasi als großes Geschiebe, einen etwa 1,5—2 m im Durchmesser haltenden großen Einschluß derselben tief gelbbraunen bis rostroten, verwitterten und zersetzten Diluvialkiese, die wenige Meter weiter südlich sein unmittelbares Liegendes bildeten. Dieser Einschluß zeigte noch die stark gestauchte Schichtung der sehr kiesigen, steinigen Grande und ist offenbar als gefrorene Scholle von dem Eise aus dem Untergrunde aufgenommen, genau an der Stelle, wo auf ganz kurze Erstreckung die trennenden Schichten zwischen Oberer und Unterer Moräne fehlten und beide unmittelbar aufeinander lagen.

Bei einer Bohrung an der Baracke Grünenthal, wenig südwestlich von diesem Profil, reichte der Obere Geschiebemergel unter 2,7 m Oberen Geschiebesanden von 2,7—9,8 m Tiefe, war

von 5—9,8 m Tiefe noch blaugrün gefärbt und wurde durch 15,6 m Sand und Kies von dem 20 m mächtigen Unteren Geschiebemergel getrennt.

Nach Norden, bei und hinter km 31 des Kanalprofils, wurde die Obere Grundmoräne ganz dünn und lückenhaft, ging in Geschiebesande über und unter diesen Geschiebesanden lagen dann die letzten Reste der beim ersten Kanalbau 1889—90 von WEBER beobachteten, stark gestauchten Interglazialmoore mit *Brasenia purpurea* u. s. f.

Südlich von der den höchsten Punkt des Höhenrückens überspannenden Grünenthaler Hochbrücke war auf der Westseite des Kanals die Obere Grundmoräne in Form des Geschiebemergels bezw. Geschiebelehms nur noch vielfach unterbrochen und stellenweise vorhanden und erreichte kaum jemals mehr als 1,5—2 m, ganz vereinzelt bis etwa 4 m Mächtigkeit; an vielen Stellen ging diese typische lehmige bezw. an den mächtigeren Stellen mergelige Moräne in die sandige (Geschiebesand-) Facies über, die sich aber durch ihre typische Moränenstruktur, durch ihre Führung von bis > 3 cbm großen, geschliffenen Geschieben als Äquivalent des Oberen Geschiebemergels auswies und in ihren tieferen, mächtigeren Teilen dann ebenfalls noch frisch, unverwittert und kalkhaltig war. Der Übergang der typischen lehmig mergeligen Moräne in die nur z. T. und dann auch nur schwach lehmige Geschiebesandfacies war vielfach ein ganz allmählicher und gleichmäßiger; die Gleichaltrigkeit und Äquivalenz beider Bildungen war augenscheinlich; auch in den Geschiebesanden war die postglaziale Verwitterung nur bis weniger als 3 m Tiefe vorgedrungen, die tieferen Partien waren noch frisch und kalkhaltig (siehe Profile!).

Bei km 27,5—27,75 zeigte die junge, oberdiluviale Moräne eine ganz sonderbare Beschaffenheit und wies weder die lehmig-mergelige noch die sandige Facies auf, wie im Fortstreichen nördlich und südlich davon, sondern sie bestand zu schätzungsweise 90 vH aus einem aufgearbeiteten interglazialen, schwarzen, stinkenden, schwefeleisenhaltigen Faulschlamm, der nur mit verhält-

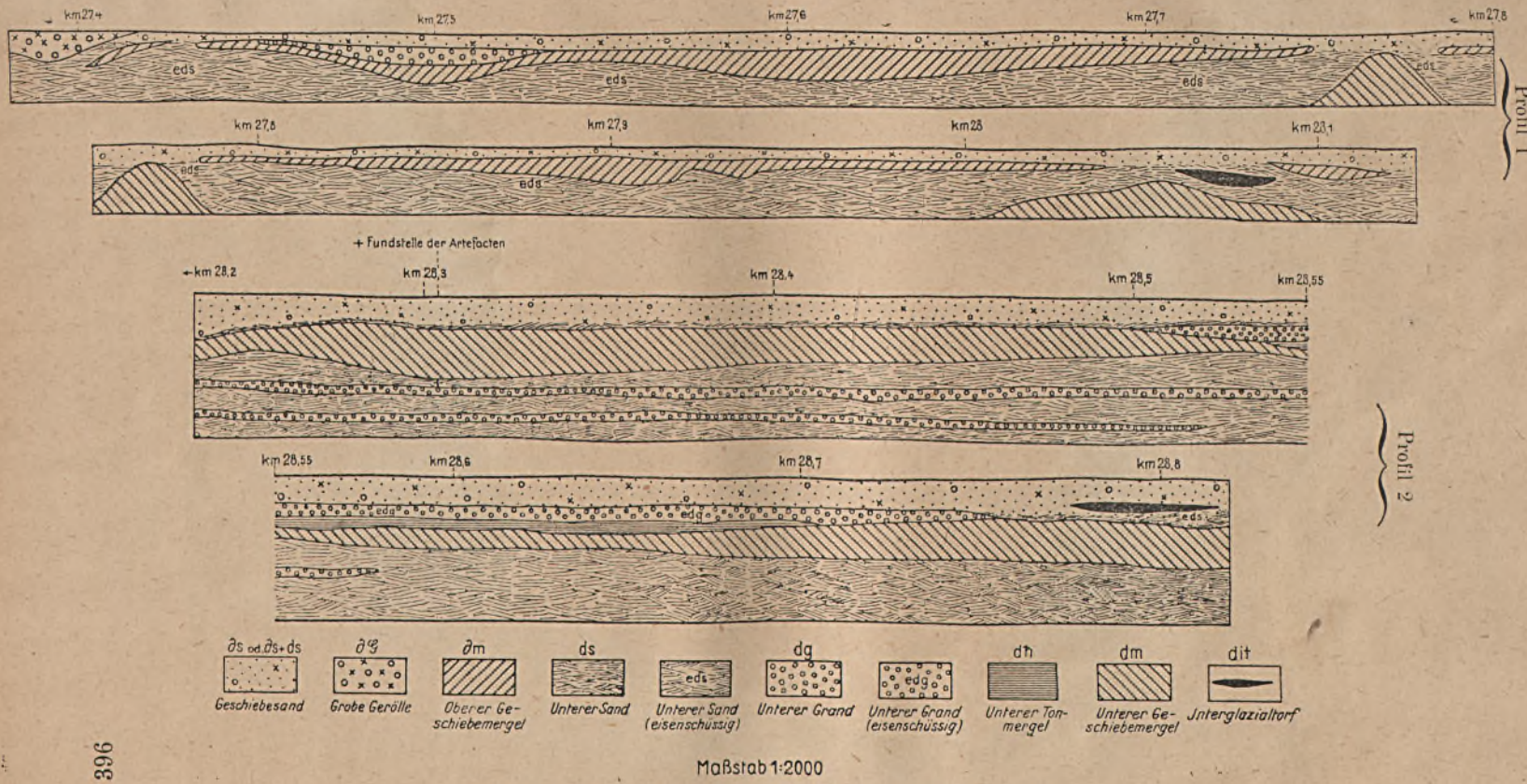


Fig. 1. Profile vom Kaiser-Wilhelm-Kanal südlich Grünental.

nismäßig wenig Sand, Kies und nordischen Geschieben zu diesem höchst sonderbaren Gebilde mit Moränenstruktur verknetet war; es war derselbe Faulschlamm, der wenige hundert Meter davon im Liegenden eines der dünnen Interglazialtorfe auftrat und noch in situ zu beobachten war.

Unter dieser Oberen Moräne, die hier auf so kurze Erstreckung in so verschiedenen Faciesausbildungen auftritt, liegen horizontalgeschichtete Sande und Kiese, z. T. mit eingelagerten dünnen, interglazialen Torfstreifen und Humusstreifen. Diese tieferen Sande und Kiese sind großenteils hell und kalkfrei, stellenweise aber auch sehr intensiv eisenschüssig zersetzt und trotz der Grobkörnigkeit der Kiesbänke vollständig verwittert, und erst in den tieferen Partien wurden sie wieder normal kalkhaltig (Profil 1).

Am Grunde des Interglazialtorfes bei km 27,2 und in den stark zersetzten, interglazial verwitterten (ferretisierten) Sanden und Kiesen hier und bei etwa km 28 lagen die später beschriebenen Artefakte, — also an einer völlig unzweideutigen Stelle des Profils.

Darunter liegt dann ein wiederum völlig frischer, blaugrauer, tieferer Geschiebemergel, die Moräne der Haupteiszeit, und zwar in mehreren Bänken, die durch nicht unerhebliche Sand- und Kiesbänke von völlig frischer Beschaffenheit getrennt werden (Profil 2).

Wo die Lagerungsformen des Unteren Geschiebemergels nicht ganz regelmäßig sind und er in einzelnen Kuppen höher in die Höhe kommt, zeigt er zu oberst auf kurze Erstreckung stellenweise noch geringe Spuren der interglazialen Verwitterung — meistens ist er durchweg völlig frisch (Profil 1[1]).

Die oberste Bank dieses Unteren Geschiebemergels, der auf der Südseite des Grünenthaler Höhenrückens durchgehends durch eine sehr erhebliche Schichtenfolge von unten frischen, oben verwitterten und großenteils eisenschüssig-zersetzten Sanden und Kiesen sowie durch die interglazialen Torflager von

[1]) Die beiden Teile des Profils 1 greifen bei km 27,6 etwas übereinander!

der jungglazialen Moräne getrennt wird, ist etwa 4 m mächtig und wird bei km 28,3 von ganz frischen, ziemlich groben Kiesen und Sanden unterlagert, die keine Spur von Verwitterung zeigen und in denen wiederum schöne, völlig sichere Artefakte lagen (Profil 2).

Bis zum Bau des Kanals und der dadurch bewirkten starken Grundwasserabsenkung lagen diese Schichten völlig unter dem Niveau des Grundwassers und damit unter völligem Luftabschluß, was sich ja auch noch ohne weiteres in der blaugrauen Farbe des darüberliegenden Unteren Geschiebemergels ausspricht.

Diese ganze hier beschriebene Schichtenfolge war auf große Erstreckungen hin immer gleichzeitig und gleichmäßig zu beobachten, so daß über das Alters- und Lagerungsverhältnis der einzelnen Schichten niemals und nirgends der geringste Zweifel aufkommen konnte.

Es ergab sich aus der Beobachtung der Profile mit dem doppelten Farbenwechsel von blaugrau zu gelbbraun bezw. rostrot und wieder zu blaugrau 1), daß das Untere Diluvium aus einem mehrfachen Wechsel von Grundmoränenbänken, Sanden, Kiesen und Tonmergeln besteht, d. h., daß gegen Schluß der Hauptvereisung hier der Inlandeisrand mehrfache größere Schwankungen durchmachte, ehe das Hauptinlandeis völlig aus diesem Gebiet verschwand, daß 2) dann die Ablagerungen der Haupteiszeit, nach dem völligen Verschwinden des Inlandeises lange Zeit einer sehr intensiven, eisenschüssigen Oberflächenverwitterung ausgesetzt gewesen sind, daß sich in den tieferen Stellen der damaligen Landoberfläche Moore bildeten, die eine durchaus gemäßigte, z. T. sogar eine wärmeliebendere Flora als heute dort lebt, aufweisen und 3), daß dann nach einer sehr langen Zwischenzeit das letzte Inlandeis wiederum die Gegend überschritt, den verwitterten Untergrund, das ältere Diluvium und die interglazialen Torfe z. T. sehr intensiv aufstauchte und aufpreßte, z. T. sogar Teile dieses Untergrundes entweder als zerriebenes Material oder in Form großer, einheitlicher (wohl gefrorener) Schollen in seine Grundmoräne aufnahm, bis es nach Ablagerung der Oberen Grundmoräne und der Ge-

schiebesande völlig verschwand, worauf sich auf den tieferen Teilen des Geländes wieder neue, postglaziale Moore ansiedelten. Über das Alter der Fundstätten der Artefakte kann also ein begründeter Zweifel nicht bestehen!

II. Beschreibung der Artefakte.

Aus der tiefsten artefaktenführenden Schicht, aus dem Interstadialkies unter der obersten, blaugrauen, 4 m mächtigen Bank des Unteren Geschiebemergels bei km 28,3 stammen folgende Artefakte, deren beste nicht von mir selbst, aber sozusagen unter meinen Augen, während ich etwa 5 m von der Fundstelle entfernt suchte, von dem Kgl. Regierungsbaumeister Franzius gefunden und mir unmittelbar darauf übergeben wurden. Ein Irrtum oder eine Täuschung ist nach Lage der Dinge und nach der Persönlichkeit des Finders ausgeschlossen.

Das schönste und sicherste der Artefakte ist ein dünner, gebogener Messerspan von sehr vollkommener Technik und mit den deutlichsten Gebrauchs- bezw. Abnutzungsspuren an den schneidenden Kanten (Tafel 11, Fig. 1a—c).

Der Span ist 65 mm lang, 33 mm breit und 4—6 mm stark und besteht aus tiefgrauem, etwas flockigem, schwach durchscheinendem Flint, ohne Patina. Die Unterseite Fig. 1c besteht aus einer einheitlichen Schlagfläche, die nur rechts unten eine kleine sekundäre Absplitterung zeigt; die Oberseite zeigt drei große und rechts unten noch eine schmalere Schlagfläche, die mit der Unterseite drei schneidend scharfe, stark benutzte Kanten bezw. Schneiden bilden.

Der Span ist entsprechend der einheitlichen, muschelförmigen, großen, unteren Schlagfläche etwas windschief gebogen und für seine Größe auffällig dünn; viel dünner als die prismatischen Messerklingen der mesolithischen und neolithischen Zeit, die auch durch eine ganz andere Technik (Drücken statt Schlagen) hergestellt sind. Ich habe niemals bisher einen Span derartiger Technik gesehen; an der Artefaktennatur kann nicht der geringste Zweifel bestehen, ist bisher auch noch von niemand ein Zweifel geäußert worden.

Daß der Messerspan nicht die übliche tiefgehende Patina der sonstigen paläolithischen Werkzeuge aufweist, erklärt sich ohne weiteres daraus, daß er tief unter der alten interglazialen Verwitterungsfläche, tief unter dem Grundwasserhorizont, unter blaugrauem, frischem Geschiebemergel gelegen hat, also unter Umständen, wo auf keine Weise Luft dazu treten und er Patina ansetzen konnte. Erst durch den Bau des Kaiser-Wilhelm-Kanals 1888—1895 ist der Grundwasserspiegel im Grünenthaler Höhenrücken soweit gesenkt worden, daß man überhaupt erst an die nur wenig über dem jetzigen Kanalspiegel liegende Fundstelle herankonnte.

Die Gründe, mit denen Wiegers[1]) die Herkunft und die Beweiskraft des Stückes glaubt in Zweifel ziehen zu können, sind also völlig unzutreffend.

Wenn Wiegers schreibt: »Darunter ist ein zweifellos bearbeiteter Messerspan von so frischem Bruch, daß er auf keinen Fall aus der vorletzten Eiszeit stammen kann, sondern sehr viel jünger sein muß«, so ist durch die vorhergehenden Ausführungen über die Fundumstände und die Lagerung unter dem Grundwasser erwiesen, daß der Span tatsächlich von der Stelle stammt und unmöglich Patina aufweisen konnte, daß er also tatsächlich so alt ist, wie Wiegers es für unmöglich erklärt.

Über die Typologie und den Kulturkreis, in den diese Artefakte hineingehören könnten, maße ich mir kein Urteil an, — das zu bestimmen ist Sache der Prähistoriker.

Der Messerspan ist und bleibt aber einer der ältesten und sichersten paläolithischen Funde Norddeutschlands, nur wenig jünger als die Funde von Markleeberg, die aus einem Interstadium annähernd von dem Höhepunkt der vorletzten Vereisung stammen, während dieser Span aus einem Interstadium annähernd vom Schluß der vorletzten Inlandeisbedeckung herrührt.

Beide Funde sind durchaus glazialer Natur, dicht am Rande des Inlandeises entstanden, das bei weiteren Vorstößen in bezw. über

[1]) Diluvialprachistorie als geolog. Wissenschaft. Abh. Pr. Geol. L.-A. N. F. Nr. 84. S. 57—58.

die eben gebildeten Kiesschotter mit den Artefakten neue Grundmoränenbänke vorschob.

Aus derselben Schicht und von derselben Stelle wie der eben beschriebene Messerspan stammt ein Schaber von genau derselben Erhaltung (Taf. 11, Fig. 2).

Dieser Schaber ist 85 mm lang, 60 mm breit und an der dicksten Stelle etwa 15 mm dick; er besteht aus einem großen Abschlag, der auf der einen Seite den (etwas abgesplitterten) Schlagbulbus, auf der anderen Seite das Negativ des Schlagbulbus von dem vorher abgeschlagenen Stück aufweist.

Die scharfe Stirnseite des Schabers hat eine etwa viertelkreisförmige Gestalt und weist zahlreiche Abnutzungsspuren auf, ebenso die linke, ebenfalls scharfe, dünne Seite des Schabers; die rechte Seite ist 12 bis > 15 mm dick und liegt ausgezeichnet in der Hand. Das Material dieses Schabers ist nicht ganz gleichmäßig, größtenteils besteht er aus dem üblichen, dunkelgrauen, schwach durchscheinenden Flint; an der scharfen Stirnseite ist eine wolkige, hellgraue und ganz undurchscheinende Stelle vorhanden, wie das vielfach bei den baltischen Feuersteinen vorkommt.

Auch dieses Stück ist völlig frisch und zeigt keine Spur von Verwitterung oder Patina entsprechend seinen Fundumständen.

Als drittes, an derselben Stelle, aber schon unmittelbar unter, vielleicht sogar schon unten im Unteren Geschiebemergel gelegenes Stück, ist ein großer, flacher Abschlagspan gefunden, an dem, als ich ihn erhielt, noch etwas von dem zähen, blaugrauen Geschiebemergel anhaftete (Taf. 11, Fig. 4).

Der Abschlag ist ganz flach und eben, 145 mm lang, 60 bis 90 mm breit und 10—15 mm dick; an dem schmalen, dicken Oberende zeigt er noch die Reste des Schlagbulbus.

An der linken Seite[1]) zeigt er eine gebogene, etwa 50 mm lange Ausbuchtung mit zahlreichen einseitigen Abnutzungsspuren, daneben noch einige kleinere Abnutzungsspuren, die alle auf einen intensiven Gebrauch als Schaber hinweisen.

[1]) Aus Gründen der Raumverteilung ist der Abschlagspan umgekehrt abgebildet! Die angezogene Stelle liegt also im Bilde rechts unten!

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Alle diese Abnutzungsspuren liegen in einer gegen natürliche, unwillkürliche Absplitterungen geschützten Einbuchtung des großen, flachen Abschlages.

Dieser große, dünne Abschlag weist auf einer Seite noch die weißliche Rinde der ursprünglichen Feuersteinknolle auf; die Schlagfläche der anderen Seite ist ebenso wie die vorher beschriebenen Stücke ohne jede Verwitterungsspuren oder Patina.

Ein viertes Stück von derselben Fundstelle ist ein Abschlag mit sehr schönem Schlagbulbus, 48 mm lang, 38 mm breit, etwa 10 mm dick, mit einer 40 mm langen, geraden, schneidend scharfen, aber stark abgenutzten Vorderkante und ebenfalls abgenutzten Seitenkanten (Taf. 11, Fig. 3).

Dieses Stück besteht zum größten Teil aus ganz hellgrauem, fast weißem Flint und zeigt nur an einer Seite eine schmale, wolkig begrenzte, dunkelgraue, schwach durchscheinende Stelle; auch dieses Stück ist ganz frisch, ohne Patina.

Aus der interglazialen, eisenschüssigen, hochgradig zersetzten Verwitterungszone im unterdiluvialen Sand und Kies über dem Unteren Geschiebemergel wurde bei km 28 ein Schaber gefunden von vollständig anderer Erhaltung als die vorher beschriebenen Stücke. Der Schaber ist 85 mm lang, 45 mm breit und 18 mm dick.

Die Unterseite hat ursprünglich aus einer einheitlichen, glatten, flachen Bruchfläche bestanden, aus der dann eine größere und eine kleinere muschelförmige Aussplitterung herausgeschlagen ist. Aus der gewölbten Oberseite ist ein großes Stück von 60 mm Länge und 28—30 mm Breite herausgeschlagen, sowie zwei kleinere Aussplitterungen. Die durch diese Abschläge erzeugten scharfen Kanten des Schabers zeigen die intensivsten Gebrauchs- und Abnutzungsspuren (Tafel 12, Fig. 5).

Der ganze Schaber ist auf das intensivste gelbbraun verfärbt und zeigt noch überall anhaftende gelbe Spuren der Verwitterungszone, in der er gelegen hat. Die ursprüngliche Farbe des Flintes ist überhaupt nicht mehr festzustellen, so dick ist die gelbbraune Verwitterungsrinde, entsprechend der Intensität der interglazialen

Zersetzung (Ferretisierung); der Schaber hat offenbar sehr lange Zeit während des Interglazials an der Oberfläche gelegen und ist allen Witterungseinflüssen ausgesetzt gewesen.

Ein weiterer schöner Schaber ist im stark eisenschüssig verwitterten unterdiluvialen Kies bei km 25,9 gefunden; er ist 55 mm lang, ebenso breit, etwa 10—12 mm dick und unregelmäßig gestaltet. Die Unterseite besteht aus einer glatten, einheitlichen Schlagfläche mit Bulbus, die Oberseite zeigt mehrere Schlagflächen, ja z. T. noch Reste der natürlichen Rinde. Die etwa $^1/_8$ Kreis darstellende Stirnseite des Schabers zeigt eine typische, steile Randretouche, wie sie ähnlich im Aurignacien und auch an Magdalenienschabern vorkommt. Der Schaber besteht aus gelblichbräunlich verfärbtem Flint; in den einspringenden Ecken stecken noch die Reste des stark eisenschüssig zersetzten, verkitteten unterdiluvialen Kieses, in dem er gelegen hat. Alter und Artefaktennatur kann keinem Zweifel unterliegen. Das Stück war zeitweise verlegt und wurde leider erst nach Fertigstellung der Tafeln wieder aufgefunden.

Endlich wurde noch bei km 25,2 im grauen Unteren Geschiebemergel ein kleinerer, etwa rhombisch geformter Schaber gefundeh aus grauem Flint, 50 mm lang, 35 mm breit, die Oberseite besteht aus zwei in der Längsdiagonale zusammenstoßenden Schlagflächen, die Unterseite zeigt mehrere unregelmäßige Schlagflächen; die linke obere Seite des Rhombus zeigt sehr deutliche Retouchen und Abnutzungsspuren, besonders in einer flachen, unter der Spitze liegenden Auskerbung. — Auch dieses Stück hat sich leider erst nach Fertigstellung der Tafeln wieder gefunden!

Endlich liegt noch ein im grauen, Unteren Geschiebemergel zwischen km 26 und 28 gefundener Schaber vor, der eine gewisse Ähnlichkeit mit dem Tafel 12, Fig. 10 abgebildeten Stück zeigt, insbesondere die oben links gelegene Auskerbung mit den Abnutzungsspuren; der Schaber ist 75 mm lang, 42 mm breit, 16—18 mm dick und zeigt auf der Unterseite eine einheitliche Schlagfläche mit Bulbus, während die Oberseite z. T. noch die natürliche Rinde des Flints zeigt, z. T. aus unregelmäßigen Schlagflächen besteht.

Die Artefakte (?), die im Oberen Geschiebemergel bei Holtenau Wiek gefunden sind, z. T. von Menzel, z. T. von mir selbst, und die, wenn es Artefakte sind, aus dem Interglazial aufgenommen sein müssen, sind schaberartige Dinge und Spitzen, aber in ihrer Form und Bearbeitung nicht einwandfrei und sicher als Artefakte zu erweisen — Menzel hat sie dafür gehalten —, ich will kein Urteil darüber äußern.

Auf der Baggersohle bei Lütjenbornholt lose aufgelesen ist ein offenbar aus unterdiluvialem Kies stammendes Flintstück, dessen Artefaktennatur, wie ich zugebe, nicht sicher erweisbar ist, bezw. das in seiner Erhaltung zu Zweifeln Anlaß gibt. Es ist ein schaberartiges Stück von 80 mm Länge, 60 mm Breite und 20 mm Dicke, von sehr eigentümlicher Form, mit einer scharfen, gewölbten Schneide, die die deutlichsten Benutzungs- bezw. Abnutzungsspuren zeigt. Das Stück ist auffällig dadurch, daß es fast auf der ganzen Oberfläche die glatte glänzende Sandpolitur zeigt, wie sie Flintstücke aufweisen, die lange den Einwirkungen heftiger, mit Sand beladener Winde ausgesetzt gewesen sind.

Nur auf der Unterseite zeigen zwei große Bruchflächen nicht diese glänzende Politur, sondern rauhe Oberflächen, und ebenso zeigt der größte Teil der Abnutzungsspuren (Retuschen) die glänzende Politur nicht, sondern sieht anders (rauher) aus als die sonstige Oberfläche des Schabers.

Dagegen zeigen die rauhen frischen Bruchflächen der Unterseite in ihren Vertiefungen noch anhaftende Spuren einer gelblichen Verwitterungsschicht bezw. einer eisenhaltigen Schicht, in der das ?Artefakt gelegen haben muß.

Das Stück ist, wie gesagt, nicht im Anstehenden gefunden, sondern lose von der Baggersohle aufgelesen; aus welcher Schicht es stammte, war nicht festzustellen; es besteht aus einem ganz hellgrauen, schwach gebänderten Flint.

Wer den Betrieb auf so einer Baggerstelle gesehen hat, wird nicht erstaunt sein, daß Artefakte, die dort zutage kommen und eine Zeitlang herumliegen, die mannigfachsten späteren Beschädigungen und Absplitterungen erleiden können.

Im Liegenden des Diluvialtorfs (Interglazialtorfs) bei km 27,2 in der völlig entkalkten, aber nicht eisenschüssigen, kiesigen Sand- bezw. Kiesschicht sind zwei Artefakte gefunden, die aus hellgrauem bezw. grau- und braungeflecktem undurchsichtigem Flint bestehen und beide die charakteristische glänzende Politur des Windschliffs aufweisen, also offenbar lange an der Oberfläche den Einwirkungen des mit Sand beladenen Windes ausgesetzt gewesen sind.

Das eine Artefakt ist 70 mm lang, 45 mm breit, reichlich 25 mm dick und weist auf beiden Seiten drei große Schlagflächen auf, die in vier scharf schneidenden Kanten mit den deutlichsten Abnutzungsspuren zusammentreffen; die Form des Artefakts mit der bohrerförmigen Spitze ist so charakteristisch, daß an der Artefaktennatur m. E. nicht zu zweifeln ist. Die Abnutzungsspuren zeigen zum kleinen Teil nicht die sandwindgeglättete Oberfläche und sind insoweit vielleicht Absplitterungen, die bei der Ablagerung in dem groben, kiesigen, geröllführenden Sand sekundär entstanden sind (Taf. 12, Fig. 7).

Das zweite, annähernd dreieckig-pyramidal gestaltete Stück ist 60 mm lang, 60 mm breit und reichlich 20 mm dick; es zeigt an den scharfen Kanten ebenfalls sehr deutliche Benutzungsspuren als Schaber (Taf. 12, Fig. 8).

Aus dem Interglazialtorf vom km 27,2 selbst stammen folgende Artefakte:

1. Ein spitz rhombischer Schaber von 60 mm Länge, etwa 40 mm Breite und 10—12 mm Dicke, aus hellgrauem, undurchscheinendem Flint. Die Oberseite besteht aus einer großen und zwei schmäleren Abschlagflächen, die Unterseite aus vier unregelmäßigen Schlagflächen. Die scharfen Kanten, besonders die der linken Seite, zeigen die deutlichsten Abnutzungsspuren; das ganze Stück zeigt die charakteristische Windpolitur (Taf. 12, Fig. 9).

2. Ein kleiner Schaber von 47 mm Länge, 23 mm Breite, 11 mm Dicke, breit keilförmig gestaltet, zeigt an der scharfen Schneide ebenfalls sehr deutliche Abnutzungsspuren; ebenfalls aus hellgrauem Flint; auch dieses Stück weist die schöne Sandschliffpolitur auf (Taf. 12, Fig. 6).

Diese letzten vier Stücke habe ich seinerzeit, ehe ich die vorläufige Notiz darüber publizierte[1]), dem in der Feuersteintechnik durch eigene Arbeit besonders erfahrenen Konservator Krause vom Museum für Völkerkunde in Berlin gezeigt, der sie für zweifellose Artefakte erklärt hat.

Die Stücke zeigen alle dieselbe Erhaltung, dieselbe Technik, dieselbe Windpolitur, und ich möchte, nachdem ich die Fundumstände und die ganze Situation mir noch lange und eingehend daraufhin angesehen und überlegt habe, meine zuerst geäußerte Annahme, daß die Artefakte von ihren Verfertigern nebst den anderen scharfen Feuersteinsplittern in das Moor geworfen sind, nicht aufrecht erhalten, sondern es scheint mir wahrscheinlicher, daß die jetzt im Moor gelegenen Artefakte ursprünglich an oder dicht unter der Oberfläche lagen und als sich beim Steigen des Grundwassers das Moor bildete, vom Torf umwachsen wurden.

Wie die anderen, am angeführten Orte erwähnten, scharf schneidenden, frischen Feuersteinsplitter in das Moor hineingekommen sind, darüber will ich jetzt keine Vermutung mehr aussprechen; sie sind von ganz anderer Farbe und Erhaltung als die eben erwähnten Stücke; daß sie durch den Bagger ins Moor hineingedrückt sind, wie Wiegers trotz meines ersten Fundberichtes annimmt, ist mir auch heute noch aufs äußerste unwahrscheinlich, da ich diese Splitter z. T. 35—40 cm hinter der Baggerfläche aus dem unberührten Moor herausgezogen habe.

Außer diesen bisher beschriebenen Stücken hat sich in dem Kies im Liegenden des Torfs später noch ein merkwürdiges Artefakt gefunden, von anderer Erhaltung. Es ist ein 110 mm langes, 55 mm breites, 32 mm dickes Feuersteinstück aus einem hellgrauen, z. T. gefleckten, bryozoenreichen Flint, von ganz unregelmäßiger Form, z. T. noch mit der ursprünglichen Rinde (Taf. 12, Fig. 10).

Dieses Feuersteinstück zeigt an der vorderen, dreieckigen Spitze eine viertelkreisförmige Ausbuchtung von 40 mm Sehnenlänge, in der die deutlichsten, einseitigen Abnutzungsspuren vorhanden sind;

[1]) C. Gagel: Über paläolithische Artefakte in einem diluvialen Torfmoor Schleswig-Holsteins. Zentralbl. f. Min., 1910, Nr. 3, S. 77—82.

das Stück scheint als bohrer- und schaber-ähnliches Werkzeug gedient zu haben; es zeigt im Gegensatz zu den vorher beschriebenen Stücken kaum etwas von Sandwindpolitur; die Abnutzungsspuren liegen ebenfalls an der geschütztesten Stelle (links oben), wo sie von natürlichen Beschädigungen nicht herrühren können.

WIEGERS erkennt diese in dem Torf und in der interglazialen Verwitterungszone gefundenen Artefakte nicht als solche an (a. a. O. S. 58—59), sondern erklärt sie nur für »abgerollte Feuersteine, wie sie früher als angebliche Eolithe in jeder Kiesgrube zu finden waren«. »Kein einziges Stück zeigt die während der letzten Zwischeneiszeit herrschende Technik der Weimarer Kultur.«

Abgesehen davon, daß hier Ansicht gegen Ansicht steht, und daß, wie oben erwähnt, ein so erfahrener Kenner wie Herr Konservator KRAUSE die Stücke für unzweifelhafte Artefakte erklärt hat, sowie daß man sich jetzt nach den Abbildungen ein Urteil darüber bilden kann, ob diese so merkwürdig und zweckmäßig geformten Werkzeuge wirklich nur »Eolithe« sind, möchte ich darauf aufmerksam machen, daß in den WIEGERS'schen Ausführungen die gleiche petitio principii liegt, der Zirkelschluß, daß das erst zu Beweisende schon von vornherein in die Voraussetzung der Beweisführung hineingenommen wird, was in vielen prähistorischen Arbeiten der letzten Dezennien so viel Verwirrung angerichtet hat. Es steht zunächst doch durch garnichts fest und soll doch erst noch erwiesen werden, daß alle aus derselben Zeit stammenden Kulturen auch dieselbe Technik zeigen — weshalb »müssen« die Artefakte vom Kaiser-Wilhelm-Kanal von derselben Rasse stammen und dieselbe Technik zeigen wie die Taubacher? Deswegen, weil die holsteinischen Artefakte eine andere Technik zeigen als die Taubacher, braucht es sich doch noch nicht um »abgerollte Feuersteine mit retuschenähnlichen Absplitterungen« zu handeln.

Wenn man bedenkt, daß heute, im Zeitalter des intensivsten Weltverkehrs, noch die verschiedenartigsten und auf der verschiedensten Höhe stehenden Kulturen oft ganz unvermittelt aneinander stoßen — ich erinnere nur an die fast unglaublichen Gegensätze

zu beiden Seiten der ostpreußisch-polnischen Grenze —, so wird die Behauptung, daß schon zur Interglazialzeit die damals vorhandenen Kulturen und Techniken völlig ausgeglichen gewesen sein müssen, doch einiger Skepsis begegnen dürfen.

Außer den bisher erwähnten Artefakten ist noch in einer wesentlich jüngeren Schicht, dem spätglazialen Dryaston von Rosenkranz (Blatt Flemhude), etwa km 83—83,2 des Kanals, ein sehr schönes Artefakt gefunden, eine paläolithische Pfeilspitze, die bereits einmal erwähnt und abgebildet ist (Fig. 2, S. 443, Bd. XXXVI dieses Jahrb.)[1]). Die Lagerungsverhältnisse auch dieses Artefaktes sind völlig klar und eindeutig; es ist von mir selbst mitten in dem Beckenton gefunden, dicht über den stark fossilführenden Lagen, und etwa 1—1,25 m über dem Oberen Geschiebemergel, in dessen Mulden sich der spätglaziale fauna (und flora-) führende Beckenton hineinlegt (a. a. O. S. 445, Texttafel).

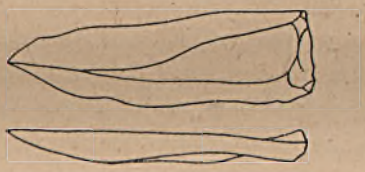


Fig. 2. Pfeilspitze aus Dryaston bei Rosenkranz.

Die Pfeilspitze ist in einer sehr einfachen und sicheren Technik mit nur wenigen Schlägen bezw. Druckanwendungen hergestellt, ohne die zahllosen, feinen Absplitterungen, wie sie die Pfeilspitzen des Neolithicums zeigen und wie sie auch die schöne im Dryaston von Nusse gefundene Lanzenspitze aufweist (Erläut. zu Blatt Nusse, Taf. III, Lief. 168). Sie hat in Form und Technik eine bemerkenswerte Ähnlichkeit mit den Pfeilspitzen, die in einer altalluvialen Schicht, 3 m tief unten in einem Moor, in Dänemark, in dem Skelett eines offenbar mit ihnen erschossenen Urochsen steckend, gefunden sind[2]). Diese Pfeilspitze von Rosenkranz ist

[1]) C. Gagel: Die Dryastone und die postglazialen Schichten am Kaiser-Wilhelm-Kanal. D. Jahrb. für 1915, Bd. XXXVI, Teil 1, Heft 3, S. 442—443.

[2]) N. Hartzog Herluf Winge: Om Uroxen fra Vig. Aarboger for nordisk Oldkyndighed, 1906, S. 235, Fig. 3a—e.

offenbar noch diluvialen — spätglazialen — Alters, aus der Abschmelzperiode des Inlandeises, unmittelbar nach Ablagerung der »großen« Endmoräne stammend.

Dies und der Fund der sehr ähnlichen Pfeilspitzen in dem altalluvialen dänischen Moor scheint mir zu beweisen, daß sich diese Technik der Pfeilspitzenherstellung sehr lange gehalten hat und nicht auf eine ganz kurze Kulturperiode beschränkt geblieben ist; ferner daß auch die Hersteller dieser Pfeilspitze von Rosenkranz dicht am Rande des Inlandeises unter glazialen Bedingungen gelebt haben.

Es ist ganz offensichtlich und bedarf nach den mitgeteilten Profilen keiner weiteren Erörterung, daß die Hersteller und Benutzer des oben beschriebenen altdiluvialen Messerspans usw. von km 28,3 unmittelbar am Rande des Inlandeises, unter völlig glazialen Bedingungen, gelebt haben müssen, ähnlich wie jetzt die Eskimos in Grönland, da unmittelbar über der völlig frischen, unverwitterten Kiesschicht mit den Artefakten die oberste Bank des Unteren Geschiebemergels liegt, ohne irgend welche Anzeichen einer Schichtlücke, Verwitterungszone usw. Dies Ergebnis deckt sich mit den in gleicher Richtung liegenden Feststellungen über die im spätglazialen Geschiebesand bei Michaelisdonn und Bramstedt in Holstein liegenden Artefakte, und über die »Muschelherde« im Geschiebesand von Gothingkliff auf Föhr[1]).

Es wäre m. E. der eingehendsten Prüfung bedürftig, ob die oben erwähnte, bisher stets für sicher neolithisch gehaltene, sehr schöne »Lanzenspitze« aus dem Dryaston von Nusse, deren Fundumstände wegen des vermuteten neolithischen Alters stark angezweifelt werden, nicht doch jungpaläolithisch (etwa in die Gegend der Solutréenkultur gehörig) ist. — Sie ist von durchaus vertrauenswürdiger Seite, die ich nachdrücklichst auf die Wich-

[1]) C. Gagel: Die altsteinzeitliche Fundstelle Markkleeberg bei Leipzig. Mannus, Bd. VI, 1914, S. 376—377; Z. f. Ethnologie, 1913, Heft 1, S. 154—156; Z. d. geol. G., 1911, Monatsber. 5, S. 260—262; Monatsber. 12, S. 620—628.

L. Meyn: Geognostische Bestimmung der Lagerstätte von Feuersteinsplittern bei Bramstedt in Holstein. Archiv f. Anthropologie, Bd. III, Heft 1, S. 31—35.



Fig. 3. Lanzenspitze aus dem Dryaston von Nusse.

tigkeit der Sache aufmerksam gemacht habe, im spätglazialen Dryaston, unmittelbar über dem Oberen Geschiebemergel gefunden worden (die Fundstelle ist mir gezeigt) etwa $1^1/_2$ m unter der Oberfläche des Tones, unter einem Moor in der südlichen baltischen Endmoräne, stammt also vom Beginn der Spätglazialzeit, bald nach dem Höhepunkt der letzten Vereisung! Die merkwürdige Abflachung am rechten unteren Ende (Erläuterung zu Blatt Nusse Tafel 3, in der Figur 1 oben rechts!) paßt nach sachverständiger Auffassung garnicht in den neolithischen Formenkreis. Es ist begründete Hoffnung vorhanden, daß diese von Wiegers in seiner Arbeit garnicht erwähnte Spitze demnächst von berufener Seite eingehend bearbeitet und gewürdigt wird. — Ebenso wie die von R. R. Schmidt unter völligem Mißverstehen des Fundberichtes für neolithisch erklärten Artefacte aus dem oberen Geschiebesand von Michaelisdonn jetzt von Wiegers als palaeolithisch anerkannt sind, ebenso wird hoffentlich eine von prähistorischer Seite durchgeführte Untersuchung auch dieser Lanzenspitze ihren, ihr durch die Fundstelle angewiesenen Platz in der palaeolithischen Kultur zuerkennen.

Druckfertig eingereicht am 15. Februar 1921.
Druck verfügt am 14. März 1921.

Zur Kenntnis des Salzgehaltes, insbesondere der Carbonathärte westpreußischer Gewässer.

Von Herrn **A. Seligo** in Danzig.

Die Bewohnbarkeit der Gewässer für Lebewesen hängt nicht nur von ihrem Luftgehalt, sondern auch von ihrem Gehalte an Salzen ab. Während aber das Meerwasser — auch wo es, wie in der Ostsee, durch Flußwasser verdünnt ist — einen quantitativ wie qualitativ ziemlich gleichmäßigen Gehalt an Salzen aufweist, ist der Salzgehalt der Binnengewässer überaus verschieden nach Menge und Zusammensetzung. Meist sind es hier die alkalischen Erden, Kalk und Magnesia, und zwar deren Carbonate, Sulfate und Chloride, welche die Hauptmasse des Salzgehaltes ausmachen, der dann fast stets viel geringer ist als der des Ozeanwassers. Die Bedeutung der Wassersalze für die Lebensvorgänge beruht teils in dem osmotischen Ausgleich des Wassers mit dem Flüssigkeitsinhalt der Lebewesen, teilweise wohl auch in der Einwirkung der Elektrolyten bei der Zersetzung der toten Reste der Lebewesen, großenteils aber in ihrer Wirksamkeit als Pflanzennährstoffe; ausschlaggebend für die »Fruchtbarkeit« eines Gewässers im Sinne der Bodenfruchtbarkeit ist nun freilich nach dem Gesetze des Minimums der Gehalt an Phosphaten, der sich aber nur in umständlichem Verfahren in genauer Menge bestimmen läßt, das für die Gewinnung einer Übersicht über den Salzgehalt einer größeren Zahl von Gewässern im vorliegenden Falle nicht in Betracht kam,

— so wünschenswert auch die genaue Untersuchung eines größeren Gewässersystems in dieser Beziehung wäre. Man wird anzunehmen haben, daß die in den Mineralanalysen der Gewässer meist nur als »spurenweise vorkommend« angeführten Phosphate — die bekanntlich großenteils im Skelett von Wirbeltieren sich für deren Lebenszeit festlegen und mit dem Fischfange in großer Menge dem Gewässer entzogen werden —, durch Aufschluß der zugeschwemmten oder am Ufer freigelegten Geschiebe bezw. Bodenmineralien dem Wasser zugänglich werden. Dabei dürfte ebenso, wie bei der Lösung der Erdalkalien, die Kohlensäure eine bestimmende Rolle spielen, woraus man vielleicht auf eine gewisse Parallelität des Phosphatgehaltes mit dem Carbonatgehalte schließen darf. Das im Wasser gelöste Kalkhydrocarbonat aber ist als Überträger der Kohlensäure bei der Ernährung vieler Wasserpflanzen von großer direkter Bedeutung. Dies ist von U. Angelstein[1]) für *Hydrilla verticillata*, *Elodea canadensis* und *densa*, *Potamogeton decipiens*, *Ceratophyllum submersum* nachgewiesen und darf wohl für die Mehrzahl der Wasserphanerogamen gelten. Prüft man die Wohngewässer der einzelnen Pflanzenarten auf ihren Kalkgehalt, so findet man allerdings, daß einige Pflanzenarten auf kalkarme Gewässer beschränkt sind, andere Arten sowohl in kalkarmen wie in kalkreichen Gewässern vorkommen, die Mehrzahl aber kalkreiche Gewässer vorzieht. Zu den Leitpflanzen kalkarmer Gewässer kann man namentlich *Isoëtes lacustris* und *Lobelia Dortmanna* zählen. Für *Lobelia* bestätigt dies auch ein Vergleich der Fundliste für diese Pflanze in der »Flora von Ost- und Westpreußen«, bearbeitet von J. Abromeit, A. Jentzsch, G. Vogel, Berlin 1903 (S. 503), mit den in den folgenden Tabellen wiedergegebenen Befunden des Kalkgehaltes. Für das verbreitete Wassermoos *Fontinalis antipyretica* scheint dagegen der Kalkgehalt ohne Einfluß zu sein, während die Charen und die schon erwähnte *Elodea canadensis* Beispiele für die Pflanzen sind, die einen gewissen, kei-

[1]) Kohlensäureassimilation submerser Wasserpflanzen. Beitr. zur Biol. der Pflanzen (Breslau), Bd. X, 1910, S. 87 ff.

neswegs besonders hohen Kalkgehalt des Wassers beanspruchen. Auf das Verhalten der Algen zum Kalkgehalt des Wassers soll an dieser Stelle nicht eingegangen werden, nur sei darauf hingewiesen, daß Diatomeen in kalkarmen Gewässern zwar keineswegs fehlen, aber in weit geringerer Zahl auftreten als in Gewässern mit mittlerem Kalkgehalt.

Die im folgenden zusammengestellten Werte für die Kalkhärte, die Carbonathärte und den Chloridgehalt sind bei Gelegenheit zahlreicher Gewässerbereisungen meist durch Untersuchung an Ort und Stelle gewonnen, deshalb kamen dafür nur Methoden in Betracht, die weder wesentlichen Zeitaufwand noch einen umfangreichen Apparat erfordern. In den Tabellen enthält die Spalte H die Kalkhärte, die Spalte A die Carbonathärte (Alkalinität), die Spalte Cl den Chloridgehalt.

Die Kalkhärte H wurde nach BOUTRON und BOUDET mittels einer etwa 3,85-proz. Seifenlösung ermittelt[1]). Wenn man die ziemlich konzentrierte und deshalb zum Gerinnen und zu Ausscheidungen neigende Seifenlösung genügend warm hält, so daß sie bei dem Gebrauch eine ziemlich klare Lösung bildet, gibt diese Methode gleichmäßige und brauchbare Werte. Die Zahlen bedeuten »deutsche Härtegrade«, d. h. Teile CaO in 100000 Teilen Wasser; sie umfassen alle Calcium- und Magnesiumsalze, sowohl Carbonate wie Sulfate und Chloride.

Die Carbonathärte oder Alkalinität A wurde durch Titration von 100 ccm Wasser mit $^n/_{10}$-Salzsäure nach Zusatz von 5 Tropfen 0,1-proz. Metylorangelösung ermittelt; aus dem Verbrauch an Säure wurde die entsprechende Erdalkalimenge als Calciumcarbonat berechnet[2]). Die Zahlen bedeuten: mg Calciumcarbonat im Liter Wasser. Diese handliche Methode gibt sehr genaue Werte und könnte für den vorliegenden Zweck in der Regel als Härtebestimmung auch ohne die Seifenmethode genügen.

[1]) TIEMANN-GÄRTNER's Handbuch der Untersuchung und Beurteilung des Wassers, 4. Aufl., 1895, S. 93.

[2]) OHLMÜLLER und SPITTA, Untersuchung und Beurteilung des Wassers und Abwassers. Berlin 1910, S. 36.

Der Chloridgehalt Cl wurde durch Titration von 100 ccm Wasser mit $^n/_{10}$-Silbernitratlösung nach Zusatz von 8 Tropfen 1-proz. Kaliumchromatlösung bestimmt und aus dem Verbrauch des Silbersalzes die entsprechende Menge Chlorid als Natriumchlorid berechnet. Die Zahlen bedeuten: mg Natriumchlorid im Liter Wasser. Die Bestimmung wurde mehr gelegentlich vorgenommen, da der Chloridgehalt in unseren Gewässern nur bei Verunreinigungen eine gewisse Bedeutung erhält[1]). Solche Verunreinigungen machen sich nicht selten in Dorftümpeln geltend, während ständige Feldtümpel selten einen wesentlichen Chloridgehalt zeigen.

Gelegentlich wurde auch der Gehalt an oxydierbaren Stoffen nach Kubel-Tiemann[2]) bestimmt; das Ergebnis ist in der letzten Spalte angeführt, die Zahl bedeutet: ccm verbrauchte $^n/_{100}$-Kaliumpermanganatlösung auf 100 ccm Wasser.

Die untersuchten Gewässer sind von Ost nach West geordnet, an der Weichsel im Osten aufwärts gehend und im Westen abwärts gehend.

Die Untersuchungen haben bestätigt, daß der Salzgehalt desselben Gewässers sich wenig im Laufe des Jahres und im Laufe einer — freilich kurzen — Spanne von Jahren ändert (s. besonders Heubuder See Nr. 21 u. f., Radaunekanal Nr. 383 u. f., Radaune 1907—1915, Nr. 378 u. f., u. a.).

In den Fließen macht sich gelegentlich naturgemäß der Einfluß des Niederschlagwassers, besonders bei Hochwasser, bemerkbar, aber die Weichsel zeigt verhältnismäßig selten Schwankungen, und dasselbe gilt von Drewenz, Welle, Brahe, Ferse. Quellfließe und Quellseen haben meist einen verhältnismäßig hohen Kalkgehalt, flache isolierte Seen dagegen, besonders die hochgelegenen Seen bei Neustadt (410, 440—42), Borkau-Seeresen (402—409), Rummelsburg (232, 233), oft einen extremen Kalkmangel. Auffallend ist der hohe Kalkgehalt der meisten Fließe und Seen in den Gebieten östlich der Weichsel, namentlich in

[1]) Ohlmüller und Spitta, a. a. O., S. 93.
[2]) Ohlmüller und Spitta, S. 137.

den Gebieten des Elbingflusses, der Marienburger Beek, der Liehe, der oberen Ossa und Gardenga, des Mischker Fließes. In dieser ganzen Gegend sind Kieselkalkgeschiebe sehr verbreitet; vielleicht sind Kreidekalkschollen, wie die bei Kalwe (bei Christburg) abgebaute, in dieser Gegend in größerer Ausdehnung vorhanden. Der Einfluß der Stagnation von Fließwasser in Seen (Lautenburger See, Nr. 172—174, Braheseen, Nr. 241—243) macht sich im Carbonatgehalt kaum bemerkbar (ähnlich auch in den Seen des Rhinluch, s. »Aus deutscher Fischerei«, Festschrift für E. Uhles, S. 71), weit mehr in dem gänzlichen Verbrauch der Kohlensäure des Fließwassers in den Seen, aus denen das Wasser mit deutlich alkalischem Salzgehalt austritt. Die Untersuchungen über das Verhalten der Gase, namentlich der Kohlensäure und des Sauerstoffs, in den Gewässern lagen außerhalb des Rahmens dieses Berichtes.

Anhangsweise sind noch einige Bestimmungen aus Ostpreußischen und Pommerschen Gewässern gegeben, sowie eine Chloridbestimmung aus dem Schwielowsee bei Ferch (Potsdam). Mit dem verhältnismäßig hohen Chloridgehalt dieses Sees steht das massenhafte Vorkommen der *Enteromorpha intestinalis* in dem See vielleicht in Beziehung. Indessen kommt diese Ostseealge auch in großer Menge in dem Schwolowsee bei Rummelsburg in Pommern (Nr. 228) vor, der keineswegs einen hohen Chloridgehalt, wohl aber einen ganz geringen Gehalt an Kalksalzen zeigt. Es möchte wohl lohnend sein, bei faunistischen und floristischen Untersuchungen in Gewässern auch dem so leicht zu prüfenden Salzgehalt des Wassers einige Aufmerksamkeit zu schenken.

	Laufende Nummer	Datum	Wassertemp. °C	H	A	Cl	Andere Bestimmungen
Haffzuflüsse bei Succase							
Succaser Bach	1	10 II 11		9,5			
do.	2	29 XI 11	2,1	11,5			
do.	3	28 II 12		6,0			
do.	4	28 III 12		8,5			
Quellbach bei Succase	5	29 IX 11		8,0			
Anderer Quellbach bei Succase	6	17 IV 12	8,3	5,5			
Quellbach bei Koggenhöfen	7	27 III 16		11,0			
Elbinggebiet							
Drausensee	8	3 I 98		7,8			
do.	9	15 IX 17		8,0	190		
Elbingfluß unterhalb Elbing	10	15 II 16	2	11,0	215	41	
do. oberhalb Thienemündung	11	22 VII 16		8,5	190		
Thiene bei Streckfuß	12	10 VIII 17	16	14,0		47	
Werdersche Thiene	13	14 VIII 17		7,5	185		
Höhesche Thiene	14	14 VIII 17		11,0	270		
Sorge bei Christburg	15	14 VIII 17		9,0	265		
Tillendorfer See bei Waplitz	16	14 VIII 17		3,0	75		
Baalauer See	17	24 VIII 17		8,0	200		
Marienburger Werder							
Linau bei Beyershorst	18	27 IX 12		8,5			
Niederungsgraben bei Tiegenhof	19	4 V 07			260	88	
Danziger Niederung							
Brunnen bei Heubude	20	24 V 17		2,0	290		
Heubuder See	21	30 XI 05				58	
do.	22	26 XII 05		4,0	160	94	
do.	23	8 V 07	15	5,0		58	Pm 31,6
do., Abfluß	24	21 X 07	15			47	
do.	25	20 III 08	7,5	4,0			
do.	26	3 X 05	11	3,5		50	Pm 13,2
do.	27	24 XI 05		4,0		60	Pm 6,0
do.	28	26 XII 05		4,0		90	Pm 7,8
do.	29	10 V 15	13,5	4,0	170	41	Pm 14,4
do., Oberfläche	30	31 VII 14	20	4,5	155		
do., Tiefe	31	31 VII 14	20	4,5	125		

	Laufende Nummer	Datum	Wasser-temp. °C	H	A	Cl	Andere Bestimmungen
Heubuder See	32	20 VIII 15	20	5,0	165		Pm 10, CO_2 —
do.	33	27 III 16	5	3,5	140		
do.	34	20 X 16	8	5,0	150	40	
do.	35	9 XI 16	8,3	4,5	175	40	
do.	36	9 XII 16	1	4,5	170	40	
do.	37	10 I 17	0	4,7	180	43	Pm 13
Marienburger Bache							
Marienburger Bache	38	4 IX 16		9,0	120	33	
do.	39	3 IX 17		5,5	115		
Conradswalder Fließ	40	7 V 18		7,7	150		
Deutschdameraner See	41	6 V 07	13,3	7,2			
do.	42	7 V 18		9,0	190		
Barlewitzer See bei Stuhm	43			5,0			} ungefähres Mittel 1897—99
Hintersee bei Stuhm	44			4,5			
Conradswalder See	45	6 V 07	13	7,0			
Parlettensee bei Stuhm	46	26 IV 14	13	10,5	180		Pm 26
do.	47	13 IX 15	15	8,5	125		
Kolk bei Schloßkalteherberge	48	6 V 07	13	9,0			
Liebegebiet							
Liebefluß bei Gutsch	49	28 XII 05		13,5	270		Pm 20
Nogat bei Weißenberg	50	6 I 06	0,5	12,8			Pm 7,3
Nogat bei Marienburg	51	4 IX 16		9,5	170	37	
Nogatkupierung	52	6 I 06		13,5			
Liebefluß bei Marienwerder	53	14 IX 15	14	12,0	275		
do. bei Gorken	54	eod.	15	8,5	175		
do. oberhalb Riesenburg	55	eod.	16	7,0	115		
do. bei Riesenburg	56	19 II 16	1,5	8,0	145		
do. bei Marienwerder	57	20 II 16	2	8,0	150		
do. , Mühlkanal bei Riesenburg	58	7 VIII 16		11,0			
do. oberhalb Juliental	59	eod.		7,5			
Schloßsee bei Riesenburg	60	29 XII 05		15,5	280		
do.	61	7 VIII 16	15	18,5			
Cypelle bei Marienwerder	62	5 IV 16	12	12,0	230		
Hexensprind bei Rachelshof	63	5 IV 16	15	10,5	230		
Haidemühler Beek bei Rehhof	64	5 IV 16	12	12,5	220		

	Laufende Nummer	Datum	Wasser-temp. °C	H	A	Cl	Andere Bestimmungen
Teichfließ bei Rehhof	65	5 IV 16	8,5	7,5	135		
Quellfließ bei Gorken (Marienwerder)	66	19 IX 15	12,3	10,5	260		
Großer Wassergang bei Marienwerder	67	27 IV 06	9,8	13,5			
do.	68	14 IX 15	15	13,5	310		
Gaudensee	69	15 IX 15		4,5	110		
do.	70	8 V 18		5,5	105		
Benseeabfluß	71	8 V 18		4,8	120		
Januschauer See	72	10 VI 18		5,0	90		
Waldsee bei Januschau	73	eod.		2,0			
Zollnicker See	74	eod.		5,0			
Sorgensee	75	14 VIII 06	19	8,3	160	35	
do.	76	9 X 07	15	9,0		29	Pm 16 6
do.	77	14 IX 15	16	8,0	150		
Burgalsee	78	7 VIII 16		13,0			
Zuweisersee	79	7 VIII 16		11,0			
Orkuschsee	80	1 VIII 17		4,5	165		
Muttersee	81	1 VIII 17		6,5	160		
Rosenberger See	82	4 X 10		8,5			
do.	83	29 I 12	0,2	7,5			
Drainagewasser bei Marienwerder . .	84	27 IV 06	10	12,0			
Gebiet der Ossa							
Oberlauf der Ossa bei Dt. Eylau . .	85	15 IX 15		4,0	75		
Trinke bei Graudenz	86	16 IX 15		8,0	160		
Ossasee bei Schwalgendorf	87	6 VII 06		5,0			
Haussee bei Dt. Eylau	88	15 IX 15	17	8,5	170		
Traupelsee	89	27 VIII 90	18,5	6,0			
Gatschfließ	90	5 IX 16		7,0	110	36	
Karraschsee	91	20 VIII 17		6,0	110		
Dlusitzsee bei Guhringen	92	28 VIII 07	17	9,0			
Lutrine bei Jablonowo	93	5 IX 16	14	13,5	220	36	
Wonsiner See	94	1 VIII 17		7,5	150		
Sittnograben bei Jablonowo	95	6 VIII 16	15	15,5	330		
Schloßsee bei Briesen	96	18 IX 18			155		
Sitnosee bei Briesen	97	18 IX 18		11,5	235		
Lessener See	98	13 IX 15	16,8	11,0	150		

	Laufende Nummer	Datum	Wasser-temp. °C	H	A	Cl	Andere Bestimmungen
Rhedener Schloßsee	99	15 IX 17		11,0	240		
Melnosee	100	6 IX 16	17	11,0	170	41	
Bogguschauer Struga	101	6 IX 16		11,0	220	46	
Fließ westlich Gut Melno	102	8 VIII 16	16	13,8	220		
Großschönwalder See	103	20 X 11	10	11,5			
Groß-Nogather See	104	13 IX 15	17	11,0	195		
Kautziger See	105	11 VIII 04		8,0			
Leistenauer Seen	106	17 VII 06		5,3			
Pschebernalsee bei Garnsee	107	13 IX 15	18	3,5	50		
Krautsee bei Garnsee	108	13 IX 15	18	7,0	150		
Ottotschener See	109	2 VIII 12	23	8,0		41	
Pfuhl südlich Gut Frankenhagen	110	6 IX 16		11,0	280		
Mischker Fließ							
Zufluß von Okonin her	111	11 XII 13		12,8	315	38	Pm 16,8
Zufluß des Skompensee	112	eod.			350		Pm 75
Abfluß des Skompensee	113	eod.			325		Pm 56
Rudnicker Fließ bei Engelsburg	114	eod.		12,5	375		Pm 50
do. bei Marusch	115	eod.		13,2	350		Pm 17,2
Rudnicker Fließ a. d. Rudnicker Mühle	116	eod.		15	300		Pm 15,5
Rudnicker See, Zufluß	117	18 IX 15	11,9	10,8	380		
do. , Abfluß	118	eod.	14,3	13,0	265		
do.	119	10 VIII 18		12,0	230	35	
Gebiet der Fribbe							
Gogolineksee bei Batlewo	120	26 VIII 17		3,0	60		
Battlewoer See	121	26 VIII 17		8,0	130		
Pniwitter See	122	26 VIII 17		6,5	75		
Kulmseer See	123	10 III 98		6,4			
Mlinsker See	124	11 VI 05	16,5	5,5			
Gelenssee	125	2 VII 07	21	11,0			
Gebiet der Thorner Bache							
Kamionkensee	126					23	
Mühlteich bei Wiesenburg	127	26 VI 12		5,3			
Gartenteich dort	128	eod.		6,0			
Wietschnosee	129	15 IX 12		7,5	120		
Hoflebener See	130	1 VIII 17		9,5	200		

	Laufende Nummer	Datum	Wassertemp. °C	H	A	Cl	Andere Bestimmungen
Quellbach bei Weißhof	131	11 VIII 14			115		
Bache bei Mocker	132	3 VIII 12	17,5	8,0			Pm 4
Drewenzgebiet							
Drewenzfluß bei Brattiau	133	31 XII 02		7,0			Pm 11
do.	134	12 X 15	11	9,5			
do.	135	18 II 16		6,8	170		
Drewenzfluß bei Neumark	136	12 I 12	0	8,5			
do. bei Leibitsch	137	11 VIII 06	18	10,8			
Geserichsee	138	23 VIII 09		4,5			
do.	139	6 VII 06	23	6,0			
do.	140	14 IX 15	16	6,3	125		
do.	141	25 VII 17		7,0	130		
Silmsee bei Dt. Eylau	142	15 IX 15	17	8,0	135		
Ewingsee	143	27 IX 02		10,5			Pm 20
Labenzsee	144	5 IX 16		17,0	150	40	
Tabersee bei Tharden	145	5 VII 05		4,2			
Pörschkensee	146	eod.		1,5			
Trockener Pörschkensee	147	eod.		0,5			
Wilder Gehlsee	148	eod.		4,5			
Ruskesee bei Reußen	149	eod.		5,5			
Tümpel bei Dt. Eylau auf Rosen zu .	150	15 IX 15	15	3,0	25		
Zweiter Tümpel dort	151	eod.	16	3,0	25		
Theerofener See in der Forst Alteiche	152	eod.	16	4,3	60		
Leiskensee do.	153	eod.	16	1,5	25		
Lonskensee do., Zufluß	154	eod.	12	11,5	190		
do. do., Abfluß	155	eod.	16	9,0	150		
Zdrinskisee bei Schwalgendorf . . .	156	6 VII 06	22	3,0			
Kleiner Kesselsee do. . . .	157	eod.		1,0			
Großer Kesselsee do. . . .	158	eod.		1,0			
Urowiczsee do. . . .	159	eod.		4,5			
Kleiner Plinksee do. . . .	160	eod.		3,0			
Großer Plinksee do. . . .	161	eod.		3,5			
Leitesee	162	eod.		2,0			
Buchtensee	163	eod.		4,0			
Perkuhnsee	164	eod.		4,0			

	Laufende Nummer	Datum	Wasser-temp. °C	H	A	Cl	Andere Bestimmungen
Elska bei Löbau	165	30 VIII 18	15	8,0	170		
Sandelle oberhalb Löbau	166	eod.	15	8,0	70		
Badeteich dort	167	eod.	15	7,3	150		
Wellefluß	168	1 V 06	12	8,5		17	Pm 4,6
do.	169	26 II 07		8,5	180		
do.	170	11 XI 04		5,5			
do. bei Brattian	171	12 X 15	11	9,5	180		
do. oberhalb Lautenburg	172	13 X 15	9,6	8,5	190		
do. Lautenburger See	173	eod.	11,2	8,5	160		
do. unterhalb Lautenburg	174	eod.		8,5	150		
do. bei Brattian	175	18 II 16	0,5	6,5	175		
Neliwasee	176	10 V 06		5,5			
Stawsee bei Rumian	177	18 V 06	18	3,0			
Okoninsee bei Rumian	178	18 V 06	1,3			23	
Rumiansee	179	10 V 06		7,0		12	
Zaribinek	180	12 V 06		6,5			
Linowitzsee, Kr. Löbau	181	18 XI 11	6	8,0			
Grondy-Werrysee	182	11 V 14	18,5	5,5			
Skarliner See	183	28 VII 11		6,0			
do.	184	23 VII 15		8,0	145		
Retnosee	185	22 V 17		8,8	175		
Strzemiuszeksee	186	22 V 17		5,5	130		
Gremenzmühlenabfluß	187	22 V 17	15	6,5	140		
Bachottseeabfluß	188	8 VIII 16	19	7,5	130	23	
Adl. Kruschiner See, Abfluß	189	22 V 17	8	11,5	200		
Foluscheksee, Abfluß	190	eod.	16	5,5	165	17	
Lonkisee, Abfluß	191	eod.	15	7,5	176		
Niskebrodnosee, Abfluß	192	20 XI 16		8,5	215		
Czarnibrinsker See	193	3 IX 17		5,8	125		
Großlesznoer See	194	20 IX 17		5,0	90		
Janowkosee	195	eod.		6,0	105		
Großglemboker See	196	24 VIII 17		6,3	140		
Pfuhl bei Najmowo	197	22 V 17	14	5,5	200	117!	
Pfuhl bei Zbiczno, in tiefer Mulde	198	eod.	16,7	2,0	45	17	
2. Pfuhl bei Zbiczno, flach gelegen	199	eod.		3,5	55	23	

	Laufende Nummer	Datum	Wasser-temp. °C	H	A	Cl	Andere Bestimmungen
3. Pfuhl in Zbiczno	200	22 V 17	13,5	7,5	185		
Schloßsee bei Briesen	201	26 VII 17		6,5	150		
Friedecksee	202	eod.		7,0	150		
do. , Abfluß	203	eod.		9,2	190		
Lohrbach, Richnauer Wasser . . .	204	3 VII 14	22	11,0			
Gronower Bach bei Wolfserbe . . .	205	3 VII 14	16	11,5			
Gollub, Quellteiche	206	5 XI 15		9,5	260		
Weichselstrom bei Einlage . . .	207	8 XI 02		8,0	175		
do. do. . . .	208	27 XI 02		7,0	234		
do. do. . . .	209	20 XII 02		11,0			Pm 11
do. bei Dirschau . .	210	30 VI 06		7,5			
do. bei Thorn . . .	211	11 VIII 06	18	8,5			
do. bei Dirschau . .	212	28 II 07		11,5			
do. do. . .	213	19 V 07	8	7,0			
do. do. . .	214	29 V 07	9	7,5			
do. do. . .	215	1 V 07		7,5			
do. do. . .	216	26 III 08	2,5	7,0	240		
do. do. . .	217	12 XI 04		5,0			
do. in der Mündung .	218	8 XI 02		11,0	234		
do. bei Schiewenhorst .	219	eod.		9,5	117		
do. b. Dirschau, obh. Brücke	220	14 XI 02	3	9,0		17	Pm 11
do. do. im Hafen, unterh. an 2 Stellen, wie Hafen	221	eod.		8,5		20	Pm 11
do. (Hochwasser), b. Einlage	222	23 II 03		6,0			Pm 13
do. bei Dirschau . .	223	23 VIII 15	17,5	7,0		23	
do. bei Graudenz . .	224	23 VIII 15		9,5		17	
do. bei Altmösland .	225	30 VI 15	18	9,0	200	50	
do. oberhalb Dirschau	226	2 XI 16	8	7,5	170	23	
do. bei Thorn . . .	227	17 V 17	15	7,5	165		
do. bei Dirschau . .	228	4 VI 18		8,5	180		
do. do. . .	229	6 VI 18		7,0	150		
Kolk im Binnendeich bei Altmösland	230	30 VI 15	18	5,5	110	35	
Kolk bei Czattkau	231	20 VI 06	13,5	8,5			
Brahegebiet							
Schwolowsee, Kr. Rummelsburg . .	232	5 IX 17		1,5	15	23	
Wurdelsee, do. . .	233	eod.		1,5	22		

	Laufende Nummer	Datum	Wasser-temp. °C	H	A	Cl	Andere Bestimmungen
Leinbach am Deepersee	234	9 X 12		6,8			
Deepersee	235	eod.	9,6	5,3			
Brahefluß bei Altbraa	236	19 IV 07	6	6,0	125		
do.	237	10 I 08	1	7,8	245		
do.	238	13 III 11		4,5			
do.	239	25 I 12	5	5,5			
do.	240	15 III 16	3,8	6,5	105		
Brahe bei Voßberg	241	11 VII 13	15	6,5	150	17	Pm 7,5
Konzugsee, Abfluß	242	eod.	18	5,5	125	17	Pm 8
Brahe bei Zechlau	243	eod.	18	6,0	125	17	Pm 8,5
do. bei Schwornigatz	244	27 XI 07	5	6,5			
do. bei Mühlhof	245	26 IV 06	9,3	6,5			
do. do.	246	2 II 07		7,0			
do. do.	247	26 IV 12	9,2	5,5			
do. do.	248	13 VIII 15	18	5,0	110		
do. do.	249	14 III 16	1,8	6,0	105		
do. bei Tuchel	250	16 VI 14	17	6,0	150		
Babinkosee bei Neubraa	251	29 VI 05	22	3,5			
Krummer See bei Neubraa	252	eod.	24	3,8			
Kuhnkensee	253	eod.		0,5			
Mühlteich bei Neubraa	254	eod.	22	5,5			
Plötzensee bei Neubraa	255	eod.	24	2,0			
Kielskisee, Kr. Schlochau	256	23 X 05	3	6,0		17	Pm 12
Parschinsee	257	6 X 09		4,5			
Müskendorfer See	258	15 VIII 05		6,0			
Großer Zinnsee bei Bärenwalde	259	31 VII 13	17,8	2,3	90	23	
Stobnosee	260	26 III 07		7,3	150	35	
do.	261	15 IX 17		6,0	120		
Quelle an der Brahe bei Tuchel	262	24 IV 17	6	7,0			
Biallasee (Wildgartenfließ), Kr. Tuchel	263	16 VI 14	21	5,0	130		
Wittstocker See	264	12 V 14		8,5	200		
Resminer See	265	15 IX 17		5,0	90		
Zempelburger See	266	11 VII 14		7,5			
Erlenbruch bei Jakubowo	267	15 X 06	16,5	1,5			
Steinbruch do.	268	eod.	15	1,0			

	Laufende Nummer	Datum	Wasser-temp. °C	H	A	Cl	Andere Bestimmungen
Koppelteich bei Jakubowo	269	15 X 06	12,5	2,0			
Mittelkoppelsee	270	eod.	14,8	4,8			
Doppelteich	271	eod.	11,5	4,5			
Deutsch Lonker See	272	13 V 14		6,5	130		
Trzemetznoseeabfluß	273	14 III 16	4,5	4,5	70		
Czersker Fließ bei Czersk	274	4 VII 11	15	6,5			
» im Teich	275	eod.	18,5	5,0			
» unterhalb Neumühl .	276	eod.	18,5	5,0			
Gebiet des Schwarzwassers							
Schwarzwasser bei Lippusch . . .	277	28 III 16	7,6	4,8	100		
do. b. Czarlinen obh. d. Weitsee	278	31 VIII 06	21	6,5	125		
Weitsee bei Czarlinen	279	eod.		6,5	125		
do. , Radolnisee	280	20 II 08	0	6,5	195	23	
Schodnosee	281	1 VIII 17		5,0	90		
Wirownosee	282	eod.			100		
Schwarzwasser bei Groddeck . . .	283	27 VIII 12		6,0		23	
Kottelsee östlich vom Weitsee . . .	284	15 IX 17		4,0	70		
Karpnoseeabfluß	285	28 III 16	4,3	5,0	105		
Großer Skrzynkasee	286	28 III 16	3,6	2,3	50		
Summiner See, Kr. Karthaus . . .	287	17 X 11		3,8			
Sumiontkasee, » . . .	288	eod.		3,2			
Kottinieseeabfl., » . . .	289	eod.	8	3,2			
Sphagnumtümpel am Summiner See .	290	eod.		0,8			
Rzunnosee	291	6 X 09		4,0			
Czyster See	292	10 X 07	14,5	5,0		17	Pm 12,4
Wieller See	293	7 IX 14	17,5	4,0	75		
Schallsbrücker See	294	26 VIII 05		4,5			
Gr. Occipelsee	295			6,0			Pm 7,4
Scharnowsee, Nordteil	296	11 VII 16	20	3,5	55	70	
do. Seitenbucht	297	eod.		3,0			
do. Südteil	298	eod.		4,0	60	35	
do. Abfluß	299	eod.		4,0	65		
Tussineksee bei Ossiek	300	10 VII 16	20	1,0	15		
Gluchasee do.	301	12 VII 16		4,0	65	17	
Schikirkaseeabfluß	302	eod.		5,5	115		

	Laufende Nummer	Datum	Wassertemp. °C	H	A	Cl	Andere Bestimmungen
Karschenkenseeabfluß	303	12 VII 16		7,5	140		
Slonesee	304	27 VII 12		4,8		23	
do.	305	11 VII 16	18,5	5,8	130	64	
Großer Teich bei Großbartel (Dreidorf)	306	24 IV 06	13	3,5	.	30	Pm 4,7
Bischewosee (Mukschfließ)	307	2 VIII 07	17	6,8			
Jellener See, Kr. Schwetz	308			7,5			
Dritschminer Fließ	309	9 VIII 12	15	8,0		23	
Branitzer See (Wirwafließ)	310	19 IX 18	17	7,5			
Montangebiet							
Czarnesee	311	15 IX 17		7,0	110		
Udschitzsee	312	eod.		5,0	90		
Radsee	313	eod.		6,0	125		
Gr. Plochotschiner See	314	1 VIII 17		5,5	100		
Montanfließ bei Gruppe	315	16 IX 15		6,0	310		
Niederungsgraben bei Gruppe	316	eod.		12,0	180		
Fersegebiet							
Altgrabauer See	317	24 VIII 17		5,5	100		
Dobrogoscher See	318	29 XI 17		1,0	30		
do.	319	4 X 18		1,0	15		
Bobrowoseezufluß	320	16 X 18		8,0	170		
Galgensee bei Berent	321	5 XI 09		1,0			
Ferse oberhalb Wierschiskensee	322	28 III 16	6,8	6,0	135		
do. unterhalb do.	323	eod.	4,9	6,5	120		
Zufluß des Wierschiskensee a	324	eod.	11	7,5	230		
do. b	325	eod.	9	5,5	100		
Zufluß des Kapellensee bei Berent	326	eod.	6	6,5	135		
Zagnaniasee	327	5 IX 08		6,5			
Kosellensee bei Rudda	328	13 VI 18		6,0	145		
Ferse bei Pr. Stargard	329	23 VIII 15	16	8,5	180	29	
do. do.	330	6 V 15	12	7,5	234		Pm 7
do. bei Owidz	331	9 VI 13	18	8,0	200		
do. bei Pelplin	332	28 II 03	5,5	8,0			Pm 9,5
do. oberhalb Pr. Stargard	333	10 IV 17	15	6,5	140		
do. do.	334	13 VI 18		6,9	140		
Gatnosee, Kr. Berent	335	20 VIII 17		6,0	125		

	Laufende Nummer	Datum	Wasser-temp. °C	H	A	Cl	Andere Bestimmungen
Fietze bei Schöneck	336	28 VIII 15	22	11,0	200	23	Pm 8,3
Altpaleschker See	337	4 II 18	0	7,5			
Mariensee	338	28 IV 06	9	3,5		5	Pm 5
do.	339	28 VI 14		2,3			
Bordzichower See	340	15 IX 17		5,5	115		
Wengermuz bei Bobau	341	23 VIII 15	17	12,5	260		
Wiesentaler Fließ bei Bobau	342	eod.	13	11,0	220	23	
do.	343	30 XII 12	4,5	13,0			
Quellteich im Walde bei Fronza	344	17 XI 13		2,0	60	17	Pm 22
Jonkaquelle bei Fronza	345	8 XI 11	8	5,3			
Osterwitter Fließ							
Pienonskower See	346	27 VI 05		11,0			
Drebekfließ bei Dirschau	347	2 XI 16	7,3	7,5	330	40	
Spengawagebiet							
Quelle bei Swaroschin	348	13 V 02	10	12,5			
Hoffnungsteich bei Swaroschin	349	18 VII 17		10,5	195		
Spengawa bei Swaroschin	350	eod.		11,0	225		
Zdunyer See	351	20 X 06	11	8,0			
Zygowitzer See	352	eod.	11,5	6,0			
Mühlgraben bei Dirschau	353	2 XI 06	8,0	9,0	230	22	
Mottlaugebiet							
Quellteiche bei Langfuhr	354	11 X 89		15,1			
do. bei Pelonken	355	eod.		14,0			
do. bei Prangenau	356	eod.		13,0			
do. bei Königstal	357	10 XI 11	8,5	11,5			
do. do.	358	21 I 12	8,5	9,0			
Quellfließ bei Katzke (b. Großtrampken)	359	5 VI 13	17	11,5			
Kladau bei Kladau, oberhalb	360	10 XI 03		10,5			Pm 18
do. do. unterhalb	361	eod.		11,5			Pm 21
Stina bei Sobbowitz, oberh. (verunreinigt)	362	eod.		13,5			Pm 24
do. bei Klempin (verunreinigt)	363	eod.		12,5			Pm 48
do. bei Lagschau (verunreinigt)	364	eod.		10,5			Pm 48
do. bei Kladau	365	eod.		12,0			Pm 45
Kladau bei Russoschin	366	2 II 16	2	9,0	200		
Gardschauer See	367	24 VI 17		9,0	187		

	Laufende Nummer	Datum	Wassertemp. °C	H	A	Cl	Andere Bestimmungen
Radaune, Quelle bei Zdrembie . . .	368	12 IX 17		7,5	140		
Stasicznosee	369	10 X 16		5,8	110		
do.	370	8 X 18		5,5	90		
do. , Abfluß	371	eod.	10,5	6,2	120		
Radaunesee	372	9 I 03		5,0			Pm 8,6
Große Quelle westlich Remboszewo .	373	16 V 14	8,8	8,0	220		
Kopinkosee bei Zuromin	374	8 X 18		4,0	65		
Torfbruch do.	375	eod.			20		
Ostritzsee	376	27 X 07			130	17	
Lubbowiskosee	377	12 IX 17		5,5	80		
Radaune bei Semlin	378	9 VII 15		7,5	170	29	
do. bei Ruthken	379	26 XI 12	10,4	6,5			
do. do.	380	23 II 07		7,0	160		
do. do.	381	10 VII 15	20,5	7,5	170	17	
do. bei Straschin	382	3 VII 13	17	7,5	225	23	
Radaunekanal an Pfefferstadt . . .	383	12 V 02	8,5	9,0			Pm 10
do. an Brabank	384	eod.	8,5	9,5			Pm 9,2
do. an Promenade . . .	385	22 X 14		7,8	150	11	
do. do. . . .	386	24 VIII 15	17	8,5	170	11	
do. do. . . .	387	20 X 16	7	7,5	175	17	
do. do. . . .	388	10 XI 16	8	7,0	165	21	
do. do. . . .	389	8 XII 16	2	8,5	145	17	
do. do. . . .	390	26 I 17	0,7	7,0	150	21	
do. do. . . .	391	5 II 18	1,1	7,5	125	23	Pm 15,8
do. do. . . .	392	3 III 18	2	8,0	150		
do. do. . . .	393	18 V 18	14	8,0	180	35	
do. do. (größtenteils gesenkt)	394	21 V 18	17,3	6,0	170	40	
do. do. (wieder gefüllt)	395	24 VI 18	14	7,0	170		
1. Pfuhl bei Pietzkendorf	396	20 V 17		5,0	135		
Exausee (bei Tuchom)	397	20 VIII 17		3,0	50		
Klostersee bei Karthaus	398	7 VII 15	21	4,5	100	46	
Krugsee do.	399	eod.	20,5	5,5	110	52	
Engelmanns See bei Karthaus . . .	400	eod.	21	4,5	80	35	
Stiller See do. . . .	401	eod.	21	6,0	115	46	
Wodznosee bei Seeresen	402	10 VII 15	20	1,5	40	23	

	Laufende Nummer	Datum	Wassertemp. °C	H	A	Cl	Andere Bestimmungen
Seeresener See bei Seeresen	403	9 VII 15	22	4,0	80	35	
Firkussee	404	eod.	22	1,3	35	29	
Kelpiner Dorfsee	405	eod.		4,5	50	29	
Karlikauer See bei Borkau	406	eod.	20	1,0	30	17	
Zitnosee do.	407	eod.	20	3,0	60	17	
Glembokisee do.	408	eod.	20	2,0	40	23	
Rambauscher See bei Praust . . .	409	18 XII 14		0,5		31	
Espenkruger See	410	24 IV 13	9,4	1,5			
Weißer See bei Sitnagora	411	12 VI 03		4,0			Pm 13
Schidlitzer Beek	412	1 V 18		9,5	190		
Striesbach	413	3 VIII 07	17	8,0			
Striesbach im Nawitztal	414	16 IX 14	12,8	11,5	225		
do. bei Hochstrieß	415	26 III 16	4	7,5	150		
Bärenwinkler Quellfließ	416	28 IV 12	8,5	7,5			
Tümpel im Olivaer Walde	417	6 IV 16	5	1,0	20		
Quelle bei Plehnendorf (Dornbusch)	418	10 VI 14	13	5,5			
Quellteiche bei Pelonken II	419	5 IX 05	18	9,0		29	
do. III . . .	420	eod.	20	7,5		29	
do. IV . . .	421	eod.	17	7,3		23	
Glettkauer Fließ							
Schmierauer Fließ	422	16 XI 13		6,5			
Quellfließ bei Freudental	423	23 XI 13		6,5			
Glettkauer Fließ bei Freudental . .	424	8 VI 13		4,0	250		
do. oberhalb Glettkau .	425	12 VIII 14	18,9	7,8	175		Pm 7,5
do. Teichausfluß . . .	426	eod.	20,3	8,0	175		Pm 13,7
do. unterhalb des Wehrs	427	eod.	19	8,0	175		Pm 8,7
do. bei Oliva	428	5 IV 18		9,5	170		
Forellenteiche b. Bernhardowo (Zoppot)	429	23 IV 13	8,4	8,0			
Katzer Fließ bei Krischwald . .	430	24 V 14		6,5	170		
Quellfließ im Neustädter Walde . .	431	28 I 05		8,8			
Steinfließ bei Zoppot	432	23 VII 06	16	8,5			
do.	433	23 IV 13	7,3	7,5			
Sagorschfließ bei Altmühl	434	11 VIII 07	16	8,5		23	
Ziegeleiausstiche bei Nenkau . . .	435	3 VI 15	13	13,0			

	Laufende Nummer	Datum	Wasser-temp. °C	H	A	Cl	Andere Bestimmungen
Rhedagabiet							
Cedronbach bei Neustadt	436	25 V 13	19	6,5			
Gossentiner Teichfließ	437	18 XII 13		7,5	175	20	Pm 8
Gossentinbach	438	1 VIII 11	22	3,0			
Brunnen bei Steinkrug, 3 m tief . .	439	eod.		6,5			
Ottalsinsee	440	eod.		0,5			
Wittstocksee	441	eod.		0,5			
Steinkrüger See	442	eod.		0,5			
Putziger Strandgegend							
Teich bei Prüssau, Erlenschlucht . .	443	24 VIII 09		5,5			
do. im Bruch . . .	444	eod.		1,3			
do. bei Brünhausen .	445	eod.		6,0			
do. bei Celbau . . .	446	10 VIII 09		6,5			
Putziger Fließ	447	5 II 11		6,0			
do.	448	30 I 05		3,0			
do.	449	9 IX 05		5,5	140		
Plutnitz	450	eod.	13,7	6,8	140		
Piasnitzbach oberhalb Zarnowitzer See	451	26 V 13	16,2	8,0			
do. unterhalb do.	452	27 VII 12	22	5,5		35	
3 Quellen bei Nadolle	453	26 V 13	14	6,5			
Quelle südlich Nadolle im Walde . .	454	eod.	11,6	11,5			
Quelle bei Rauschendorf	455	eod.	12,1	7,5			
Czarnaufließ bei Czarnaumühle .	456	27 VI 06	17	8,3		23	
Ostrausee	457	eod.	18,5	9,5		8	
Lebagebiet							
Röskauer See, Abfluß	458	10 X 16	10,9	5,0	95		
Lappalitzer See, Abfluß	459	eod.	11,3	4,0	75		
do. Zufluß	460	eod.	12	4,0	75		
Quellfließ bei Rositzkau	461	eod.	10,9	8,0	155		
Stolpegebiet							
Stolpe bei Sullenschin	462	17 X 11		5,0			
do. bei Tuchlin	463	10 III 16		7,0	145		
do. bei Amaliental	464	eod.		5,5	110		
do. bei Sullenschin	465	eod.		5,5	100		
Zukowker See	466	27 IX 18	12	6,0	140		

	Laufende Nummer	Datum	Wasser-temp. °C	H	A	Cl	Andere Bestimmungen
Pusdrowoer Fließ bei Sierakowitz .	467	10 III 16		4,8	90		
Tümpel bei Sierakowitz	468	30 IV 15	12	1,0	35	35	Pm 21
Lupowgebiet							
Großer Klenschansee, Abfluß . . .	469	5 VII 15	20	4,5	95	23	
Gunnosee bei Kaminitza, Abfluß . .	470	eod.	19	5,0	105	23	
Biallensee bei Kaminitza	471	8 VII 15	19	3,8	85	20	
Bukowiner See	472	20 VIII 17		5,0	130		
Orlefließgebiet							
Radonsksee	473			7,5			
Lobsonkagebiet							
Lobsonka bei Dorotheenhof	474	1 VI 17	16,7	7,5	180		
Hellingsee	475	24 VIII 17		7,0	155		
See bei Lilienhecke	476	eod.		5,0	90		
Modlasee	477	eod.		5,5	110		
Ostrowoseeabfluß	478	eod.		7,0	150		
Babbaseeabfluß	479	eod.		4,0	85		
Konicznosee	480	eod.		8,0	145		
Lubczafließ	481	eod.		7,0	130		
Vandsburger See	482	15 IX 17		8,8	180		
Schwarzer See i. d. Messe b. Zempelburg	483	17 VIII 08	13,5	5,5			
Goslankagraben do.	484	eod.	10	11,0			
Juchatzsee	485	18 VIII 08	15	6,0			
Bärensee, Kr. Flatow	486	15 VII 07	16	5,5			
Teich bei Kleinbutzig, Kr. Flatow .	487	28 VI 12	19,5	7,5			
Quellstube do.	488	eod.	14	7,0			
Küddowgebiet							
Küddow bei Landeck	489	16 XI 07	7	8,5			
do. do.	490	5 VI 17	17	7,0	140		
do. am Pechfließ	491	30 VII 13	16	6,0	160	23	
do. bei Borkendorf	492	20 XII 11	3	6,8			
do. do.	493	1 VII 13	15	7,5			
do. do.	494	20 XII 11	3	6,8			
do. do.	495	13 VII 15	17,5	7,5	160		
Zahne bei Hammerstein	496	26 IV 06	7,8	6,0			
Zier bei Landeck	497	16 IX 07	7	10,5	165	12	

	Laufende Nummer	Datum	Wassertemp. °C	H	A	Cl	Andere Bestimmungen
Zier bei Landeck	498	4 VI 17	18	8,0	160		
Hakenfließ an der Mündung . . .	499	eod.	18	7,0	150		
do. . . .	500	19 VII 06	23	7,8			
Böthinsee	501	1 VIII 17		4,5	100		
Schildberger Teichfließ	502	19 VII 06	22	7,3			
Torfkanal bei Schildberg	503	eod.	23	8,5			
Schlochauer Amtssee, 0,5 m tief . .	504	2 III 05	1,2	4,5			
do. 10 » » . .	505	eod.	1,3	5,3			
do. 20 » » . .	506	eed.	1,5	5,5			
do. 25 » » . .	507	eod.	2,1	5,5			
Lankebucht dieses Sees, 0,5 m tief .	508	eod.	1,4	9,5			
do. 1,5 » » .	509	eod.	1,5	11,5			
Mittelsee bei Schlochau, 5 m tief .	510	eod.	1,5	7,5			
do. 9 » » .	511	eod.	1,5	7,0			
do. 15 » » .	512	eod.	1,5	6,3			
do. 19 » » .	513	eod.	2,1	7,5			
Kleiner Amtssee b. Schlochau, 0,5 m tief	514	eod.		6,5			
do. 5 » »	515	eod.	2	7,0			
do. 6 » »	516	eod.	3,3	7,5			
do. Abfluß .	517	19 VII 06	20	5,5			
do. do. .	518	31 VII 13	20	5,8	150	52	
do. do. .	519	15 III 16	2,8	6,3	120		
Stadtsee bei Pr. Friedland (Dobrinka)	520	28 VII 15	15	7,0	125	35	
Suckowsee do. , Abfluß .	521	eod.	16,3	7,5	130		
Quellgraben do.	522	eod.	15	13,0	250		
Dobrinka bei Landeck	523	5 VI 17	18	8,5	180		
Kozumfließ bei Kujan	524	31 V 17	18	6,0	140		
Glumba oberhalb Babasee bei Flatow	525	eod.	18,5	8,5	170		
do. unterhalb do.	526	eod.		8,0	170		
Flatower See	527	eod.	20	7,0	150		
Petztiner See, Abfluß	528	eod.	19	7,0	160		
Smirdowosee, Abfluß	529	eod.	17,2	6,0	150		
Quelle am Bahndamm bei Flatow .	530	eod.	11	5,5	190		
Schmilowoer See, Kr. Flatow . . .	531	3 IX 08	15,5	6,5			
Jastrower Mühlfließ	532	29 VII 14	16,5	6,0			

	Laufende Nummer	Datum	Wasser-temp. °C	H	A		Andere Bestimmungen
Rohra, Quelle (Kl. Teufelsquelle) . .	529	29 VII 13	9	5,5		17	
do. Langer Kramskense	534	eod.	19	4,8			
do. Kleiner do.	535	eod.	19	6,5			
Schloßsee bei Dt. Krone	536	11 VIII 05		3,5			
Gr. Raduhnsee bei Dt. Krone . . .	537	10 IV 18		6,0	125		
Gr. Kameelsee	538	12 XII 17		6,8	125	23	
Pechfließ (Quelltümpel)	539	30 VII 13	16,5	9,0	200	35	
Dragegebiet							
Quellfließ bei Friedrichsmühl . . .	540	14 V 02	10	8,0			
Drexelfließ do. . . .	541	eod.		8,5			
Tützsee	542	13 XII 07		6,8	215	40	
Alle bei Allenstein	543	28 VII 06	20,3	7,0			
Kreuzsee bei Lykusen (Allequelle) .	544	6 VII 05		8,0			
Cruttina bei Eckertsberg	545	10 X 11		6,0			
Roschsee bei Johannisburg . . .	546	14 VII 13		6,5			
Deiguhnsee bei Lötzen	547	18 VIII 13		7,0	125		
Mauersee bei Lötzen	548	eod.		6,5	130		
Lelesker See	449	23 VII 05		6,5			
Wuchsnigsee (Ostpr.)	550			4,0			
Gurkasee bei Moschin (Posen) . .	551	24 V 03		9,5			Pm 13,5
Grzybionkasee bei Pudewitz . . .	552	22 V 06	17	9,0			
Kazaniesee do. . . .	553	eod.	18	9,5			
Dolgensee bei Neustettin	554	28 XII 14		6,5			
Schwielowsee bei Ferch	555	3 IX 07	16			76	

Druckfertig eingereicht am 10. Oktober 1920.
Druck verfügt am 1. Dezember 1921.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII



Dr. Ahlburg

Johannes Ahlburg †

Johannes Heinrich Wilhelm Ahlburg wurde am 9. September 1883 zu Treuenbrietzen in der Mark geboren. Nachdem er seine erste Kindheit im Geburtsort, in Brandenburg a. d. H. und in Grabow in Mecklenburg verlebt hatte, siedelten seine Eltern im Jahre 1892, in dem sein Vater, Dr. J. H. A. Ahlburg, als Seminardirektor nach Hamburg berufen wurde, dorthin über.

Der Vater, in späteren Jahren Schulrat in Hamburg, war ein großer Naturfreund und auf Wanderungen, an denen seine Kinder bereits in jungen Jahren teilnahmen, pflanzte er die Liebe zur Natur in ihr Herz. Der junge Johannes soll sehr bald eine besonders lebhafte Freude und Teilnahme an den Schönheiten und Vorgängen der Natur genommen haben. Anfangs war die Heide das Ziel der Wanderungen, später, namentlich in den Ferien, trat der Harz als Ausflugsziel in den Vordergrund. Freunde des Hauses nahmen den Jungen ebenfalls auf ihren Wanderungen mit und regten zum Beobachten und zum Sammeln an. Bereits zeitig hat sich die Vorliebe für mineralogische und geologische Sammelgegenstände bei dem Knaben gezeigt, manchmal zum Schrecken der Mutter, die aus allen Ecken, aus allen Taschen der Kleider nordische Geschiebe hervorholte.

Bei dieser Neigung zur Natur war es kein Wunder, daß von allen Schulfächern die Naturwissenschaften und die Mathematik die Lieblingsfächer waren. Das Reifezeugnis des Johanneums in Hamburg, das er Ostern 1902 verließ, bekennt, daß in der Mathematik die Leistungen über das Ziel der Schule hinausgingen und in den Naturwissenschaften sehr gute waren.

Am 3. April 1902 verfuhr der Bergbaubeflissene JOHANNES AHLBURG in Lautenthal im Harz seine erste Schicht. Die Liebe zur Natur, die Liebe zum Harz im besonderen und seine Vorliebe für die Mineralogie und Geologie hatten ihn den praktischen Beruf des Bergmannes wählen lassen. Es kommt darin die Grundanlage AHLBURG's schon zum Ausdruck, das gleiche Verständnis für die Aufgaben der Wissenschaft wie für die Erfordernisse des praktischen Lebens. Bei seiner Berufswahl war sich der angehende Student vielleicht schon klar darüber, daß er später die Praxis mit der Wissenschaft vertauschen würde. Nach halbjähriger Tätigkeit in Lautenthal setzte er seine praktische Ausbildung im Kalisalzbergwerk Vienenburg und später in Barsinghausen fort. Zu Ostern 1903 begann er sein Studium an der Universität und Bergakademie in der Reichshauptstadt.

Seine Altersgenossen bestätigen einstimmig, daß er auf der Hochschule ein ungewöhnlich eifriger Student war. Nicht nur daß er seinem Lieblingsfach, der Geologie und den für die Prüfung zum Bergreferendarexamen vorgeschriebenen Lehrfächern sich widmete, er fand daneben auch Muße, vor allem nationalökonomische und sozialpolitische Vorlesungen zu hören. Auf geologischen Exkursionen lernte er große Teile Deutschlands kennen und kam gelegentlich auch ins Ausland. In den letzten Semestern seiner Studienzeit bearbeitete er auf den Rat seines Lehrers Herrn Geheimrat BRANCA und mit Unterstützung von Herrn Geheimrat MICHAEL von paläontologisch-stratigraphischen Gesichtspunkten aus die Trias im südlichen Oberschlesien. Die dort erzielten Ergebnisse stellen einen Versuch dar, die Gliederung der oberschlesischen mit der der alpinen Trias in Vergleich zu setzen. Ohne hier untersuchen zu können, wie weit ihm die Durchführung dieser Aufgabe geglückt ist, sei nur festgestellt, daß seiner Erstlingsarbeit in der Fachwissenschaft hohe Beachtung geschenkt worden ist.

Noch vor Ablauf seines 6. Semesters reichte er diese Arbeit als Dissertation der Philosophischen Fakultät in Berlin ein und bestand am 15. Februar 1906 das Examen rigorosum.

Eine Studienreise in das Lothringer Minette-Gebiet im Früh-

jahr des gleichen Jahres benutzte er zur Anfertigung seiner bergtechnischen Prüfungsarbeit für das Bergreferendarexamen, das er Anfang Juni 1906 mit Auszeichnung ablegte. Das Examen brachte ihm den 1000 Mark-Preis ein, den er zu einer Studienreise in die Ostalpen zur Untersuchung der dortigen Erzlagerstätten ausnutzte. Die Früchte dieser Reise hat er in einem Aufsatz der Öffentlichkeit übergeben.

Im April 1906 wurde Ahlburg Assistent des Professors für Mineralogie an der Bergakademie, bei Herrn Geheimrat Scheibe, blieb aber in dieser Stellung nur ein halbes Jahr, um schon im Oktober als Probegeologe in den Verband der Preußischen Geologischen Landesanstalt einzutreten. Von dieser wurde er im Oktober 1908 als außerplanmäßiger Geologe angestellt.

Die Arbeiten, die Ahlburg nunmehr im Dienste der Geologischen Landesanstalt ausführte, betrafen die Fortführung der geologischen Aufnahmearbeiten in der Lahngegend. Nach der Fertigstellung der Aufnahmen an der unteren Lahn durch C. Koch und E. Kayser in den achtziger Jahren des vorigen Jahrhunderts hatte in der eigentlichen Lahnmulde nur Holzapfel vorübergehend gearbeitet. Im Anfang des Jahrhunderts brachten E. Kayser und H. Lotz die geologischen Aufnahmen der Dillenburger Gegend zum Abschluß. Es schien nun an der Zeit, die dort soeben gewonnenen Ergebnisse auf die benachbarten Teile der Lahnmulde zu übertragen und dabei ihre weitere Bedeutung für den Bau des östlichen Rheinischen Schiefergebirges zu ermitteln.

Mit dieser Aufgabe wurden H. Lotz und J. Ahlburg betraut. Nach verhältnismäßig kurzer Beteiligung schied H. Lotz aus diesem Arbeitsgebiet aus und Ahlburg setzte die Aufnahmen allein fort, denen er bis zu seinem Tode treu geblieben ist.

Beim Beginn seiner Tätigkeit sah sich Ahlburg einer Reihe von alt eingewurzelten Anschauungen und Vorurteilen über die stratigraphischen Verhältnisse der Lahngegend gegenüber, deren Berechtigung es zunächst zu überprüfen galt.

Eines der wichtigsten Ergebnisse der geologischen Aufnahmen in der Dillmulde war die Feststellung der Horizontbeständigkeit

des Roteisensteinlagers an der Grenze vom Mittel- zum Oberdevon. Von dieser Altersstellung ausgehend untersuchte AHLBURG zunächst in der östlichen Lahnmulde (Blatt Rodheim, Braunfels, Merenberg) die Tektonik der Eisenerzlagerstätten und gewann aus solchen Einzeluntersuchungen seine Vorstellungen über den Bau der Lahnmulde überhaupt, die er bereits 1908 in einem Vortrag in der Deutschen Geologischen Gesellschaft vor der Öffentlichkeit entwickelte. Er weist dort auf die große Bedeutung flacher deckenartiger Überschiebungen hin, die KAYSER bereits auf Blatt Ballersbach festgestellt hatte, deren weiterer Einfluß auf den ganzen Bau der östlichen Lahnmulde überhaupt aber noch unbekannt war.

Auch für seine stratigraphischen Arbeiten bildete die Feststellung der Horizontbeständigkeit des Eisensteinlagers den Ausgangspunkt. Er ging in der Auswertuug dieses Horizontes so weit, daß er alle Gesteine im Hangenden des Lagers dem Oberdevon, die im Liegenden ins Mitteldevon verwies. Damit zerstörte er zunächst die alte Auffassung von einer Gliederung des Schalsteins in einen mitteldevonischen und einen oberdevonischen Anteil, die Jahrzehnte hindurch die Erkenntnis der stratigraphischen Verhältnisse der Lahngegend getrübt hatte. Das in der Weilburger Gegend besonders entwickelte Flußeisensteinlager zwischen dem sogenannten älteren und jüngeren Schalstein stellte er als einen selbständigen Lagerhorizont im Schalstein ins Obere Mitteldevon und schied es scharf von dem Grenzlager an der Basis des Oberdevons.

Als eine Tuffbildung mit sehr spärlicher Versteinerungsführung widerstrebte der Schalstein einer scharfen stratigraphischen Erfassung. Doch fanden sich, namentlich auf Blatt Braunfels, an zahlreichen Stellen in seinem Liegenden die Tentaculitenschiefer mit untermitteldevonischer Fauna, so daß der Beginn der Schalsteinbildung mit dem des Oberen Mitteldevons zusammengelegt wurde.

War damit die Tuffacies befriedigend eingereiht, so stellten sich der Gliederung der weit verbreiteten Riffkalke des Oberen

Mitteldevons, des Stringocephalenkalks, noch wesentliche Hindernisse entgegen. In einer Reihe von Einzelarbeiten war die Fauna dieser Kalke, z. B. von Villmar, Wetzlar, Waldgirmes und dem Biebertal, gut bekannt geworden. Alle Versuche, die stratigraphischen Beziehungen der einzelnen Vorkommen untereinander klarzustellen, hatten sich aber darauf beschränkt, die vorkommenden Versteinerungen hinsichtlich der Zahl der gemeinsamen Arten und deren Bedeutung gegeneinander und mit anderen Vorkommen, namentlich der Eifel, abzuwägen. Alle diese Versuche hatten zu keinem befriedigenden Ergebnis geführt und konnten das auch nicht, weil die besonderen Bildungsumstände des Massenkalks dabei außer acht gelassen worden waren. Es ist AHLBURG's Verdienst, die Massenkalke als an beliebiger Stelle dem Schalstein eingelagert erkannt zu haben, je nachdem die örtlichen Bedingungen einer Bildung desselben günstig waren oder nicht. Nachdem dies erst einmal klargestellt war, erschien es müßig, auf Grund paläontologischer Einzelheiten eine Gliederung der Kalkvorkommen vornehmen zu wollen, da jede Fauna, von den besonderen Standortsbedingungen des Riffs abhängig, einen Vergleich mit entfernteren Vorkommen nicht zuließ. In Idealschnitten durch die Lahnmulde hat AHLBURG seine Auffassung von der Verzahnung der verschiedenen Facies namentlich des Oberen Mitteldevons mehrfach deutlich zum Ausdruck gebracht.

In der Gliederung der älteren Devonschichten hat sich AHLBURG im allgemeinen der herrschenden Auffassung angeschlossen. Besondere Betrachtung erheischt aber noch seine Ansicht über die facielle Entwicklung des Oberdevons.

Im Zentrum der Lahnmulde stellte er im Hangenden des Grenzlagers die Aufeinanderfolge von Intumescens-Kalken und Cypridinenschiefern — in letzteren gelegentlich Clymenienkalke eingelagert — fest. Im südlichen Randgebiet der Lahnmulde versagte diese Gliederung völlig, weil dort sowohl die Kalke als auch die Cypridinenschiefer fast gänzlich fehlten. Das Grenzlager im Hangenden des Schalsteins wird in diesem Raum von dunklen Ton- und Alaunschiefern überlagert, die durch eine ungewöhn-

liche Armut an Versteinerungen ausgezeichnet sind. Ihrer Lagerungsverhältnisse wegen stellte AHLBURG sie geschlossen ins Oberdevon und unterschied eine besondere südliche Randfacies von dem Oberdevon des Muldeninnern. Ähnliche Verhältnisse glaubte er am Nordrand der Lahnmulde wiederzuerkennen. Auch in diesem Gebiet fehlten zunächst als Oberdevon sicher anzusprechende Gesteine. Die weitere Verbreitung des Unterdevons in diesem Gebiet (z. B. auf Blatt Merenberg), dann die Nähe der von KAYSER als Silur gedeuteten Hörregesteine ließen die Gegenwart solch junger Gesteine zunächst als unwahrscheinlich erscheinen. Eine besondere Untersuchung der bergbaulichen Aufschlüsse der Gruben Eppstein und Schiefer (Blatt Merenberg) lieferten hier zunächst das bemerkenswerte Ergebnis, daß dort im Hangenden des Grenzlagers ohne Störung unmittelbar die Schiefer und Grauwacken folgten und in beträchtlicher Mächtigkeit durchörtert worden waren, die bisher als Hörre-Silur angesprochen waren. Diese Beobachtung in Verbindung mit den neuerdings ins Oberdevon versetzten Pflanzenfunden von Sinn in dem gleichen Gesteinszug bewogen AHLBURG, die Hörre-Gesteine mit Ausnahme des Klippenquarzites, der aus anderen Gründen beim Silur belassen wurde, dem Oberdevon zuzuweisen. Bei der näheren Durcharbeitung ergab sich, daß gewisse Gesteine der nördlichen Lahnmulde als Übergangsbildungen zwischen der Muldenfacies und der nördlichen Randfacies des Oberdevons, als welche er die Hörre-Gesteine bezeichnete, anzusehen waren, so z. B. rote phyllitische Schiefer als Ausläufer der Cypridinenschiefer nach Norden u. a. m. Somit ergab sich für das Oberdevon eine Gliederung in drei Facies-Bezirke, den Muldenschichten stehen die Schichten der südlichen und nördlichen Randfacies gegenüber.

Diese faciellen Unterschiede erklärte AHLBURG durch die besondere Form, welche die Lahnmulde bereits in devonischer Zeit besaß. Die Bildung des Beckens, in dem sich die Facies-Unterschiede entwickelten, verlegte er an den Beginn des Oberen Mitteldevons. Nachdem eine Auffaltung der älteren Gesteine einschließlich des Unteren Mitteldevons stattgefunden hatte, erfolgte

die tektonische Anlage der Lahnmulde durch Bewegungen an den Rändern des Beckens. Damit stehen in Zusammenhang die Ausbrüche der Eruptivgesteine des Oberen Mitteldevons und die Transgression desselben in den Randzonen. Die Bewegungen kamen im Mitteldevon noch nicht zum Abschluß: Daher bei dem Zurücktreten der Tuffbildungen im Oberdevon ein vielfacher Wechsel der Facies.

War die Entschleierung der stratigraphischen Verhältnisse des Palaeozoicums die erste Aufgabe für den aufnehmenden Geologen, so vernachlässigte AHLBURG doch keineswegs die jüngeren und jüngsten geologischen Bildungen. Besonders die Verwitterungserscheinungen der Tertiärzeit beanspruchten seine Aufmerksamkeit, und er hat zur Klärung der besonderen klimatischen Verhältnisse derselben wertvolle Beiträge geliefert. Die diluvialen Terrassenbildungen der Lahn verfolgte er bis ins Mündungsgebiet des Flusses und gab darüber einen zusammenfassenden Bericht.

Neben allen diesen Fragen vorwiegend wissenschaftlichen Belanges behandelte AHLBURG mit klarem Blick auch die praktische Seite seines Berufes. Der Untersuchung der nutzbaren Lagerstätten des Lahngebietes war seine ständige Aufmerksamkeit gewidmet. Unermüdlich war er in der Befahrung von Gruben und in dem Studium der Besonderheiten der Lagerungsverhältnisse, die zunächst der Förderung des Bergbaues galten, darüber hinaus aber auch das Ziel verfolgten, durch eine Fülle von Kleinarbeit allmählich die Bausteine zu sammeln für eine umfassende Behandlung der Erzlagerstätten an der Lahn und Dill. Leider sind diese Arbeiten unvollendet geblieben; doch hat er einen Teil seiner Ergebnisse einzeln veröffentlicht, so in einem Aufsatz über die genetischen Beziehungen der Erzlagerstätten zu den Eruptivgesteinen der Lahn. Er kommt darin — z. T. im Widerspruch zu den derzeit herrschenden Meinungen — zu dem Ergebnis, daß sowohl die devonischen Roteisen- wie auch die tertiären Brauneisen-Manganerze entstanden sind als Niederschläge aus Lösungen, die im Anschluß an die Diabas- bezw. Basalteruptionen aus der Tiefe aufstiegen. Die Ablehnung der Lehre von der Entstehung

der tertiären Eisenmanganerzlagerstätten als »Verwitterungslagerstätten« ist um so bemerkenswerter, als AHLBURG gerade den Verwitterungsvorgängen der tertiären Landoberfläche eine eingehende Untersuchung gewidmet hat.

Die Tätigkeit AHLBURG's erschöpfte sich nicht mit diesen Arbeiten in seinem Aufnahmegebiet. Auf wiederholten Reisen hat er größere Teile der alten Welt gesehen. Mehrmals war er als Gutachter im europäischen und asiatischen Rußland, wiederholt auch in Ungarn und eine längere Abwesenheit führte ihn nach Niederländisch-Indien. Die Erfahrungen solcher Reisen hat er mehrfach der Öffentlichkeit übergeben. Besondere Erwähnung verdient hier sein Versuch einer zusammenfassenden Darstellung der geologischen Verhältnisse der Insel Celebes.

Während des Weltkrieges war AHLBURG vorübergehend im Felde. Als dann bei längerer Dauer des Krieges die immer straffere Erfassung der heimischen Bodenschätze ein dringendes Gebot wurde, war er unermüdlich tätig in der Nutzbarmachung derjenigen Lagerstätten seines engeren Arbeitsgebietes, an denen Deutschland besonderen Mangel litt. So ist z. B. die kräftige Wiederbelebung des Phosphoritbergbaus an der Lahn wesentlich sein Verdienst, und bei der zweckmäßigen und raschen Nutzbarmachung der Manganerzlagerstätten hat er seine Erfahrungen in den Dienst der Sache gestellt.

Seine unermüdliche Arbeitsfreudigkeit ließ ihn die Unbilden des Wetters nicht scheuen. Die im Winter 1918/19 in Deutschland weit verbreitete Grippe warf ihn nach einer bei besonders ungünstigem Wetter vorgenommenen Ausfahrt auf das Krankenlager und dieser heimtückischen Krankheit konnte sein sonst anscheinend so lebenskräftiger Körper nicht widerstehen. In wenigen Tagen — am 22. Februar 1919 — raffte ihn der Tod dahin.

Seit August 1914 war AHLBURG mit ANNA MARGARETHE geb. KROEGER in glücklichster Ehe verheiratet. Mit seiner Gattin trauert die Geologische Landesanstalt, trauern alle, die ihn kannten, um den Verlust dieses Mannes, dessen reiche Geistesgaben noch viel erhoffen ließen. AHLBURG besaß eine schnelle Beobachtungs-

und Auffassungsgabe und hatte die Fähigkeit, sowohl weit ausschauende wissenschaftliche Probleme in ihrer Tragweite zu übersehen, wie auch die verwickelten Verhältnisse besonders schwieriger Einzelaufgaben klar zu erkennen. Darüber hinaus besaß er die in seinem Berufe so nötige und wichtige Eigenschaft, das Erkannte klar und faßlich anderen mitzuteilen und zu erläutern. Männer der Praxis rühmen besonders diese letzte Gabe, daß er es verstanden habe, eine schwierige tektonische oder stratigraphische Einzelfrage oft mit wenigen Strichen auch zeichnerisch klar darzustellen. Ahlburg besaß das Geschick, die Erkenntnisse, die seine wissenschaftliche Arbeit in reichstem Maße bot, in ihrer praktischen Bedeutung zu werten. Der Bergbau im Lahn- und Dillgebiet dankt ihm viele Anregungen, man kann sagen, seine Arbeiten haben vielerorts diesem heute besonders bedeutungsvollen Zweige deutschen Wirtschaftslebens erst die erforderliche wissenschaftliche Grundlage gegeben.

Alle, die ihm näher gestanden haben, betrauern nicht nur den Verlust eines frühzeitig dahingeschiedenen Gelehrten; sie schätzten in ihm auch den lebensfrohen Freund, der sich jeder heiteren Geselligkeit gern widmete. Wo ernste Männer über die großen Menschheitsrätsel sprachen, wurde seine Meinung gern gehört, war ihm doch eine tiefe philosophische Gedankenwelt zu eigen. Die Achtung und Hochschätzung aller Mitmenschen, mit denen er zusammenkam, ist ihm über das Grab hinaus erhalten geblieben. Wo immer man an der Lahn auf seine Spuren trifft, alle sind des Lobes voll über diesen Menschen, dem neben wissenschaftlich geschultem Verstande reiche Gaben des Herzens zu eigen waren. Möge ihm dies Andenken lange erhalten bleiben!

W. Kegel.

Schriften-Verzeichnis.

1. Die Trias im südlichen Oberschlesien. Abhdl. Preuß. Geol. L.-A., N. F., Heft 50. 1906.
2. Der Erzbergbau in Steiermark, Kärnten und Krain. Zeitschr. f. Berg-, Hütten- u. Sal.-W., Bd. 55, S. 463—521. 1907.
3. Die nutzbaren Mineralien Spaniens und Portugals. Zeitschr. f. prakt. Geologie, Jg. XV, S. 183—210. 1907.

4. Die Ergebnisse der neueren Tiefbohrungen im östlichen Holland. Glückauf, 44. Jg., S. 1205—1218. 1908.
5. Die Tektonik der östlichen Lahnmulde. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 60, M.-B., S. 300—317. 1908.
6. Die Grube »Schöner Anfang« bei Breitenbach (Kr. Wetzlar). Ein Beitrag zur Tektonik der nordöstlichen Lahnmulde. Jb. d. Preuß. Geol. L.-A., Bd. 30, T. II, S. 345—368. 1909.
7. Die stratigraphischen Verhältnisse des Devons in der östlichen Lahnmulde. Jb. Preuß. Geol. L.-A., Bd. 31, T. I, S. 448—481. 1910.
8. Über den geologischen Aufbau von Nord-Celebes. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 62, M.-B., S. 191—202. 1910.
9. Der Vulkan Soputan in der Minahassa (Nord-Celebes). Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 62, M.-B., S. 665—668. 1910.
10. Zur Umrißform der Insel Celebes. Einige Bemerkungen zu dem gleichlautenden Aufsatze des Herrn v. STAFF. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 63, M.-B., S. 399—405. 1911.
11. Nochmals der Vulkan Soputan in der Minahassa. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 63, M.-B., S. 505—507. 1911.
12. Geologische Beziehungen zwischen den Eisenerzlagerstätten des Siegerlandes und des Lahn-Dillgebietes. Zeitschr. f. prakt. Geol., Bd. 19, S. 59—71. 1911.
13. Über den geologischen Aufbau des Blattes Merenberg (Nassau). Bericht über die Aufnahmen auf Bl. Merenberg (Nassau) im Jahre 1910. Jb. Preuß. Geol. L.-A., Bd. 31, T. II, S. 465—476. 1912.
14. v. STAFF u. AHLBURG, Mitteilung zur Umrißform von Celebes. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 64, M.-B., S. 126. 1912.
15. Über die Natur und das Alter der Erzlagerstätten des oberungarischen Erzgebirges. Mitt. aus dem Jahrb. d. K. ungar. geol. R.-A., Bd. 20, S. 375—408. 1913.
16. Die neueren Fortschritte in der Erforschung der Goldlagerstätten Sibiriens. Zeitschr. f. prakt. Geol., Jg. 21, S. 105—188. 1913.
17. Versuch einer geologischen Darstellung der Insel Celebes. Geol. u. pal. Abhandl., N. F., Bd. 12, Heft 1. 1913.
18. Die Geologische Karte der Welt im Maßstab 1 : 5000000. Der Geologe, Nr. 11, S. 195—202. 1913.
19. Über die stratigraphischen Verhältnisse, insbesondere des Devons, auf Blatt Weilburg. Jahrb. Preuß. Geol. L.-A, Bd. 32, T. II, S. 438—451. 1914.
20. Über die geologische Weltkarte. Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. zu Berlin, Jg. 1914, S. 218—223.
21. Über das Tertiär und das Diluvium im Flußgebiet der Lahn. Jahrb. Preuß. Geol. L.-A., Bd. 36, T. I, S. 269—373. 1915.
22. Über die geologischen Verhältnisse des Blattes Weilmünster. Jb. Preuß. Geol. L.-A., Bd. 35, T. II, S. 556—565. 1915.
23. Über die Eisenerze und Eisenmanganerze des Lahngebietes und ihre Beziehungen zu Eruptivgesteinen. Zeitschr. f. prakt. Geol., Bd. 25, S. 29—38, 49—56. 1917.

24. Die nutzbaren Bodenschätze des Lahngebietes als Grundlage des Lahnkanals. Wetzlar 1918.
25. Die nutzbaren Bodenschätze des Lahngebietes als Grundlage des Lahnkanals. Stahl u. Eisen, 39. Jg., S. 29—34, 62—66. 1919.
26. Über die Verbreitung des Silurs, Hercyns und Rheinischen Devons und ihre Beziehungen zum geologischen Bau im östlichen Rheinischen Gebirge. Jahrb. Preuß. Geol. L.-A., Bd. 40, T. I, S. 1—82. 1919.
27. Übersichtskarte der Lahnmulde in Abhdl. Preuß. Geol. L.-A., Heft 86 (in Vorbereitung).

Folgende geologische Blätter sind von Ahlburg bearbeitet worden:

Lief. 208: Bl. Braunfels
» Weilburg
» Weilmünster
» Merenberg.

Zum Teil bearbeitet (noch nicht erschienen):

Bl. Rodheim und
» Wetzlar.

Fritz Herrmann †

Am 31. Januar 1920 verschied in Berlin ganz unerwartet einer unserer begabtesten jüngeren Kollegen, der Geologe an der Berliner Landesanstalt und Marburger Privatdozent Dr. **Fritz Herrmann.** Während der ganzen langen Kriegszeit hatte ich immer den einen sehnlichen Wunsch, daß ein gütiges Geschick H. beschützen und unversehrt aus dem Felde zurückkehren lassen möchte. Er ist gesund zurückgekommen, konnte seine durch den Krieg unterbrochene Tätigkeit an der Geologischen Landesanstalt wieder aufnehmen, heiratete und wurde, ganz seinen Wünschen und Fähigkeiten entsprechend, mit Aufnahmen im Harz betraut. Er stürzte sich im Sommer 1919 mit Feuereifer auf die neue Aufgabe, unternahm zuletzt noch spät im Oktober einen achttägigen Ausflug in die Gegend von Quedlinburg und Thale, unterlag aber trotz seines abgehärteten Körpers schon wenige Monate darauf einem Grippeanfall. Fürwahr ein beklagenswertes Schicksal, beklagenswert nicht nur für den jugendlichen Forscher und seine Angehörigen, sondern auch für die Anstalt, der er angehörte, und für die ganze deutsche Geologie, die nicht viele gleich eifrige und befähigte Jünger ihr eigen nannte.

Fritz Heinrich Ulrich Herrmann wurde am 16. Juni 1883 zu Berlin geboren. Sein Vater Norbert H. war Besitzer eines Gutes mit Eisenhammerwerk im Kreise Deutsch-Krone in Westpreußen; seine Mutter Gertrud, geb. Weidner, entstammt einer alten Berliner Familie, die eine Fabrik im Norden von Berlin besaß.



H. Hermann

Seine Jugend verlebte H. teils auf dem Gute bei Deutsch-Krone, teils in Berlin, wo namentlich seine mütterliche Großmutter die Erziehung des Knaben überwachte und großen Einfluß auf ihn gewann. Seit Beginn der Schulzeit kam H. nur noch in den Ferien auf das elterliche Gut. Seine Besuche dortselbst wurden aber für ihn dadurch wichtig, daß sie im heranwachsenden Schüler die Liebe zur Natur und, nachdem er die Diluvialgeschiebe und deren Versteinerungen zu sammeln begonnen hatte, insbesondere das Interesse für Geologie weckten.

1890 trat H. in das Wilhelms-Gymnasium in Berlin ein, das er später, als nach dem Tode seines Vaters der Berliner Haushalt aufgelöst wurde, mit dem Gymnasium Carolinum in Neustrelitz vertauschte, woselbst er Ostern 1904 die Reifeprüfung bestand.

Gleich darauf bezog H. die Universität Berlin, um dort vier Semester über Naturwissenschaften zu studieren. Dann ging er 1906 nach Marburg und widmete sich dort ganz dem Studium der Geologie. Es gelang ihm dort schon im Jahre darauf, eine von der philosophischen Fakultät gestellte Preisaufgabe — Altersbestimmung einiger zerstreuter, inmitten der Schiefer und Grauwacken des hessischen Hinterlandes gelegener Kalkvorkommen — in befriedigendster Weise zu lösen. Bei dieser Gelegenheit zeigte sich zuerst seine scharfe Beobachtungsgabe sowie seine erstaunliche Fähigkeit zur Auffindung von Versteinerungen, die er fast mit den Augen aus dem Gestein herauszuziehen verstand. Den gleichen Finderblick bewies er in glänzendster Weise 1908, als er unweit der Dammühle bei Marburg, an einer Stelle, wo wir schon lange Silur vermutet und zahlreiche Geologen vergeblich Hunderte von Schieferplatten nach Graptolithen zerspaltet hatten, in der Tat solche und zugleich andere bezeichnende Silurformen (Zweischaler und Orthoceren) auffand[1]).

Die Preisarbeit von 1907 ist von H. zwei Jahre darauf, wo er magna cum laude promovierte, als Dissertation benutzt

[1]) Die Graptolithen kommen hier in kleinen Konkretionen, nicht, wie Ahlburg angibt, in Geröllen vor.

worden. Sie wurde unter dem Titel »Beiträge zur Kenntnis des Mitteldevons von böhmischer Facies im Rheinischen Schiefergebirge« in Marburg, und 1911 in etwas veränderter Gestalt in den Jahrbüchern des Nassauischen Vereins für Naturkunde veröffentlicht.

An letztgenannter Stelle trägt sie die Überschrift »Über das Palaeozoicum am Ostrande des Rheinischen Schiefergebirges« und wird von einem geologischen Übersichtskärtchen der Gegend von Weipoltshausen sowie von zwei paläontologischen Tafeln begleitet. Der Verfasser weist hier nach, daß ein Teil der Kalkvorkommen des hessischen Hinterlandes dem bekannten Greifensteiner Kalk gleichsteht und wie dieser eine Menge böhmischer Trilobiten und Brachiopoden enthält, also dem unteren Mitteldevon angehört, während in einer kleinen Kalkscholle im Tale oberhalb Weipoltshausen *Stringocephalus Burtini* und andere Leitformen des oberen Mitteldevons aufgefunden wurden. Der Fertigstellung dieser schönen Erstlingsarbeit war eine längere Studienreise in das böhmische Silur- und Devongebiet vorausgegangen.

Vom Herbst 1909 bis zum Herbst 1910 genügte H. seiner Dienstpflicht beim 165. Infanterieregiment in Quedlinburg. Von mittlerer Größe und eher zartem als kräftigem Körperbau, hatte H. doch durch fleißiges Turnen — er hatte in Berlin dem Turnverein Tuisco angehört — und wohl noch mehr durch die vielen geologischen Wanderungen seinen Körper so gestählt, daß er die Strapazen des militärischen Dienstes ohne große Mühe ertrug. Er hat mir wiederholt erzählt, daß er durch seine Geschicklichkeit, sich auf der Karte und im Gelände zurechtzufinden, sehr bald die Aufmerksamkeit seines Hauptmanns auf sich gezogen habe. Als sich später herausstellte, daß dieser geologische Interessen hatte und H. ihn wiederholt in geologischen Dingen beraten hatte, wurde der Marburger Dr. phil. bald der ausgesprochene Liebling des Hauptmanns.

Im Oktober 1910 wieder nach Marburg zurückgekehrt, übernahm H. die durch den Weggang von P. Dienst frei gewordene

Stellung als Assistent am Geologischen Institut. Er hat diese Stelle drei volle Jahre über zu meiner vollsten Zufriedenheit bekleidet. Seine ohne Unterbrechung betriebenen Privatarbeiten taten seiner Tätigkeit in den Sammlungen und im Museum keinen Abbruch, und außerdem fand er stets noch Zeit, der allmählich immer größer werdenden Zahl der im Institut arbeitenden Studenten und Praktikanten Rede und Antwort zu stehen.

Schon von 1907 an, wo er das Silur und Devon des Kellerwaldes kennen gelernt hatte, namentlich aber seit seiner Reise nach Böhmen, hatte H. die Ausbeutung der kalkigen Hercyngrauwacken der Marburger Gegend, die einige Jahre zuvor zuerst bei Hermershausen, dann auch im Tälchen der bereits oben genannten Dammühle bekannt geworden waren, in Angriff genommen. H. hat darüber zuerst 1911 in einem vor der Deutschen Geologischen Gesellschaft auf ihrer Versammlung in Darmstadt gehaltenen Vortrage berichtet. Schon damals schied er einen unreinen Kalk bezw. Kalksandstein, der *Rhynchonella princeps*, *Spirifer togatus*, *Pentamerus Sieberi* und andere böhmische Arten führt und den er Denckmann's Erbslochgrauwacke im Kellerwald gleichstellte, von einem flaserigen Knollenkalk, der Goniatiten (*Agoniatites fecundus*) enthält und von ihm mit dem Schönauer Kalk des Kellerwaldes verglichen wurde. Die Fortsetzung dieser Untersuchungen hat später die Arbeit gezeitigt, auf die hin H. sich habilitiert hat.

In das Jahr 1911 fallen noch zwei kleinere bemerkenswerte Veröffentlichungen H.'s.

Die erste betrifft ein um jene Zeit am Stoßberg bei Weipoltshausen entdecktes massenhaftes Vorkommen von *Palaeosolen costatus*, ein bis dahin im rheinischen Gebirge nur von Singhofen bekannt gewesenes Fossil, das dort zusammen mit zahllosen Homalonoten (*H. rhenanus*), Trigerien und vielen anderen interessanten Resten innerhalb des Unterkoblenz auftritt.

Die zweite Mitteilung beschäftigt sich mit Devonfossilien vom Bosporus, die das Marburger Institut damals erworben

hatte. H. konnte nachweisen, daß in jener Gegend unter der schon lange bekannten Fauna vom Alter der Koblenzschichten noch eine ältere Fauna vorhanden sein müsse, die außer vielen Korallen — darunter auch die silurische Kettenkoralle (*Halysites*) — einen *Pentamerus* enthält, den er mit dem uralischen *P. pseudoknighti* Tschernyschew vereinigte. Der um jene Zeit nach Marburg gekommene Schöpfer der genannten Art konnte H.'s Bestimmung nur bestätigen.

Im Frühjahr 1912 habilitierte sich H. mit einer Abhandlung über das hercynische Unterdevon bei Marburg als Privatdozent für Geologie und Paläontologie. Die genannte, im gleichen Jahre in diesem Jahrbuch erschienene Abhandlung stellt die größte und wichtigste Arbeit H.'s dar. Sie behandelt eine erst wenige Jahre zuvor bekannt gewordene, durch eine neue Wegeanlage im Tälchen unterhalb der Dammühle entblößte, silurisch-devonische, aus mannigfaltigen Grauwacken, Schiefern, Kalken und Kieselschiefern zusammengesetzte Schichtenfolge. Die zahlreichen, von uns an diesem Wege und im anstoßenden Walde ausgeführten Grabungen und Schürfe haben zwar eine Menge wertvoller Versteinerungen geliefert, haben aber die stratigraphischen und tektonischen Verhältnisse nicht in dem gewünschten Maße zu klären vermocht. Immerhin konnte H. den wichtigen Nachweis führen, daß das hercynische Unterdevon hier wie im Kellerwald diskordant und mit einem Transgressionskonglomerat auf dem graptolithenführenden Silur aufliegt. Die über dem Konglomerat folgende kalkige Grauwacke entspricht der des Erbsloches im Kellerwald und hat eine etwa 50 Arten umfassende Fauna geliefert, die neben vielen böhmischen und Harzer Formen (*Dalmanites tuberculatus*, *Phacops fecundus major*, *Proetus eremita*, *Spirifer togatus* und *Nerei*, *Rhynchonella princeps*, *Orthis Gervillei* und andere) auch manche Arten des rheinischen Unterdevons (wie *Spirifer Decheni*, *Hercyniae* und *daleidensis*, *Orthis umbraculum*, *Chonetes dilatata* usw.) enthält. Über dieser Grauwacke liegen einige Meter Knollenkalk mit spärlichen Goniatiten und Paläoconchen, die H., wie

schon oben bemerkt, dem Schönauer Kalk des Kellerwaldes gleichstellt. Noch höher liegen anscheinend mächtige Kalkknollenschiefer, welche einige 30 Arten von Trilobiten — darunter auch Dalmaniten —, Cephalopoden (*Jovellania* und dicke geringelte Orthoceren — *O. pulchrum* Barr. —), Schnecken, Brachiopoden usw. geliefert haben, die sich in der Mehrzahl auch in Barrande's böhmischer Stufe G^1 wiederfinden. H. stellt daher diese Knollenschiefer an die obere Grenze des Unterdevons und betrachtet die Fauna als einen Vorläufer der älteren Wissenbacher Fauna, mit welcher sie in der Tat bereits eine Anzahl von Arten gemein hat. Im ganzen würde so die Zusammensetzung der in Rede stehenden Schichtenfolge eine bemerkenswerte Übereinstimmung mit der von Denckmann für das Hercyn des Kellerwaldes angenommenen zeigen.

Ob diese Ergebnisse sich auf die Dauer als stichhaltig erweisen werden, kann zweifelhaft erscheinen; auf alle Fälle aber stellt die Abhandlung einen der wichtigsten, bisher zur Kenntnis des rheinischen Hercyns gelieferten Beiträge dar und darf als eine bewunderungswürdige Leistung des jungen Forschers bezeichnet werden.

Um noch ein paar Worte über die Lehrtätigkeit H.'s zu sagen, so bemerke ich, daß er während der 3 Semester, die er als Privatdozent tätig war, über die Geologie des rheinischen Schiefergebirges, über das Quartär und die Urgeschichte des Menschen gelesen hat. Seine Vorlesungen erfreuten sich infolge seiner klaren und anregenden Vortragsweise eines sehr guten Zuspruchs. In noch höherem Grade fanden die Lehrausflüge, die H. selbst im Wintersemester an Sonntagen zu unternehmen liebte, den Beifall der Studierenden.

Im Juni 1913 verließ H. zu meinem großen Leidwesen das Marburger Institut, ohne indes seine Stellung als Privatdozent an der dortigen Universität aufzugeben. Er trat als Geologe in den Verband der Geologischen Landesanstalt in Berlin ein. Bestimmend waren für diesen Schritt insbesondere mißliche Ver-

mögensverhältnisse. Außerdem hatte er sich einreden lassen, es sei zwar nicht schwer, in Marburg Privatdozent zu werden, aber schwer, von dort weiterzukommen — ein Gerede, dessen Haltlosigkeit schon aus der bald darauf erfolgten Berufung des Privatdozenten K. Andrée als Professor an die Universität Königsberg hervorgeht.

Von Berlin aus wurde H. zuerst ins Posensche gesandt, um sich unter Anleitung von Dr. Dammer in die Arbeitsweise der Landesanstalt einzuarbeiten, dann ins Braunschweigsche, wo er bis in den November hinein an den Arbeiten von Dr. Harbort teilnahm. Im Frühjahr 1914 wurde ihm dann, nachdem er eine militärische Übung in Göttingen mitgemacht hatte, das Blatt Jakobshagen in Hinterpommern zur Bearbeitung zugewiesen.

Als später der große Krieg ausbrach, trat H. zuerst als Vizefeldwebel der Res. beim Ersatzbataillon des Res.-Inf.-Reg. Nr. 205 in Frankfurt a. O. ein, um gegen Ende des Jahres zum 39. Res.-Inf.-Reg. (Düsseldorf) versetzt zu werden, in welchem er im März 1915 zum Leutnant der Res. befördert wurde. Als solcher machte er die Kämpfe an der Aisne und in der Champagne mit. H. war nie seinem Herzen nach Soldat; allein seine Pflichttreue, seine Willenskraft und Klugheit haben ihm auch in dieser Stellung bald die Anerkennung seiner Vorgesetzten erworben. Nachdem er sich als Geologe entpuppt, wurde er als solcher bei der Wasserversorgung des 7. Res.-Korps verwandt und dann dem 31. Pionier-Regiment zugewiesen, wo seine Leistungen solchen Beifall fanden, daß er im Oktober 1916 zum Kompagnieführer der 4. Pio. 31 ernannt wurde, die vor ihm nur aktive Hauptleute geführt hatten. Besonders an den heftigen Kämpfen an der Somme war er mit seiner Kompagnie dauernd beteiligt.

Schon im Juli 1915 hat er das Eis. Kreuz 2., im April 1917 das 1. Klasse erhalten; später wurde ihm auch der bulgarische Militärverdienstorden verliehen.

Im November 1916 wurde H. ohne sein Zutun zur Kriegsgeologie befohlen. Er wurde hier zunächst der Kartenstelle 4 der Vermessungsabteilung 22 in Kowel zugewiesen, im Februar

1917 aber nach dem Balkan gesandt, um als Mitglied des serbischen Militär-Bergamtes die Bodenschätze dieses Landes für die Heeresverwaltung nutzbar zu machen. Unter Leitung seines Kollegen von der Berliner Geologischen Landesanstalt, des Hauptmanns Bärtling, ist er in dieser Stellung bis Kriegsschluß tätig gewesen und hat große Teile des bei uns so wenig bekannten Landes bereist und nach Briefen, die er mir in jener Zeit schrieb, viel gesehen und gelernt. Als einzige Frucht seiner serbischen Studien hat er uns aber nur eine kleine Veröffentlichung über Erdbranderscheinungen hinterlassen, die im Hangenden der dortigen Braunkohlenflöze als Folge der Entzündung der Kohle eine große Verbreitung haben. Es war das seine letzte wissenschaftliche Arbeit. Im allgemeinen widerstrebte es ihm, nach dem verlorenen Kriege viel Aufhebens über die Leistungen der deutschen Wissenschaft in Feindesland zu machen.

Nach Beendigung des Krieges nahm H. seine Berufspflichten an der Geologischen Landesanstalt sofort wieder auf. Er wurde gemeinsam mit Prof. Fliegel mit der Fortsetzung der Aufnahmen im Harz betraut.

Die Wahl H.'s zum Harzgeologen darf als eine äußerst glückliche bezeichnet werden. Der berühmte norwegische Geologe Kjerulf hat, als er vor vielen Jahren die Landesanstalt in Berlin besuchte und mit dem verstorbenen K. Lossen und mir im Harzsaal weilte, geäußert, der Harz sei ein so gestörtes Gebirge und die Aufschlüsse, zumal im Unterharz, so kümmerlich, daß er es für unmöglich halte, den Harz aus sich selbst heraus zu verstehen. Das Licht müsse von außerhalb auf den Harz fallen. Ich habe später oft an diesen Ausspruch denken müssen. Das Licht für den Harz muß in erster Linie vom Rhein her kommen. Nur an der Hand einer weitgehenden Vertrautheit mit dem Rheinischen Schiefergebirge und einer gründlichen Kenntnis seiner Faunen kann Ordnung in die Harzgeologie gebracht werden. Diese Vorbedingungen, verbunden mit einem gesunden ruhigen Urteil brachte H. mit, und es ist daher höchst bedauerlich — eine neue Äußerung

des Unsterns, der seit langem über der Harzgeologie waltet — daß H. nicht mehr dazu kam, seine Fähigkeiten im Harz zu betätigen. Er hat nur den Sommer 1919 zu Begehungen des Gebirges verwenden können. Es gelang ihm zwar (nach einem mir vorliegenden Briefe von Ende Oktober), in der Umgebung der Roßtrappe zwei nicht unwichtige neue Versteinerungsfundpunkte zu entdecken; allein die Zeit war zu kurz, um tiefer in die Geheimnisse des Gebirges eindringen zu können, und zwar um so mehr, als ihm gleichzeitig die Aufgabe gestellt worden war, an der Hand von Tagebüchern und Feldaufzeichnungen das vom verstorbenen Landesgeologen Siegert hinterlassene Blatt Quedlinburg (welches weit in das Vorland des Harzes hinein reicht), fertig zu stellen. Dazu kam noch, daß die lange vorangegangene Kriegszeit die körperlichen und seelischen Kräfte H.'s recht mitgenommen und die knappe Ernährung in Berlin und im Aufnahmegebiete nach der verhältnismäßig reichlichen Verpflegung im Felde wenig dazu angetan war, die eingebüßten Kräfte wieder zu ersetzen. H. hat daher wiederholt die Befürchtung ausgesprochen, daß er vielleicht außerstande sein werde, den Anforderungen der ihm gestellten Aufgabe zu genügen.

Daß H. sich 1918 (mit einer Schwester seines Kollegen von der Geologischen Landesanstalt, Dr. Kegel, auch einem meiner Schüler in Marburg) verheiratete, ist schon oben gesagt worden. Leider sollte das Glück der jungen Ehe nicht lange dauern, da H., wie auch bereits eingangs mitgeteilt, schon im Januar 1920 von uns geschieden ist. Über seinen Tod teilt sein Schwager mir mit, daß er die wenigen Tage seines Krankenlagers heldenhaft ertragen habe. Kein Wort des Unmuts, kein Laut der Klage ist über seine Lippen gekommen. Er ging dem Tode, dem er während des Krieges schon so oft ins Auge geblickt hatte, ohne Zagen entgegen.

Mit Fr. Herrmann ist ein hoffnungsvoller junger Gelehrter und ein seltener Mensch ins Grab gesunken. H. war eine warme und eifrige, aber im Grunde doch in sich gekehrte, ja zur Ver-

schlossenheit neigende Natur. Im allgemeinen wenig aus sich herausgehend, konnte er, wenn die Rede auf ihn interessierende Gegenstände, auf die Kunst und besonders auf die von ihm über alles geliebte Musik kam, sehr lebhaft werden, und dann gewannen seine feinen durchgeistigten Züge einen ungemeinen Reiz. Im täglichen Leben hatte er mit einer gewissen Schüchternheit zu kämpfen. Es war das, wie ich erst jetzt erfahren habe, eine Folge von mancherlei häuslichem Mißgeschick und Sorgen.

Die vorstechendsten Züge in H.'s Wesen waren einerseits eine große Bescheidenheit, andererseits eine seltene Willensstärke. Da sich damit eine große Hilfsbereitschaft paarte, so begreift man, daß er viele Freunde hatte und sich namentlich bei den Studierenden einer allgemeinen Beliebtheit erfreute. Alle, die mit ihm in Berührung gekommen sind, werden mit mir seinen frühen Tod von Herzen bedauern und ihm ein treues Andenken bewahren. In der Geschichte der geologischen Erforschung des Rheinischen Schiefergebirges aber wird sein Name stets mit Auszeichnung genannt werden.

E. Kayser.

Schriftenverzeichnis.

1. 1907. Neue Fossilfunde in Hessen. Bericht über die Vers. des Niederrhein. Geol. Ver., 1907, S. 40–41.
2. 1908. Wichtige neue Fossilfunde bei Marburg. Sitzungsber. der Gesellsch. zur Beförd. der ges. Naturw. zu Marburg, 1908, S. 122/123.
3. 1909. Beiträge zur Kenntnis des Mitteldevons von böhmischer Facies im Rheinischen Schiefergebirge. Inaug.-Diss., Marburg 1909.
4. 1911. Über eine Unterkoblenzfauna mit *Palaeosolen costatus* Sdb. bei Weipoltshausen. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 63, Mon.-Ber., S. 167–174.
5. 1911. Kalkiges Unterdevon von böhmischer Facies (Hercyn) im Rheinischen Schiefergebirge. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. Bd. 63, Mon.-Ber., S. 461–463.
6. 1911. Über das Auftreten der Gattung *Halysites* im tiefen Devon am Bosporus. Centralbl. f. Min., Geol. u. Pal., S. 774–777.
7. 1911. Über das Palaeozoicum am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges. Jahrb. des Nassauisch. Vereins f. Naturk. in Wiesbaden, 64. Jg., S. 1–49, Taf. 1–3.
8. 1912. Abriß der geologischen Verhältnisse des Regierungsbezirks Wiesbaden. In: Jakobi, Nassauisches Heimatbuch.

9. 1912. Das hercynische Unterdevon bei Marburg a. L. Jahrb. Preuß. Geol. L.-A., Bd. 33, T. I, S. 305—395, Taf. 18—23. (Habilitations-Schrift.)
10. 1913. Artikel »Silurformation« im Handwörterbuch der Naturwissenschaften, 9. Bd., S. 18—31.
11. 1915. Bericht über die wissenschaftlichen Ergebnisse seiner Aufnahmen auf den Blättern Scharfenort und Samter. Jahrb. Preuß. Geol. L.-A., Jg. 34, T. II, S. 664—666.
12. 1919. Über Erdbrände. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 71, Mon.-Ber., S. 66—74.
13. ? Harbort u. Herrmann, Beiträge zur Geologie des Salzstocks von Thiederhall bei Braunschweig. (Erscheint demnächst im Jahrb. der Preuß. Geol. L.-A.)

Als Geologe der Preußischen Geologischen Landesanstalt war Herrmann an der Aufnahme folgender Spezialkarten beteiligt:

Provinz Posen:	Bl.	Scharfenort
»	»	Samter
» Pommern:	»	Jakobshagen
» Hannover und Braunschweig:	»	Braunschweig
	»	Blankenburg
	»	Quedlinburg.



H. O. Fiske

Oskar Tietze †

Am 30. Oktober 1920 entschlief nach langem, schwerem Leiden zu Eberswalde in der Mark der Preußische Landesgeologe Dr. Tietze. In einem Alter — im noch nicht vollendeten 47. Lebensjahre —, in dem der Mann auf der Höhe seiner Schaffenskraft und Leistungsfähigkeit steht, hat ihm der unerbittliche Tod Feder und Bohrer aus der Hand gewunden. Durch sein allzufrühes Hinscheiden ist der Stab der wissenschaftlichen Beamten der Geologischen Landesanstalt, dem bereits durch den Krieg so zahlreiche schmerzliche Wunden geschlagen waren, wiederum um ein fähiges und arbeitsames Mitglied beraubt worden.

Oskar Adolf Eduard Tietze wurde als Sohn des Zahlmeisters Adolf Tietze und dessen Ehefrau Amalie geb. Heinz am 3. Februar 1874 zu Ensdorf, Regierungsbezirk Trier, geboren. Entsprechend dem häufigen Garnisonwechsel des Vaters besuchte er nacheinander die Bürgerschule in Neubreisach, das Lyzeum in Kolmar und die Gymnasien in Mühlhausen im Elsaß und in Bruchsal, auf welch letzterem er 1892 das Abiturienten-Examen mit dem Prädikat »sehr gut« bestand.

Einen Teil seiner Jugend hatte Tietze im Hause seines Großvaters mütterlicherseits, des Königlichen Berginspektors Heinz, verlebt und hier das Leben und Treiben des Bergmanns kennen gelernt. Die Eindrücke, welche der lebhafte und aufgeweckte Knabe davon empfing, waren so nachhaltig, daß sich der Jüngling nach dem Abgange von der Schule dem Bergmannsberufe zuwandte. Das praktische Jahr als Bergbaubeflissener absolvierte er 1892/93 auf der Grube Weiß bei Bensberg im Bergrevier Hamm und im Gebiet der Bergwerksdirektion Saarbrücken, wo

er auf der Grube Heinitz seine Probegrubenfahrt machte. Nachdem er dann 1893/94 in Straßburg im Elsaß seiner Militärpflicht genügt hatte, studierte er von 1895 ab an der Königlichen Bergakademie und an der Universität zu Berlin und promovierte hier am 30. August 1898 mit der Arbeit »Krystallographische Untersuchungen einiger organischer Verbindungen«.

Bereits am 1. April 1898 hatte ihn sein Lehrer Klein als Assistent an das mineralogisch-petrographische Institut der Friedrich-Wilhelms-Universität zu Berlin gezogen. In dieser Stellung blieb er bis zum 31. März 1900, bestand währenddessen am 26. Februar 1900 die Bergreferendarprüfung und wurde am 5. März desselben Jahres zum Bergreferendar ernannt. Am 1. April 1900 trat er in den Verband der damaligen Königlich Preußischen Geologischen Landesanstalt und Bergakademie ein, wurde am 1. November 1904 zum Königlichen Bezirksgeologen und am 14. Juni 1912 zum Königlichen Landesgeologen ernannt.

Tietze war ein befähigter Kopf, besaß scharfen Blick und rasche Auffassungsgabe. Willenskraft und eiserner Fleiß ließen ihn die nicht selten recht bedeutenden Anforderungen, welche an den Geologen, namentlich auch in körperlicher Beziehung, gestellt werden, gut überwinden. Das hat er in den verschiedenen Aufnahmegebieten seines Vaterlandes, namentlich in den Moorgebieten an der Ems und im Memeldelta und auf seinen Auslandreisen, in der sonnendurchglühten Atacama der bolivianischen Cordillere und auf den heißen Phosphatfeldern Algeriens und Tunesiens bewiesen. Seine Arbeiten, mögen sie auf dem Gebiete der Krystallographie, der rein wissenschaftlichen oder der praktischen Geologie liegen, werden ihren Wert behalten.

Als kartierender Geologe der Geologischen Landesanstalt war Tietze zuerst auf den Blättern Seelow, Lebus, Küstrin und Sonnenburg beschäftigt, wo er das Alluvium des weiten Odertales und das märkische Diluvium kennen lernte. 1901 kam er dann in ein weitab gelegenes anderes Arbeitsgebiet, in welchem er für die nächsten Jahre seine ganze Arbeitskraft betätigen und zugleich seine Energie und Anpassungsfähigkeit an ihm bis dahin

fremde Verhältnisse auf einem bis zu der Zeit von der geologischen Forschung recht stiefmütterlich behandelten Felde zeigen konnte. Die Geologische Landesanstalt hatte mit der Kartierung des Emsgebietes begonnen, jenes Landstriches, der sich zu beiden Seiten des genannten Flusses längs der preußisch-holländischen Grenze bis an das Meer erstreckt und zum großen Teile von gewaltigen Mooren eingenommen wird, die unter der allgemeinen Bezeichnung Burtanger Moor bekannt sind. Hier trafen die Arbeiten der Geologischen Landesanstalt auf gleichem Gebiete mit den ganz auf die Praxis eingestellten der Zentral-Moor-Kommission und mit landwirtschaftlichen und industriellen Interessen zusammen, und es galt nun einen Weg zu finden, auf dem letztere unmittelbar die Ergebnisse der geologischen Aufnahme für sich verwerten könnten. Eine aus Mitgliedern beider Behörden bestehende Kommission (von der Geol. Landesanstalt Krusch, Tietze und der Verfasser, von der Zentral-Moor-Kommission Weber und Saalfeld) bereiste im Frühjahr 1901 das Emsgebiet, nahm Probeuntersuchungen vor und verabredete die Art und Weise der geologischen Mooraufnahme. Tietze selbst führte dann die Arbeiten im Emsgebiet zunächst allein aus. Er hat die Arbeitsmethode weiter ausgebaut, nach seinen Erfahrungen sind die dabei erforderlichen Geräte vervollständigt worden, und endlich hat er an der jetzt bei der Geologischen Landesanstalt üblichen geologisch-kartographischen Darstellung der Moore selbst nicht unwesentlichen Anteil. In seinem damaligen Arbeitsgebiete hat sich bei ihm eine große Zahl der jetzt im Flachlande tätigen Geologen mit der Moorkartierung vertraut gemacht. Als dann später auch in den östlichen Provinzen, namentlich in Posen und Ostpreußen, die großen Moore planmäßig aufgenommen werden sollten, gehörte Tietze auch der dazu berufenen Kommission an, die aus Mitgliedern der Geologischen Landesanstalt, der Forstverwaltung, der Ansiedelungs-Kommission, einem Botaniker und Vertretern der betreffenden Regierungen bestand, und bereiste mit derselben im Jahre 1903 die in Frage kommenden Gebiete. Die auf dieser Bereisung zunächst beschlossene und Klautzsch

übertragene geologische Aufnahme des Großen Moosbruches im Memeldelta leitete Tietze ein.

Zu seiner weiteren Förderung in der Bearbeitung der Moore belegte er auf Wunsch seiner Behörde im Wintersemester 1902/03 die botanischen Kollegs und Praktika bei Engler, Schwendener und Holtermann, um so die für die Mooraufnahme wichtigen, dem ehemaligen Bergmann aber ferner liegenden botanischen Kenntnisse sich anzueignen. Seiner Leistungen bei der geologischen Kartierung der Emsmoore wurde bei seiner verhältnismäßig frühen Beförderung zum Königlichen Bezirksgeologen lobend gedacht.

Natürlich nahmen bei diesen Arbeiten in den Moorgebieten an der Ems die alluvialen Ablagerungen den bedeutendsten Platz ein und standen ihrer wirtschaftlichen Bedeutung nach im Vordergrunde des Interesses. Erst an den Rändern der Moore treten auch ältere Ablagerungen, der Hauptsache nach altdiluviale, zutage. Auch mit ihnen hat sich Tietze beim Fortschreiten seiner Arbeiten eingehend beschäftigt, ihr Alter und ihre Verbreitung festgestellt, sowie über die Herausbildung des Emstales Untersuchungen auf Begehungen des weiteren Gebietes angestellt. Die Arbeiten »Beiträge zur Geologie des mittleren Emsgebietes«, »Das Diluvium an der Ems und in Ostfriesland« (gemeinsam mit Schucht) und »Über das Alter des Emstalsandes«, die teils im Jahrbuch der Geologischen Landesanstalt, teils in der Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft veröffentlicht wurden, gehören dieser Zeit seiner Tätigkeit an.

Seiner bergmännischen Neigung sagte die zeitweise Beschäftigung im Ibbenbürener Bergrevier besonders zu; es war sozusagen stets das Erholungsgebiet nach der jedesmaligen mehrmonatlichen, anstrengenden und zeitweise auch einförmigen Moorarbeit. Die Ibbenbürener Bergplatte ist von ihm hierbei im Bereiche der Blätter Tecklenburg, Mettingen, Hasbergen, Hopsten, Salzbergen und Schüttdorf, namentlich in bezug auf die Verbreitung des Steinkohlengebirges hin untersucht worden, worüber er in der im Jahrbuch der Geologischen Landesanstalt erschienenen Arbeit »Das Steinkohlengebirge von Ibbenbüren« berichtete.

Hatte, abgesehen vom ersten Aufnahmejahr 1900, sein Arbeitsfeld ausschließlich im Westen des Reiches gelegen, so änderte sich das im Jahre 1908, als er zuerst in den Osten desselben geschickt wurde und in der Umgebung von Breslau ein neues Aufnahmegebiet zugewiesen erhielt. Wirtschaftliche Fragen, darunter die Wasserversorgung Breslaus, hatten hier die geologische Kartierung eines größeren Gebietes notwendig gemacht. Nachdem Tietze hier 10 Blätter teils allein, teils gemeinsam mit anderen Kollegen aufgenommen hatte, bearbeitete er noch ein paar Blätter in der Umgebung von Liegnitz und war dann zuletzt bei Posen tätig.

Hatte Tietze es im Westen der Hauptsache nach mit dem Alluvium und dem ältesten Diluvium mit seinen stark abgetragenen Oberflächenformen zu tun gehabt, so kam er nun im Osten in das Verbreitungsgebiet der jüngeren und jüngsten Vereisung mit ihren Endmoränen und Oszügen und mächtigen Grundmoränen. Auch zu ihrer Erforschung hat er wichtige Beiträge geliefert; besonders interessierten ihn die Endmoränen. So verfolgte er die Endmoränen der Lissaer Gegend nach Westen bis an den Spreewald, nach Osten bis an die Landesgrenze und bereiste zwecks ihrer weiteren Erkundung auch einen Teil von Russisch-Polen. Eine Anzahl der im folgenden Schriftenverzeichnis genannten Arbeiten sind auf Grund seiner Tätigkeit im Osten des Reiches entstanden.

Auf mehreren Reisen ins Ausland hatte er Gelegenheit, neben seinen geologischen auch seine petrographischen Kenntnisse, sowie bergmännischen Erfahrungen reichlich verwerten zu können. Zum Studium wichtiger Phosphatlagerstätten bereiste er Belgien, Nordfrankreich, Spanien, Algier und Tunis. Seine Arbeiten hierüber berücksichtigen nicht allein die Lagerstätten der Phosphate, sondern beschäftigen sich zum Teil auch mit bergtechnischen Fragen.

Große Freude bereitete ihm eine mehrmonatliche Reise 1908 nach Bolivien zur Untersuchung von Borkalklagern in den Cordilleren. Gern und mit Befriedigung erzählte er von der langen Seefahrt, von den fernen Ländern, von seinem Aufenthalte und

den Arbeiten in der Atacama, sowie von den Menschen, mit denen er dort in Berührung gekommen war. Mit einem Deutsch-Schweizer, den er dort kennen gelernt hatte, verband ihn dauernde Freundschaft.

Neben seinen wissenschaftlichen Arbeiten ist Tietze auch im innern Dienst der Geologischen Landesanstalt erfolgreich tätig gewesen. So hatte er eine Reihe von Jahren hindurch die Redaktion der Erläuterungen der Flachlandsblätter und das Propagandadezernat, die ihn erst wenige Monate vor seinem Tode die immer heftiger auftretende Krankheit niederzulegen zwang.

So haben wir den Geologen Tietze auf den verschiedenen Gebieten seiner Wissenschaft tätig gesehen. Obwohl sein Studiengang eigentlich auf Mineralogie und Petrographie gerichtet war und seine ersten Arbeiten dementsprechend lagen, hat er sich in kurzer Zeit in ihm recht fremde Wissenszweige eingearbeitet und ist darin erfolgreich tätig gewesen. Seine Arbeiten werden nicht vergessen werden. Bei seinem Fleiße und seiner Beobachtungsgabe hätte er seiner Wissenschaft noch manchen wertvollen Dienst leisten können. Wir erhielten aber ein unvollständiges Bild von ihm, wollten wir uns allein mit dem Geologen Tietze beschäftigen; auch als Mensch und Familienvater wollen wir ihn uns wieder in das Gedächtnis zurückrufen.

Bei oberflächlicher Bekanntschaft konnte man Tietze für zurückhaltend und zugeknöpft halten; in Wirklichkeit war er ein warmherziger treuer Mensch von grundehrlichem offenen Charakter. Was er als richtig anerkannt zu haben glaubte, vertrat er mit Einsetzung seiner ganzen Person gegen jedermann und konnte dann sogar schroff sein. Er war kein Freund großer Geselligkeit; aber im engeren Kreise trat seine ganze Frohnatur, die eine Mitgift seiner sonnigen rheinischen Heimat war, desto freier hervor, und er zeigte sich dann als denkbar angenehmster Gesellschafter.

Das Leben nahm er ernst und ernst nahm er es auch mit seinen beruflichen Pflichten; er erwies sich darin als der echte Sohn des alten Preußischen Beamten und Soldaten. Als der Weltkrieg ausbrach, hätte ja auch er seinem Lebensalter nach zu den Fahnen einberufen werden müssen; aber das Leiden, welches ihn

so früh auf die Bahre strecken sollte, machte ihn bereits ungeeignet für den Militärdienst. Wie er in der Erwartnng seiner Einberufung zum Heere, seine Angelegenheiten bis ins kleinste geordnet hatte, so tat er dasselbe noch peinlicher, als er sich des Ernstes seines Zustandes bewußt wurde. Er arbeitete, so lange es ihm seine Kräfte erlaubten.

In denkbar glücklichster Ehe war Tietze mit Regina Kiessel aus Malstadt bei Bruchsal vermählt. Sie war ihm nicht allein die treue und liebevolle Lebensgefährtin, sondern brachte auch seinen Arbeiten verständnisvolle Teilnahme entgegen. Ihr sonniges Wesen glich seine ernste Lebensauffassung harmonisch aus, und in rührender Weise pflegte sie den todkranken Gatten bis an sein Ende. Ein Kranz blühender Kinder verschönte das Leben des Paares, das sein schönstes Glück gerade im engen Familienleben fand. Jeder wird gern an die Stunden zurückdenken, die er inmitten dieses Familienkreises verlebt hat. Der unerbittliche Tod hat ihn mit rauher Hand zerstört. Möge unserem so früh dahingeschiedenen Freund und Kollegen die Erde leicht sein!

Er wird uns unvergessen bleiben.

Schriften.

1898. Krystallographische Untersuchung einiger organischer Verbindungen. Dissertation.
1899. Krystallographische Unters. usw. N. Jb. f. Min., Geol. u. Pal.
1900. Bericht über die Aufnahmen der Blätter Lebus, Seelow, Küstrin und Sonnenburg. Jb. d. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. und Bergakad.
1901. Krystallographische Unters. usw. N. Jb. f. Min., Geol. u. Pal.
1905. Geologie des Kreises Lingen. Beiträge zur Heimatkunde des Regbz. Osnabrück.
1906. Beiträge zur Geologie des mittleren Emsgebietes. Jb. d. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. u. Bergak.
1907. Das Diluvium an der Ems und in Nordfriesland (mit Schucht). Zeitschr. d. D. Geol. Ges.
— Über das Alter des Emstalsandes. Ibid. (Mon.-Ber.).
— Die Phosphatlagerstätten Frankreichs. Zeitschr. f. prakt. Geol.
— Die Phosphatlagerstätten von Algier und Tunis. Ibid.
— Der Abbau der Phosphate in Nordfrankreich. Glückauf.
1908. Das Steinkohlengebirge von Ibbenbüren. Jb. d. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. u. Bergak.
— Mitteilungen über den Phosphatbergbau Belgiens. Zeitschr. f. d. Berg-, Hütten- u. Salinenwesen.

1909. Über ein Os südlich von Breslau. Jb. d. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. u. Bergak.
1910. Über das Alter der diluvialen Vergletscherung in den Provinzen Posen und Schlesien. Ibid.
— Die geologischen Verhältnisse der Umgegend von Breslau. Ibid.
1911. Über den Verlauf der Endmoränen bei Lissa (Prov. Posen) zwischen Oder und der russischen Grenze (mit Behr). Ibid.
— Über einen neuen Fundpunkt von Buntsandstein bei Breslau. Ibid.
— Die Endmoränen zwischen Oder und Neiße und das Os von Kalke. Ibid.
— Geologisches aus dem Süden der Provinz Posen. Zeitschr. der naturw. Abteil. des Museums in Posen.
— Die Grundwasserverhältnisse bei Deutsch-Lissa. Zeitschr. f. prakt. Geol.
1912. Fortsetzung der Lissaer Endmoränen nach Russisch-Polen und die Endmoränen bei Mlawa (mit Behr). Jb. d. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. u Bergak.
— Zur Geologie des mittleren Emsgebietes; vergleichende Untersuchungen über die Entwicklung des alten Diluviums im Westen und Osten des norddeutschen Flachlandes. Ibid.
1913. Der Erdfall vom 14. April 1913 in der Gemeinde Hopsten (Kreis Tecklenlenburg). Ibid.
1914. Neue geologische Beobachtungen aus der Breslauer Gegend. I. Zur Geologie des Oderstromtales bei Breslau und Maltsch. Ibid.
— Neue Beobachtungen an den Lissaer Endmoränen. Ibid.
1915. Heulandit am Pangelberg bei Nimptsch. Ibid.
— Neue geologische Beobachtungen aus der Breslauer Gegend. Ibid.
— Die krystallinen Schiefer östlich Nimptsch. Ibid.

Karten.

Folgende Blätter der Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten in 1 : 25000 sind von Tietze (* alleiniger Bearbeiter) aufgenommen worden:

Auras*
Beckum
Breslau
Deutsch-Lissa
Freren
Gondek
Groß-Nädlitz
Hesepertwist
Jordansmühl*
Kattern
Koberwitz*
Küstrin
Kunitz
Lebus
Lengerich
Lingen
Lohne
Ohlau
Plantlünne
Rothsürben
Salzbergen
Schmolz
Schüttorf
Seelow
Sonnenburg
Wietmarschen*
Lehrfeld der Landwirtschaftsschule Trebnitz.

Kaunhowen.

Amtlicher Teil

Bericht über die wissenschaftlichen Ergebnisse der geologischen Aufnahmen im Jahre 1920.

I. Rheinprovinz.

Herr W. KEGEL berichtet über die Aufnahmen auf Blatt Wetzlar.

Die geologische Aufnahme des Blattes Wetzlar wurde unter Benutzung der im Nachlaß des verstorbenen Geologen Dr. AHLBURG vorhandenen Vorarbeiten während der Sommermonate 1919 und 1920 bis auf den hessischen[1]) Anteil fertiggestellt.

Seiner Lage am Südostrand der Lahnmulde entsprechend wird das Blatt Wetzlar in seinem nordwestlichen Teil von Schichten dieser Mulde aufgebaut, während der übrig bleibende größere Anteil in der Hauptsache von der carbonischen Gießener Grauwacke eingenommen wird. Im Osten des Blattes, an der preußisch-hessischen Grenze schließt sich das Silur-Devon-Gebiet der Lindener Mark und ihrer Umgebung an.

Die Lahnmulde wird in ihrer ganzen Erstreckung auf der Südost-Seite vom Unterdevon des nördlichen Taunusvorlandes begleitet. Dieses Unterdevon ist im östlichen Teil der Lahnmulde in der Regel auf die vorgelagerten jüngeren Muldengesteine — Mittel- bis Oberdevon — überschoben. Im Hangenden dieser Ueberschiebung — die in Kombination der von HOLZAPFEL und AHLBURG in ungedruckten Berichten gelegentlich angewand-

[1]) Im folgenden ist auf die geologischen Verhältnisse dieses hessischen Anteils von Bl. Wetzlar (in der hessischen Aufnahme Bl. Gr.-Linden) nur soweit Rücksicht genommen, als es der Zusammenhang erfordert.

ten Bezeichnungen als Wetzlarer Haupt-Ueberschiebung bezeichnet sei — werden im ganzen Taunusvorland nur unterdevonische Gesteine angetroffen; eine Ausnahme von dieser Regel macht nur der Ostrand des Schiefergebirges südlich von Gießen, wo wiederholt die bekannten Massenkalkzüge, z. B. der Lindener Mark, bei Butzbach, Oberroßbach usw. auftreten. Weil aber die letztgenannten Gesteine von der Lahnmulde durch das Unterdevon der Wetzlarer Hauptüberschiebung getrennt sind, gehören sie nicht mehr zur Lahnmulde im strengen Sinne, zu der sie früher wohl gerechnet wurden.

Das Unterdevon besitzt seine Hauptverbreitung in einem Gesteinszug, der dem östlichen Talgehänge des Wetzbachtales folgend, von Blatt Braunfels her in das Blattgebiet eintritt, dann durch die Gießener Grauwacke teilweise verdeckt und an zahlreichen Störungen verschiedenen Alters beträchtlich verworfen in nordnordöstlicher Richtung an Wetzlar vorbeizieht, das Lahntal südlich Waldgirmes kreuzt und nordöstlich dieses Ortes auf Blatt Rodheim hinübersetzt. In diesem Zug handelt es sich um recht verschiedenartige Gesteine, und es ist bei der im Alttertiär erfolgten und später teilweise wiederholten Einebnung, ferner bei dem Mangel durchlaufender Profile, heute schwer zu entscheiden, ob dieser Gesteinszug in der Tat in seiner Gesamtheit so einheitlich gebaut ist, wie er sich auf der Karte ausnimmt.

Es treten als vorherrschende Gesteine auf: Flasrige Grauwacken, Grauwackenschiefer und rauhe Tonschiefer, in verwittertem Zustande von graugelber Farbe, ferner mehr oder weniger dickbankige, gelblich bis rostbraun und schokoladefarbig verwitternde, mürbe, glimmerige Grauwackesandsteine, die in frischem Zustande eine zähe Beschaffenheit und die graublaue Farbe carbonatreicher Grauwacken aufweisen, außerdem feldspat- und glimmerreiche, bisweilen recht grobe Grauwacken, die rein äußerlich eine gewisse Ähnlichkeit mit der Gießener Grauwacke bekommen, und schließlich gelbe, stark gebleichte ebenflächige Tonschiefer (diese möglicherweise schon dem

Unteren Mitteldevon angehörend) und stark druckveränderte, mit seidenartig glänzender, dunkler Oberfläche versehene, phyllitartige, kleinbröcklige Schiefer.

Die an einzelnen Stellen aufgefundenen Versteinerungen dieses Zuges sind überwiegend an die beiden zuerst genannten Gesteinsarten geknüpft. So fanden sich bei den Ausschachtungsarbeiten für die Kolonie Stoppelberger Hohl südlich Wetzlar:

Cryphaeus sp.
Bellerophon sphaericus Walth.
Murchisonia polita Maur.
Tentaculites Schlotheimi Kok.
Pterinea fasciculata Goldf.
» *gracilis* Spriestersb.
» cf. *laevis* Goldf.
Myalina cf. *lodanensis* Frech
Myophoria circularis Beush.
» *minor* Beush.
» *Roemeri* Beush.
» *ledoides* Sriestersb.
Craniella cassis Zeil.
Orthis Trigeri de Vern.
Chonetes plebeja Schnur
» *dilatata* F. Roem.
» n. sp.
Spirifer arduennensis Schnur
» *paradoxus* Schloth.
» cf. *carinatus* Schnur
Camarotoechia daleidensis F. Roem.
Pleurodictyum problematicum Goldf. u. a.

Aus dem breiten Unterdevonzug östlich Garbenheim hat Riemann[1]) eine Fauna bekannt gemacht, auf die hier verwiesen sei. Ebenso erwähnt v. Dechen[2]) einige Arten von Waldgirmes. Beide Fundpunkte liefern auch heute noch eine wenn auch bescheidene Ausbeute, besonders der an zweiter Stelle genannte. An dem Wegeinschnitt nahe dem Punkte 209,3 nördl. Waldgirmes wurden die folgenden Versteinerungen gesammelt:

[1]) Riemann, Über das Alter der Schiefer des Kreises Wetzlar. Verh. des Nat. Ver. der preuß. Rheinl., 40, Korr.-Bl., S. 91—93.

[2]) v. Dechen, Erläut. z. geol. Karte der Rheinprovinz usw., 2. Bd., S. 121 ff.

Cryphaeus rotundifrons EMMR.
Myophoria oblonga SPRIESTERSB.
Goniophora Schwerdi BEUSH.
Chonetes plebeja SCHNUR
» *sarcinulata* SCHLOTH.
Spirifer paradoxus SCHLOTH.
» *carinatus* SCHNUR
» *arduennensis* SCHNUR
» cf. *subcuspidatus* SCHNUR
Athyris caeresana STEIN
Camarotoechia daleidensis F. ROEM.
Dielasma Follmanni DAHMER
Trigeria Guerangeri DE VERN. u. a.

Die vorstehend genannten Fossilien erweisen das Oberkoblenzalter unserer Gesteine.

Vereinzelt wurden nahe der Kolonie Stoppelberger Hohl südlich Wetzlar Kieselgallen in den Tonschiefern gefunden, welche die Nähe des Hinterländer Faciesbezirks des Unterdevons andeuten. AHLBURG erwähnt von den westlich anschließenden Blättern der Lahnmulde keine solchen Schiefer, während sie im Hessischen Hinterlande, im Kreise Biedenkopf, im Oberkoblenz die Nähe des Mitteldevons verraten.

Der geschilderte Gesteinszug bildet die Südostgrenze der Lahnmulde; er ist auf der eingangs erwähnten Wetzlarer Hauptüberschiebung auf die Muldengesteine überschoben.

Gesteine der petrographischen Entwicklung, wie sie oben an erster und zweiter Stelle beschrieben wurden, haben sich auch in schmalen Sattelaufbrüchen im Untergrunde des Lahnbergs aufgefunden, wo sie durch bergbauliche Aufschlüsse festgestellt worden sind. Ein derartiger schmaler Sattelaufbruch ist beispielsweise auf der Ludwigstollensohle der Grube Raab durchfahren und auf der 170 m-Sohle dieser Grube wieder angetroffen worden. Zum Liegenden hat dieses Unterdevon, dessen Alter durch *Spirifer arduennensis* SCHNUR und *paradoxus* SCHLOTH. sichergestellt ist, Oberes Mitteldevon; es ist also ebenfalls an einer Überschiebung beträchtlichen Ausmaßes emporgeschoben worden. Über Tage ist dieser Unterdevon-Aufbruch nicht bekannt.

Mit den besprochenen stehen in keinem erkennbaren Zusammenhang einige Vorkommen von Unterdevon rechts der Lahn, nördlich von Niedergirmes und Naunheim. Sie ragen als schmale, von Störungen außerordentlich stark betroffene Aufbrüche aus mitteldevonischen Gesteinen hervor und zeigen hinsichtlich ihrer Gesteinsentwicklung bemerkenswerte Abweichungen von den eben beschriebenen Oberkoblenzschichten des Südostrandes. Wegen der weitgehenden Zerstückelung dieser Unterdevonsättel kann von einem geschlossenen Profil hier noch weniger die Rede sein als bei dem Wetzlarer Unterdevonzug. Die Grauwackenschiefer zeigen eine auffällige Neigung zur Aufnahme quarzitischer Grauwacken, was vielleicht darauf hindeutet, daß diese Gesteine z. T. den tieferen Teilen des Oberkoblenz angehören. In solchen Lagen wurden auf der Kuppe beim Punkt 244,7 nördlich Niedergirmes u. a. *Spirifer arducnnensis* Schnur und *Cryphaeus Kochi* Kays. gefunden.

Was aber das Oberkoblenz im Innern der Lahnmulde auf Blatt Wetzlar sowohl wie auch auf Blatt Braunfels im Westen und Blatt Rodheim im Norden auszeichnet, ist das Auftreten von Sphärosideritschiefern (von C. Koch bei seinen Aufnahmen im westlichen Teil der Lahnmulde Eisengallenschiefer genannt), die an mehreren Stellen als Sattelkerne von Schichten des Unteren Mitteldevons ummantelt werden. In verwittertem Zustande, in dem die Gesteine meist vorliegen, werden die Sphärosideritlinsen von einer Brauneisenschale mit lockerem, hellem, sandig-tonigem Kern gebildet. Dieses Gestein hat in einer Schlucht nahe dem Punkt 180,6 nördlich Naunheim folgende Fossilien geliefert: *Spirifer cultrijugatus* F. Roem., *Cucullella* aff. *truncata* Stein., *Homalonotus* sp., *Cryphaeus* sp. Diese Fauna macht die Zugehörigkeit der Sphärosideritschiefer zur Cultrijugatus-Stufe sicher. Bei der Besprechung des Unteren Mitteldevons soll gezeigt werden, daß sie der unteren Abteilung derselben angehören und zweckmäßig noch mit dem Unterdevon vereinigt werden.

In der geschilderten Ausbildung: Neigung zur Aufnahme

quarzitischer Gesteine und Entwicklung der obersten Oberkoblenzschichten in Form der Sphärosideritschiefer (anstelle der Kieselgallenschiefer) liegt ein Unterschied in der faciellen Entwicklung des Unterdevons im Innern von dem am Südostrand der Lahnmulde. Es hat demnach den Anschein, als ob sich die gleich zu erörternden faciellen Unterschiede im Unteren Mitteldevon bereits im Oberkoblenz bis zum gewissen Grade Geltung verschafft hätten.

Das Untere Mitteldevon ist an den Stellen, wo seine normale Auflagerung auf Unterdevon zu beobachten ist, nicht durchaus gleichartig ausgebildet. Im Hangenden der eben besprochenen Sphärosideritschiefer finden sich, in den Hohlwegen und Schluchten nördlich Naunheim mehrfach aufgeschlossen, Gesteine von der Art des Leuner Schiefers[1]). Es ist ein zu scherbenförmigem Zerfall neigendes, tuffig aussehendes, dickschiefriges Gestein von ockergelber Farbe und mit reichlichem Kalkgehalt, der sich so steigern kann, daß die Fossilien ihre Schalen bisweilen noch erhalten haben. Solche fanden sich an mehreren Stellen. Am Hohlweg nordwestlich Punkt 189,6 nördlich Naunheim wurden gesammelt:

Phacops fecundus major Barr.
Acaste cf. *Henni* Rud. Richt.
Proetus sp.
Rhynchonella lodanensis Beush.
Atrypa reticularis Lin. u. a.

Ferner fanden sich im Liegenden des eben erwähnten Fundpunktes in den Sphärosideritschiefern nördlich Naunheim (bei überkippter Lagerung):

Orthis opercularis M. V. K.
Leptaena rhomboidalis Wahlenb.
Scenidium cf. *areola* Quenst.

---

[1]) Vergl. hierzu: Hölzapfel, Das Obere Mitteldevon im Rheinischen Gebirge. Abh. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst., N. F., Heft 16, S. 378 ff.; ferner Burhenne, Beitrag zur Kenntnis der Fauna der Tentaculitenschiefer im Lahngebiet mit besonderer Berücksichtigung der Schiefer von Leun unweit Braunfels. Abh. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst., N. F., Heft 29; endlich Ahlburg, Erläut. zu Bl. Merenberg, S. 23 ff., und Bl. Braunfels, S. 18 ff.

Schließlich erwähnt auch Holzapfel[1]) mit der allgemeinen Bezeichnung »bei Naunheim« aus gelben ockrigen Schiefern mit gelben scherbenförmigen Kalken das Vorkommen von *Phacops fecundus*, *Proetus Holzapfeli*, *Rhynchonella Orbignyana*, *Pleurodictyum* sp. (nicht *problematicum*) und *Calceola*.

Sowohl die Natur dieses Gesteins wie auch der Versteinerungsinhalt stimmen überein mit dem auf Blatt Braunfels und Merenberg mehrfach im Hangenden des Sphärosideritschiefer-Horizontes bekannt gewordenen Leuner Schiefer. Ergänzt man die oben angeführten Fossillisten durch die von Holzapfel, Burhenne und Ahlburg mitgeteilten Formen, so ergibt sich deutlich der Charakter der altmitteldevonischen Fauna, gemischt aus rheinischen und böhmischen Formen mit einigen besonders die Verwandtschaft zum Unterdevon betonenden Arten, wie vor allem: *Spirifer cultrijugatus* und *Acaste* cf. *Henni*. Danach erweist sich auch das Leuner Gestein noch als zur Cultrijugatus-Zone gehörig und man könnte geneigt sein, den Sphärosideritschiefer und Leuner Schiefer als zu einer Stufe gehörig zusammenzufassen. Vergleicht man indes die Versteinerungslisten beider, wobei für den Sphärosideritschiefer außer auf die oben von Blatt Wetzlar berichteten Funde besonders auf die reicheren Vorkommen der Blätter Braunfels und Merenberg aufmerksam gemacht wird, so erkennt man ohne Schwierigkeit die nähere Verwandtschaft des Sphärosideritschiefers zum Oberkoblenz und des Leuner Schiefers zum Unteren Mitteldevon, wie das bei solchen Übergangsbildungen ja auch nicht anders zu erwarten ist.

Es bestätigt sich demnach auch in der östlichen Lahnmulde die Zweigliederung der Cultrijugatus-Zone, die im rechtsrheinischen Devon vielerorts durchgeführt worden ist und die Fuchs[2]) in einer übersichtlichen Tabelle zusammengestellt hat. Zu dieser Zusammenstellung ist nur zu bemerken, daß bisher keine Veranlassung vorliegt, irgendwelche Teile des Leuner

[1]) A. a. O., S. 383.

[2]) A. Fuchs, Die Gliederung und Tektonik der Oberkoblenzschichten im Quellensattel von Bad Ems. Archiv für Lagerstättenforsch., Heft 9, S. 16.

Gesteins für jünger zu halten als Cultrijugatus-Zone. Insofern wäre diese Tabelle zu ergänzen und im Hangenden des Leuner Gesteins wären die Tentaculitenschiefer hinzuzufügen, wobei zu beachten ist, daß diese Schiefer das Leuner Gestein an vielen Stellen auch vertreten, dort nämlich, wo infolge Wechsels der Facies das Untere Mitteldevon sogleich mit Tentaculitenschiefern beginnt.

Über die Verbreitung des Leuner Schiefers wäre noch zu sagen, daß er dort fehlt, wo in seinem Liegenden die Sphärosideritschiefer nicht ausgebildet sind. So fehlen am Muldenrand auf Blatt Wetzlar die beiden Teile der Cultrijugatus-Zone. Die sandig-tonige Facies des Oberkoblenz geht hier lediglich durch Vermittlung schwach ausgebildeter Kieselgallenschiefer in die ähnliche Facies des Unteren Mitteldevons über. Das entspricht dem Verhalten der Cultrijugatus-Zone auf den westlich anstoßenden Blättern, jedoch mit der Einschränkung, daß dort die Sphärosideritschiefer eine größere Verbreitung besitzen als die Leuner Schiefer.

Der Leuner Schiefer ist von BURHENNE als Ablagerung einer küstenferneren Flachsee gedeutet worden. Gegenüber dem Oberen Unterdevon mit seinen gelegentlich noch recht groben Grauwacken und Grauwackenschiefern setzt seine Facies einen Sedimentationsraum voraus, in dem sich der weiche Kalkschlamm ungestört absetzen konnte. Das Zurücktreten des klastischen Gesteinsanteils einerseits, das Vordringen böhmischer Faunenelemente andererseits deutet auf eine Vertiefung des Meeres zu Beginn des Unteren Mitteldevons.

Wo der Leuner Schiefer fehlt, beginnt die Sedimentfacies des Unteren Mitteldevons unmittelbar mit dem Tentaculitenschiefer. Auf Blatt Wetzlar ist er als dunkler, verwittert gelblich-grauer mehr oder weniger rauher Tonschiefer mit spärlicher Versteinerungsführung ausgebildet. Häufig sind die Schichtflächen mit Styliolinen bedeckt, so in kleinen Schollen an der Nauborner Straße und bei der Stoppelberger Hohl südlich Wetzlar. Im ganzen ist er weicher als die grauwackenreichen

Oberkoblenzschichten. So hat sich denn auch das Wetzbachtal vorwiegend in Schiefer dieses Alters eingeschnitten. Erst dort, wo er Kalklinsen aufnimmt, wie z. B. hart jenseits der Westgrenze von Blatt Wetzlar, gewinnt er größere Widerstandsfähigkeit und springt dann als steilerer Berghang ins Tal vor.

Abgesehen von den erwähnten Pteropoden ist die Fauna des Tentaculitenschiefers sehr eintönig. Das wichtigste Leitfossil, das übrigens nach bisheriger Kenntnis dem Leuner Schiefer vollkommen fremd ist, ist *Trimerocephalus micromma* A. Roem.[1]).

Die Neigung des Tentaculitenschiefers zum Übergang in kalkige Schiefer und Knollenkalke ist bekannt. Auf Blatt Wetzlar kommen solche Knollenkalke im Hangenden des Leuner Schiefers nördlich Naunheim gelegentlich vor, haben aber bisher noch keine besser erhaltenen Fossilien geliefert, so daß nicht entschieden werden kann, ob sie zum Ballersbacher oder Günteröder Kalk zu rechnen sind.

Außer diesen Sedimentgesteinen ist aber größtenteils ins Untere Mitteldevon noch ein Eruptivum zu stellen, der an der Lahn weit verbreitete Keratophyr (in der Literatur meist als Lahnporphyr bezeichnet). Für die Beurteilung der Altersfrage dieses Gesteins reichen die Beobachtungen über Tage nicht aus. Man vergleiche hierzu ein Profil, das Verfasser unter Benutzung der bergbaulichen Aufschlüsse des Lahnberges bei Wetzlar entworfen und an anderer Stelle[2]) veröffentlicht hat. Dasselbe lehrt, daß der Keratophyr sein Lager zwischen Oberkoblenz

[1]) Neuerdings wurde diese Art auch an mehreren Stellen in dem von Ahlburg auf Bl. Braunfels, Weilburg und Weilmünster ausgeschiedenen »Oberdevon der südlichen Randfacies«, so bei Steindorf (Bl. Braunfels) und Weilmünster gefunden. Damit wird die Koch'sche Auffassung vom mitteldevonischen Alter dieser Schichten, wenigstens für einen Teil, wieder in ihr Recht eingesetzt. Daß aber ein anderer Teil dieser Gesteine sicher zum Unteren Oberdevon gehört, ist ebenfalls durch neuere Funde von Goniatiten auf Blatt Weilmünster erwiesen; insofern bleibt Ahlburg's Auffassung zu Recht bestehen.

[2]) Die Grube Raab bei Wetzlar, ein Beitrag zur Stratigraphie und Tektonik der südöstlichen Lahnmulde. Dies Jahrb. f. 1920, T. II, Heft 1.

und Schalstein hat und daß dort, wo er fehlt, die Tentaculitenschiefer seine Stelle einnehmen.

Ist demnach das Alter des Keratophyrs und seiner Begleitgesteine im ganzen als untermitteldevonisch bestimmt, so scheint es doch nicht ausgeschlossen, daß die letzten Ergüsse erst im Oberen Mitteldevon stattfanden, worauf von AHLBURG mitgeteilte Beobachtungen auf Blatt Weilburg hindeuten[1]).

Besonders diese letztere Beobachtung einer alt-obermitteldevonischen Fauna im Keratophyrtuff bewog AHLBURG dazu, die Keratophyre durchweg an die Basis des Oberen Mitteldevons zu stellen. Die dann zwischen Oberkoblenz einerseits und Keratophyr andererseits klaffende Schichtlücke erklärte er durch ein allmähliches Auskeilen der Sedimentfacies des Unteren Mitteldevons von dem Muldeninneren gegen deren Rand hin und durch eine Transgression des Oberen Mitteldevons über die älteren Gesteine.

Ohne hier auf die in anderen Teilen der Lahnmulde liegenden weiteren Beobachtungen, die AHLBURG zur Annahme der Transgression des Oberen Mitteldevons veranlaßten, näher einzugehen, mag nur festgestellt sein, daß die Lagerungsverhältnisse am Südostrande der Lahnmulde auf Blatt Wetzlar die Annahme einer solchen Transgression nicht notwendig machen.

Mit dem Oberen Mitteldevon werden die faciellen Verschiedenheiten womöglich noch größer. Als wesentlich neu hinzukommende Gesteine, die an dem Aufbau dieser Abteilung des Devons den Hauptanteil zu bestreiten haben, treten einmal dichte Diabase und Diabasmandelsteine und in ihrer Begleitung der Schalstein auf und ferner in mehr oder weniger mächtigen Riffen dem Schalstein ein- oder aufgelagert der Stringocephalen- oder Massenkalk. Die wechselseitigen Beziehungen beider Gesteine hat AHLBURG[2]) wiederholt geschildert. Seinen Ausführungen kann man für das vorliegende Gebiet durchaus folgen.

---

[1]) Erläuterungen zu Blatt Weilburg, S. 23.

[2]) Vergl. besonders: Die stratigraphischen Verhältnisse des Devons in der östlichen Lahnmulde. Dies Jahrb. für 1910, T. I, S. 465 ff.

Der Massenkalk des Lahnberges bei Wetzlar stellt ein Riff dar, das mit den übrigen weit aushaltenden Kalkzügen der Lahnmulde in keiner Verbindung steht. Sowohl nach Südwesten wie nach Nordosten keilt es bald aus. Seine größte Mächtigkeit besitzt der Kalk am Südhang des Lahnberges, im Harbachtal; nach Nordosten nimmt sie über Tage beständig ab, doch lehren die Tiefbaue der Grube Philippswonne, daß in dieser Richtung mit der Tiefe die Mächtigkeit wieder anschwillt. Als letzter Ausläufer ist ein Kalkvorkommen im Schalstein des Würzbergs nordöstlich Garbenheim anzusehen. Das zweite Vorkommen von Massenkalk — nordwestlich von Niedergirmes-Naunheim — hat dagegen Zusammenhang mit dem von Blatt Braunfels über Altenberg und Herrmannstein herüberstreichenden breiten Massenkalkzug und läßt sich in nordöstlicher Richtung bis ins Biebertal, Blatt Rodheim, verfolgen. Die Fauna dieser Kalke haben Holzapfel[1]) und Ahlburg eingehend besprochen, so daß sich in diesem Zusammenhang eine Erörterung erübrigt.

Wennschon Schalstein und Massenkalk die herrschenden Gesteine des Oberen Mitteldevons darstellen, so sind sie doch nach ihrer Entstehung als Eruptiv- bezw. Riffgesteine als Bildungen mehr örtlicher Natur anzusprechen; während der Schalstein an die Verbreitung submariner Vulkane gebunden ist, ist die Bildung des Massenkalks abhängig von den Lebensbedingungen der Riffbewohner. Daß wir heute beide Gesteine in solch inniger Verknüpfung antreffen, hat in vielen Fällen seinen Grund darin, daß erst durch die Auftürmung der mächtigen Diabas- und Schalsteinlager den Riffbewohnern die Daseinsbedingungen gegeben wurden. Vielfach haben dann später neue Schalstein-Ablagerungen die Fauna wieder erstickt, so daß geologische Ereignisse der gleichen Art dieser bald die Lebensmöglichkeiten schufen, bald vernichteten.

Außer diesen beiden Gesteinen kommen im Oberen Mitteldevon auch klastische Gesteine vor. In der Hauptsache bestehen

[1]) Holzapfel, Das Obere Mitteldevon im Rheinischen Gebirge. Abh. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst., N. F., Heft 16.

dieselben aus umgelagertem, dann meist gut geschichtetem Schalstein, der oft schon mit bloßem Auge einen Gehalt an neu zugeführtem Quarz erkennen läßt und gelegentlich recht grob ausgebildet ist, andererseits auch in Schalsteinschiefer und reinere Tonschiefer übergeht. Gelegentlich sind diesen Gesteinen Knollen- und Plattenkalke eingelagert und ebensowenig fehlen Riffkalklinsen geringeren oder größeren Ausmaßes. Alle diese Gesteine sind natürlich durch Übergänge verbunden. Diejenigen Gesteine, die sich am weitesten von der Facies des Schalsteins einerseits und des Riffkalks andererseits entfernen, sind einmal die Tonschiefer und dann die Knollenkalke. Beide sind verhältnismäßig selten, haben aber gleichwohl besondere Bedeutung, weil sie als die regelmäßige Fortsetzung der Sedimentfacies des Unteren Mitteldevons anzusehen sind, des Tentaculitenschiefers bezw. des Ballersbacher und Günteröder Kalkes. Gesteine, die hierher zu zählen sind, finden sich vornehmlich in der Nordwestecke des Blattes am östlichen Gehänge des Blasbachtales. Man beobachtet dort einen häufigen Wechsel von Schalsteinschiefer, Knollen- und Plattenkalken und gelegentlich kommen auch Riffkalklinsen vor.

Die Roteisensteinlager der Lahngegend sind eng an die Verbreitung des Schalsteins gebunden. Sie haben — einige Sonderfälle, wie z. B. das auf metasomatischem Wege gebildete Lager der Grube Philippswonne bei Garbenheim ausgenommen — stets Schalstein zum Liegenden, während das Hangende recht verschiedenartig zusammengesetzt sein kann. Diese Lagerungsverhältnisse in Verbindung mit anderen Beobachtungen bestätigen die Annahme, daß das Lager jeweils während einer Pause oder nach Schluß einer Eruptivperiode gebildet wurde. In der Wetzlarer Gegend ist das Roteisensteinlager besonders mächtig an der oberen Grenze des Schalsteins (Grenzlager) entwickelt, doch kommen gelegentlich auch im Schalstein selbst dünnere Bänke vor. So wurde z. B. eine 15 cm Dicke nicht übersteigende Bank im Schalstein östlich Garbenheim, eine andere nördlich Naunheim beobachtet. Praktische Bedeutung wie in der

Weilburger Gegend haben diese Vorkommen im Schalstein bisher nicht gehabt.

Das Oberdevon läßt sich im vorliegenden Gebiet in zwei Abteilungen gliedern. Im Unteren Oberdevon, d. h. im Hangenden des Grenzlagers, ist die Mannigfaltigkeit der Facies, die vom Mitteldevon her bestand, ebenfalls noch vorhanden. Auf kurze Erstreckung wechselt hier bisweilen die Gesteinsart. Stellenweise, so z. B. im alten Tagebau der Grube Philippswonne bei Garbenheim wird das Hangende des Eisensteinlagers von rötlichen knolligen Kalken mit Intumescens-Fauna gebildet. Aehnliche vorwiegend graue Kalke sind auf der Südseite des Lahnbergs in einem Versuchsschacht der Grube Raab angetroffen worden. Der Iberger Kalk, also die Fortsetzung des Riffkalkes im Oberdevon, ist zwar aus dem Biebertal von Blatt Rodheim in ausgedehnter Erstreckung bekannt, auf Blatt Wetzlar aber noch nicht mit Sicherheit nachgewiesen, wennschon einige Beobachtungen dafür sprechen, daß Teile des Massenkalks vom Lahnberg noch zum Oberdevon gehören. Die Eruptivfacies des Oberdevons fehlt nach den bisherigen Feststellungen innerhalb des Blattgebietes Wetzlar.

Zunehmende Bedeutung gewinnt im Oberdevon wieder die Schieferfacies. So finden sich im Hangenden des Grenzlagers im Felde Raab dunkle, vorwiegend schwarze Ton- und — selten — Alaunschiefer, in denen mehr oder weniger mächtige Einlagerungen von grauen und schwarzen Kieselschiefern (Radiolariten) auftreten. Wegen ihrer milden Beschaffenheit sind die Tonschiefer nicht nur stark tektonisch beansprucht worden, d. h. vielfach ausgequetscht, sondern über Tage stark der Verwitterung anheimgefallen, sodaß ihr Ausgehendes selten gut aufgeschlossen ist; ihre stratigraphische Bedeutung ergeben die bergbaulichen Aufschlüsse.

Die schwarzen Schiefer des Unteren Oberdevons sowohl wie auch die Knollenkalke mit Intumescens-Fauna werden gleichmäßig überlagert von grauen, graugrünlichen und roten Schiefern, den Cypridinenschiefern. Mit den Cypridinenschiefern ist

der mannigfache Facieswechsel, der im Mitteldevon und noch im Unteren Oberdevon geherrscht hatte, allmählich ausgeglichen; ihre auf weite Erstreckung im ganzen gleichartige und eintönige Zusammensetzung weist wieder auf einheitlichere Ablagerungsbedingungen im höheren Oberdevon hin, wenigstens in der östlichen Lahnmulde, wo kalkige Einlagerungen in diesen Schiefern — im Gegensatz zu der Weilburger Gegend — sehr selten sind.

Wegen des Mangels an Fossilien widerstreben bisher die Schiefer des Oberdevons einer eingehenderen Gliederung. Man dürfte aber kaum fehlgehen, wenn man die dunklen Ton- und Kieselschiefer, die horizontal den Intumescens-Kalk ablösen, als Unteres die Cypridinenschiefer als Oberes Oberdevon anspricht. In anderem Zusammenhang wird demnächst diese Frage noch näher zu erörtern sein.

Carbon. An der Basis der Gießener Grauwacke oder in deren untersten Teilen eingelagert — dann wohl als Sattelaufbrüche zu deuten — finden sich in geringer Verbreitung beim Kirschenwäldchen und bei der Brühlsbacher Warte südlich Wetzlar, in größerer Ausdehnung aber nördlich der Lahn Kieselschiefer mit gelegentlichen Einschaltungen von Alaunschiefern. Man wird diese Gesteine, die mit der Gießener Grauwacke gleichförmige Lagerung aufweisen, dem Kulm zurechnen müssen und in ihnen die südlichsten Ausläufer der weiter nördlich im Dillgebiet und Hessischen Hinterland in größerer Mächtigkeit entwickelten Schichtfolge zu sehen haben.

Diese schwach entwickelten kulmischen Gesteine und die Gießener Grauwacke in ihrem Hangenden transgredieren über sämtliche älteren Gesteine und weisen auch in ihrer Tektonik wesentliche Unterschiede gegenüber ihrer Unterlage auf, beides Beobachtungen, auf die AHLBURG mehrfach hingewiesen hat.

In ihrer Gesteinsausbildung zeigt die Gießener Grauwacke mancherlei Anklänge an das Flözleere Westfalens, ohne daß man sie einer bestimmten Stufe desselben eingliedern könnte. Die

wenigen Pflanzenfunde, die bisher auf Blatt Wetzlar gemacht sind, erlauben wegen der schlechten meist häckselartigen Erhaltung keine Bestimmung. Einige bessere Funde aus der Marburger Gegend hat Herr Gothan zurzeit in Bearbeitung; nach seiner freundlichen Mitteilung sprechen dieselben mehr für Kulm als für Flözleeres.

Die Gießener Grauwacke bedeckt auf Blatt Wetzlar große Flächenräume, wird allerdings in starkem, von Westen nach Osten zunehmendem Maße von tertiären und diluvialen Bildungen verhüllt. Dazu kommt eine weitgehende Einebnung durch die alt- und jungtertiäre Landoberfläche, so daß für eine Einzelgliederung der großen Flächen nur die Aufschlüsse an den meist flachen Talgehängen zur Verfügung stehen.

Auf Grund von Unterschieden in der Gesteinszusammensetzung ist es gelungen, eine Zweigliederung durchzuführen. Die Grenze zwischen beiden Abteilungen ließ sich zwar nicht überall mit der wünschenswerten Genauigkeit durchführen, immerhin ergaben sich nach Ausführung der Gliederung neue Gesichtspunkte für den Bau der scheinbar einheitlichen Grauwacketafel, die den Ostrand des Schiefergebirges in der weiteren Umgebung von Gießen bedeckt.

Die untere Abteilung setzt sich ganz überwiegend aus Arkose-Grauwacken zusammen. Härtere Grauwackenbänke liegen in einer weicheren Masse von Grauwacke-Schiefern und — selten — echten Schiefertonen.

Die obere Abteilung dagegen besteht in weit stärkerem Maße aus Schiefertonen mit gelegentlich eingeschalteten, härteren Grauwackenbänken. Die in der unteren Abteilung die Hauptmasse bildenden Grauwackenschiefer werden in der oberen durch die Schiefertone ersetzt.

Nach den bisherigen Beobachtungen auf Blatt Wetzlar bildet die Gießener Grauwacke eine große flache Mulde mit im ganzen ONO gerichtetem Streichen der Muldenachse. Am Nord- und Südrand der Mulde tritt die untere Abteilung zu Tage, die Mitte wird in der Hauptsache von der oberen eingenommen.

Am Westrand des Blattes, in der Gegend von Nauborn ist die untere Abteilung zunächst als ein 1 km breiter Streifen mit vorherrschend südöstlichem Einfallen entwickelt. Der Streifen verbreitert sich sehr schnell südöstlich von Wetzlar auf 4 und mehr km. Diese erhebliche Verbreiterung ist durch Einzelfaltung zu erklären. Bei der Aufnahme konnten, soweit die oben besprochene Einebnung das zuließ, mehrere solcher Einzelmulden und -sättel festgestellt werden. Eine nahezu aufrecht stehende Mulde findet sich z. B. im Helgebachtal südöstlich von Wetzlar, ähnliche auf beiden Seiten der Lahn bei Dorlar.

Der Südostrand der Mulde fällt nur auf kurze Erstreckung in das Blattgebiet Wetzlar. Südlich Hochelheim erscheint wiederum die untere Abteilung, von Blatt Cleeberg herüberstreichend, mit flachem Nordwest-Fallen, ist aber nur auf kurze Erstreckung unter dem bedeckenden Tertiär und Diluvium zu verfolgen. Der Bau des Südostflügels scheint, wenigstens in diesem Teil, sehr einfach zu sein, ohne Entwicklung von Einzelsätteln und -mulden.

Das Innere der Mulde wird von der oberen Abteilung eingenommen. Diese hat am meisten unter der Einebnung gelitten, so daß über ihren Einzelbau wenig zu erkunden ist. Soweit sie aufgeschlossen sind, streichen die Schichten, von örtlichen, aber bisweilen sehr starken Ablenkungen abgesehen, im ganzen in der angegebenen Hauptrichtung nach ONO und fallen südöstlich ein.

Wie weit sich die auf Blatt Wetzlar gewonnene Gliederung der Gießener Grauwacke auf das nördlich anstoßende Verbreitungsgebiet derselben übertragen läßt, muß künftigen Untersuchungen vorbehalten bleiben.

Tertiäre Gesteine treten auf Blatt Wetzlar in ziemlicher Verbreitung auf. In der Hauptsache handelt es sich um helle Quarzschotter, seltener um Sande und Tone der Vallendarer Stufe. Außerdem finden sich an mehreren Stellen angereichert, so bei Münchholzhausen, Groß- und Klein-Rechtenbach und am Stoppelberg südlich Wetzlar die bekannten Braunkohlenquarzite.

Ihr verstreutes Vorkommen in fast allen Teilen des Blattgebietes, nach Osten hin aber in zunehmendem Maße, deutet auf ihre ursprünglich weitere Verbreitung hin.

Die alttertiäre Landoberfläche, aus deren Verwitterungsprodukten die Kiese, Sande und Tone der Vallendarer Stufe ihren Ursprung herleiten, ist an manchen Stellen noch heute festzustellen. So findet sich gelegentlich in Hohlwegen und anderen Aufschlüssen der paläozoische Untergrund zersetzt, tiefgründig gebleicht und nach oben bisweilen ohne scharf erkennbare Grenze in die horizontal aufgelagerten tertiären Aufbereitungsprodukte übergehend. Diese alte Landoberfläche ist unter den heutigen morphologischen Formeinheiten des Blattes noch immer stark ausgeprägt. Sie liegt am Westrand des Blattes (Stoppelberg) und am Südrande (Waldgebiet südlich Klein-Rechtenbach) etwa in 270—300 m Meereshöhe. Nach Osten erniedrigt sie sich in beträchtlichem Ausmaß: sie liegt östlich vom Kleebachtal bereits in 180 m Meereshöhe.

Dieser Abbruch erfolgt staffelförmig an größeren Störungen, die sich in allen Einzelheiten allerdings nicht festlegen lassen. Eine solche Störungszone verläuft von Waldgirmes nördlich der Lahn an Dorlar vorbei, etwa über den Spitzenberg nach Münchholzhausen und Groß-Rechtenbach. Eine zweite, ähnlich gerichtete verläuft auf den Höhen östlich des Kleebachtales. Dieses selbst hält in seinem Unterlauf die gleiche Richtung ein. Auch die auf Blatt Gießen festgestellte, von Schottler[1]) als Hauptverwerfung bezeichnete Störung, an der das paläozoische Grundgebirge unter dem Tertiär der hessischen Senke verschwindet, folgt in ihrem benachbarten Teile der gleichen Richtung, von NNW nach SSO.

Eine jüngere Fläche, etwa in 225—245 m Meereshöhe läßt sich beiderseits der Lahn unabhängig von der alttertiären Landoberfläche leidlich gut verfolgen. Es hat den Anschein, als ob es sich bei dieser Fläche um eine jungtertiäre Einebnung handelte.

[1]) W. Schottler, Erläuterungen zur Geologischen Karte des Großherzogtums Hessen, Blatt Gießen, S. 20 ff.

die zu dem ältesten Lahnlauf in Beziehung zu setzen wäre. Dafür spricht die Anordnung der einzelnen Teile parallel dem heutigen Lahnlauf. Indessen haben sich eigentliche Gerölle nur ganz vereinzelt gefunden, so daß die Deutung dieser Ebenheit als Flußterrasse nur bedingt ausgesprochen werden kann.

Diluvium. Die Gliederung der diluvialen Terrassen ließ sich im Anschluß an AHLBURG's Darstellung der Flußterrassen im Lahngebiet durchführen.

Von anderen diluvialen Ablagerungen besitzt der Löß eine ausgedehnte Verbreitung namentlich im östlichen Teil des Blattes. Auf den schwach geneigten Gehängeflächen hat sich eine mehr oder weniger starke Decke von Lößlehm gebildet. An stärker geneigten Stellen findet sich oft der unverwitterte Löß; bisweilen ist dann der Boden von Lößkindeln wie besät.

Am Friedhof von Münchholzhausen wurde folgendes Profil im Löß beobachtet:

0,5 m	brauner Lößlehm
0,5—2,0 »	gelber Löß
1,0 »	brauner Lößlehm
2,0 »	(mindestens) Löß mit einzelnen geschichteten Sand- und Geröllzwischenlagen.

An vielen Stellen findet sich unter einer Lößdecke eine Ablagerung von Gehängeschutt und Gehängelöß mit meist ausgesprochener Schichtung. Mitunter gehen diese Ablagerungen in lehmige Sande über und werden als Formsand verwandt. In einer solchen Grube bei Garbenheim fanden sich unter einer 2—3 m mächtigen Decke von ungeschichtetem, frischem Löß in den obersten Lagen des geschichteten Gehängelösses Knochenreste von *Bos*, die aber keine Arterkennung gestatteten.

Herr SCHMIDT berichtet über die Kartierung des Blattes Gummersbach.

Als Vorarbeit mußte zunächst die Stratigraphie der höheren Schichtenfolgen des Unteren und die des Oberen Mitteldevons ge-

[1]) AHLBURG, Über das Tertiär und das Diluvium im Flußgebiet der Lahn. Dies Jahrb. für 1915, T. I, S. 269—373, Taf. 10—18.

klärt werden, die das Gebiet der Südhälfte des Blattes Gummersbach ausschließlich zusammensetzen. Über die Stratigraphie der Nordhälfte des Blattes Gummersbach lagen schon sehr wichtige Vorarbeiten von Herrn Dr. Fuchs vor, auf denen die weiteren Arbeiten fußen konnten. Die Gegend von Gummersbach ist bekanntlich ausgezeichnet durch das Vorkommen von fossilreichen kalkigen Tonschiefern und Kalken, deren stratigraphischer Verband mit den unter- und überlagernden Schichten bisher aber noch sehr wenig geklärt war. Die Dissertation von Doering hatte diese Fragen nur sehr wenig gefördert. Wichtig war daher das Ergebnis der Kartierung von A. Fuchs, der erkannt hatte, daß die Tentaculitenschiefer, tmt«, die auf dem Blatte Attendorn Kalkknollen mit der Odershäuser Fauna führen und dadurch als Basis des Oberen Mitteldevons erkannt worden waren, über das Blatt Drolshagen bis auf die Westhälfte des Blattes Gummersbach hinüberstreichen. Dadurch war ein fester Anhaltspunkt für die weiteren stratigraphischen Forschungen gegeben. Diese Tentaculitenschiefer waren aber nur in der Nähe des Ostrandes des Blattes Gummersbach noch in typischer Ausbildung nachzuweisen, während sich gegen Westen ein sehr deutlicher Facieswechsel in die bereits erwähnten kalkigen und fossilreichen Schichten von Gummersbach vollzieht. An der Verbreitung dieser kalkigen Schichten ist der Bau der Gummersbacher Mulde klar zu erkennen. Die kalkigen Schichten von Gummersbach sind nicht einheitlich zusammengesetzt, sondern es sind in dieser Schichtenfolge vorwiegend kalkreiche und z. T. auch fossilreiche Tonschiefer entwickelt, in denen bald lagenweise Kalkknollen liegen wie z. B. an vielen Stellen in Gummersbach, bei Nieder-Sessmar und bei »zu Frömmersbach« bald mehr oder weniger mächtige bankige Kalke wie bei Rospe und Rebbelroth.

Auf Grund der Fossilführung hat Doering die fossilreichen Tonschiefer zuerst als Äquivalent der Calceolaschichten der Eifel erklärt, da aber auch jüngere Formen in dieser Schichtenfolge vorhanden sind, so kann die Altersbestimmung dieser Schichten nicht richtig sein und ist auch in einer späteren Arbeit von

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Doering aufgegeben worden. Die Kalke von Rospe und Rebbelroth hat Doering ohne hinreichende Begründung für Vertreter der Eifler Crinoidenschicht erklärt, vermutlich nur, weil Crinoidenkalke in diesen Bankfolgen sehr verbreitet sind. Auf jeden Fall muß die Basis des Oberen Mitteldevons innerhalb dieser Kalke führenden, fossilreichen Schichtenfolge liegen, und muß den Tentaculitenschiefern des Blattes Attendorn äquivalent sein.

Im Unteren Mitteldevon wurden dieselben Horizonte unterschieden, die Fuchs auf der Nordhälfte des Blattes ausgeschieden hatte, nämlich:

c) Unnenbergsandstein,
b) Selscheider Tonschiefer und
a) Mühlenbergschichten.

Die Schichten des Oberen Mitteldevons, die über den kalkreichen Schichten von Gummersbach folgen, sind sehr reich an Sandsteinen. Nach den die Sandsteine begleitenden Schiefern läßt sich in dieser mächtigen Schichtenfolge eine Zweiteilung durchführen. In der unteren Abteilung sind die Schiefer sandig gebändert oder sandig flasrig, während in der oberen Abteilung die Schiefer mehr zurücktreten und seltener gebändert oder flasrig sind.

Die speziellen Grubenuntersuchungen wurden auf den Gruben Alter Flußberg bei Eiserfeld und auf Grube Kunst bei Struthütten begonnen. Die Kartierung aller noch fahrbaren Grubenbaue wurde auf beiden Gruben noch während der Aufnahmetätigkeit des Jahres 1920 vollendet. Die bisherigen Ergebnisse eignen sich noch nicht zur Veröffentlichung, da diese Untersuchungen erst über ein größeres Gebiet ausgedehnt werden müssen.

Herr Fuchs berichtet über die Aufnahmen auf der Nordhälfte des Blattes Gummersbach, die zum Abschluß gebracht wurden. Sie bezweckten eine endgültige Klärung der Tektonik des Querhorstes von Wilbringhausen und der Faltenumbiegung am Westrande des Ebbegebirges, insbesondere auch deshalb, weil diese Klärung für die zurzeit im Druck befindlichen

geologischen Blätter Herscheid und Meinerzhagen erforderlich war. Es stellte sich heraus, daß die große Faltenumbiegung am Westrande des Ebbegebirges eine Schleppungserscheinung größten Stils ist und sich im innigsten tektonischen Zusammenhange mit der Entstehung des Querhorstes von Wilbringhausen befindet. Da eine besondere Abhandlung über diesen Gegenstand in Vorbereitung ist, kann hier auf weitere Einzelheiten verzichtet werden.

2. Provinz Westfalen, Lippe und Pyrmont.

Herr Burre berichtet über die Aufnahme auf den Blättern Bielefeld und Herford-West in den Jahren 1919 und 1920.

Die Aufnahme erstreckte sich auf die östliche Hälfte des Blattes Bielefeld und das südöstliche Viertel des Blattes Herford-West. Sie umfaßt einen nordsüdlich verlaufenden Streifen der Herforder Liasmulde einschließlich der den Jura begrenzenden Rätschichten. Im Süden reicht sie bis in die vom Gipskeuper gebildeten Teile des Nordflügels des Osningsattels.

Die Ausbildung des Mittleren Keupers schließt sich derjenigen des östlich anstoßenden lippischen Keupergebietes vollständig an.

Die Unteren bunten Mergel (Stufe km1) bestehen aus roten und grünen Mergeln und Letten, die in den tieferen Lagen außerordentlich mürbe sind, während in den oberen festere, steinmergelartige Partieen auftreten. Diese sind in dem breiten Einschnitt beim Bahnhof Hillegossen am Südrande des Blattes Bielefeld gut aufgeschlossen. Soweit die sonstigen spärlichen Aufschlüsse in dem Unteren Gipskeuper erkennen lassen, scheint dieser Horizont, der auf dem östlich anstoßenden Blatte Salzuflen als besondere Stufe (km1σ) ausgeschieden werden konnte, nicht einheitlich durchzugehen, sondern sich nur auf einzelne Stellen zu beschränken.

Die Zone des Schilfsandsteins (Stufe km2) ist teils durch echte Sandsteine vertreten, teils finden wir an ihrer Stelle rote, mürbe bisweilen etwas sandige Mergel oder eine Wechsellage-

rung beider. Die Sandsteine sind entweder tiefrot gefärbt, wie bei Bechterdissen an der Südostecke des Blattes Bielefeld, oder graugelblich, mitunter mit braunen Flecken, die unregelmäßig in der Gesteinsmasse verteilt sind. Die Sandkörner, zu denen sich zahlreiche Glimmerschüppchen gesellen, sind durch ein toniges Bindemittel miteinander verkittet. Während die roten Sandsteine von feinem Korn sind, bestehen die hellen meist aus gröberem Material. Sie treten in der Regel in dünnen Platten mit unebener Oberfläche auf; stärkere Bänke sind seltener. Zahlreiche Klüfte durchziehen die Schichtenfolge, so daß nur kleine Werkstücke des wenig festen Materials gewonnen werden können. Die auf den Schichtflächen auftretenden Wellenfurchen deuten auf einen Absatz in flachem Wasser hin. Die eingeschalteten oder den Sandstein vertretenden Mergel gleichen denen der übrigen Gipskeuperhorizonte.

Gegen die mürben meist rot, weniger grün gefärbten Mergel und Letten der Roten Wand (Stufe km 3) bilden die festen Steinmergel des Oberen Gipskeupers (Stufe km 4) meist eine kleine Geländekante. Sie sind in der unteren Hälfte dieses Horizontes meist tiefrot gefärbt, während die oberen hell graugrün sind. Ihre Ausbildung entspricht derjenigen des östlichen Westfalens in Form lagenartig angeordneter, fester, meist etwas kalkarmer Mergel mit dem charakteristischen muscheligen Bruch. In den grauen Partieen sind vielfach dickere und dünnere Bänke mergeliger Dolomite und Kalke von gleicher Farbe eingeschaltet. Die Mächtigkeit der einzelnen Lagen von Mergeln und Kalken, die oft nur ein Zentimeter und darunter beträgt, ist in der Regel so gleichmäßig, daß die Begrenzungslinien wie mit dem Lineal gezogen erscheinen. Jede einzelne Bank läßt sich meist in der ganzen Mergelgrube verfolgen.

Die facielle Ausbildung des Räts schließt sich dem von Mestwerdt[1]) gegebenen Schema insofern nicht an, als hier auch in den oberen Partieen sandige Schichten vorkommen. Außer-

[1]) Über Faciesverhältnisse im Rät und Untersten Lias in Nordwestdeutschland. Dieses Jahrbuch für 1910, Bd. XXXI Teil II S. 420—429.

dem ist die Schichtenfolge im Süden und Norden der Herforder Liasmulde eine verschiedene. Im Einzelnen wurden folgende Verhältnisse festgestellt:

Soweit die schlechten und spärlichen Aufschlüsse in der Gegend von Oldentrup und Brönninghausen im südöstlichen Teile des Blattes Bielefeld erkennen lassen, besteht der größte Teil der hier etwa 40—50 m mächtigen Rätschichten aus dunklen Schiefertonen, zwischen denen dünne Lagen eines feinkörnigen Sandsteins eingeschaltet sind. Die Stärke dieser zu kleinen Bröckchen zerfallenden Sandsteine, die auf dem Querbruche eine feine charakteristische Streifung zeigen, beträgt meistens nur einige Millimeter. Aber gerade diese auf den Feldern, in denen das Rät die Oberfläche bildet, massenhaft umherliegenden kleinen Bröckchen, lassen die Schiefertone gut von den ganz ähnlichen Liastonen unterscheiden. Nur in den tiefsten Lagen unmittelbar über dem Steinmergelkeuper bei Brönninghausen findet man vereinzelte feste Rätquarzite; doch dürfte es sich nur um wenige dünne Bänke handeln, da sonst die in der dortigen Gegend sehr schwach ausgeprägte Geländekante gegen den Gipskeuper stärker sein müßte. Nach oben werden die Sandsteineinlagerungen häufiger und vertreten schließlich die Schiefertone ganz. In einem kleinen Schurf der Ziegeleigrube von Hagemann in Oldentrup sind die obersten Rätschichten, die von graugelben Kalken mit *Psiloceras planorbe* Sow. überlagert werden, in Form hellgrauer sandiger Mergel mit zahlreichen Pyriteinsprenglingen aufgeschlossen.

Eine besondere Entwicklung zeigt der Obere Keuper in der Gegend nördlich des Hofes von Meyer zu Elentrup in Sieker, wo in einem kleinen Wasserriß etwa in der Mitte der gesamten Schichtenfolge sehr feste Schiefertone auftreten, die in größere dünne Platten spalten. Die Ablösungsflächen sind meist mit einer braunen Haut überzogen. Etwas höher im Profil kommen feste kalkige Schichten vor, die ganz mit verkiesten Exemplaren von *Modiola minuta* Goldf. und *Cardium cloacinum* Quenst. durchsetzt sind. In noch höheren Lagen finden sich graue, sandige,

bröckelige Mergel, die von einer 0,30 m starken Bank roter Mergel unterbrochen werden.

Im Gegensatz zu dieser Ausbildung im Süden der Herforder Liasmulde enthält das Rät im Norden zahlreiche Bänke quarzitischer Sandsteine. Es beginnt hier mit einer Wechsellagerung dieser sogenannten Rätquarzite und dunkler bröckeliger Schiefertone. Die mittleren Lagen, in denen die Sandsteineinschaltungen stark zurücktreten, bestehen fast ausschließlich aus den zu einem zähen braunen Ton verwitternden Schiefertonen. Nach oben werden die quarzitischen Bänke wieder zahlreicher und mächtiger und die Tone verschwinden fast ganz und werden durch graugrünliche, bröckelige, von vielen Klüften und Spalten durchzogene Sandsteine ersetzt. Zu oberst setzen wieder Schiefertone ein, die nur untergeordnet dünne Lagen feinkörniger Sandsteine enthalten.

Folgendes Profil, das einen Ausschnitt aus den oberen, Sandstein führenden Schichten umfaßt, ist aus den Schürfen an der Südost- und Nordostecke in der Ziegeleigrube von Willmann in Lippinghausen nordwestlich von Herford zusammengestellt:

Hangendes: Diluvium.

1. 0,30 m grauer, schwarzer, schiefriger bis plattiger, feinkörniger, quarzitischer Sandstein, z. T. mit braunen Stichen und Ablösungsflächen. Dicke der Platten 3–5 cm.
2. 0,11 » grauer, mürber, sandiger Schieferton.
3. 0,10—0,15 m gelber bis gelbbrauner, feiner, ockerhaltiger Sand bezw. Sandstein.
4. 0,50—0,60 m gelbgraue, feste, feinkörnige, quarzitische Sandsteine mit braungefärbten, unregelmäßigen Stichen durchsetzt; im bruchfeuchten Zustande weicher, an der Luft erhärtend, mit splittrigem Bruch.
5. 0,08—0,12 m gelbe, z. T. dunkelbraune, teils gleichmäßig gefärbte, teils gefleckte, feinkörnige, sandige Ockererde.
6. 0,32 m graue bis dunkle Schiefertone, an der Luft zunächst in kleine Bröckchen, schließlich in einen festen zähen Ton zerfallend.
7. 0,08 » dunkelbraune, im feuchten Zustande schmierige, z. T. etwas sandige, feinkörnige Ockererde.
8. 0,27 » graugelbe, mürbe, schiefrige, sandige Zwischenmittel mit sandigen Schiefertonen.
9. 0,10–0,18 m grauer, feinkörniger, quarzitischer Sandstein, z. T. sehr stichig, schnell auskeilend, bezw. in mürben, dünnplattigen Sandstein übergehend.

10. 0,03—0,12—0,18 m gelbe bis braune Ockererde, mit wenigen gröberen Sandkörnern, sonst von feinem, gleichmäßigen Korn; auf kurze Erstreckung auskeilend, stellenweise mächtiger werdend.
11. 0,90 m graue bis grünliche, mürbe unebenflächige, bröckelige, mergelartig zerfallende, feinkörnige Sandsteine; auf den zahlreichen Klüften braungefärbte Ablösungsflächen.
12. 0,12 » mäßig feste, feinkörnige, quarzitische Bank.
13. etwa 2 m wie Nr. 11.
14. 0,80—0,95 m graugrüner, z. T. grauer, feinkörniger, quarzitischer Sandstein von sehr großer Festigkeit mit splittrigem Bruch. Im Schurf an der Nordostecke besteht die Bank aus drei Lagen von etwa gleicher Mächtigkeit, von denen die obere und untere graugrünlich sind, während die mittlere graue bis graublaue Färbung zeigt und sich durch besondere Festigkeit auszeichnet. Das ganze Gestein ist von unregelmäßigen Klüften durchzogen, nach denen es beim Zerschlagen zu unregelmäßigen Blöcken wechselnder Größe zerspringt.

Liegendes: wie Nr. 11.

Die Rätquarzite, die ein geschätztes Straßenbaumaterial darstellen, bestehen aus ganz feinen Quarzsandkörnern, die durch ein kieseliges Bindemittel mit einander verbunden sind. Die vorherrschende Farbe ist in den nahe der Oberfläche gelegenen Teilen meist gelbgrau, z. T. mit etwas dunkleren Flecken, namentlich auf den zahlreichen Klüften. In den tieferen Lagen sind die Sandsteine grünlich gefärbt, bisweilen zeigen sie auch einen Stich ins Blaue. An der Luft bleichen sie alle mehr oder weniger aus und werden schließlich nahezu weiß.

Die in dem angeführten Profil auftretenden Bänke von Ockererde[1]) bestehen aus einem innigen Gemisch eines meist ganz feinen, stellenweise etwas gröberen Quarzsandes und staubförmigen Eisenhydroxyd mit geringen tonigen Beimengungen. Der Gehalt an Brauneisen schwankt zwischen 14 und 18 %. Sie wurden nur innerhalb der Ziegeleigrube in Lippinghausen beobachtet und stellen offenbar lokale, mehr oder weniger linsenförmige, Einlagerungen dar. Die bankartige Lagerung und die Konkordanz mit den übrigen Schichten lassen die Lagerstätte als syngenetisch erscheinen.

[1]) Die Ockerbänke sind ausführlich beschrieben in der Arbeit des Verf.: Über ein Vorkommen von Ockererde im Rät am Nordrande der Herforder Liasmulde. 13. Jahresber. des Niedersächs. geol. Vereins. Hannover 1920, S. 42—44.

Was die horizontale Verbreitung der einzelnen Schichten betrifft, so halten sie meist nicht auf große Erstreckung aus. Vielmehr ist die Schichtenfolge in der Regel großen Schwankungen unterworfen, derart, daß die einzelnen festen Sandsteinbänke auskeilen und durch mürbere Schichten oder durch Schiefertone ersetzt werden.

Der Lias ist in dem bearbeiteten Gebiet von den Psilonotenschichten bis zu den Amaltheenschichten einschließlich vertreten, doch ließ sich wegen der weitgehenden Bedeckung durch diluviale Schichten kein zusammenhängendes Profil festlegen. Das anstehende Gebirge tritt in der dortigen Gegend nur in einzelnen größeren und kleineren Flecken zutage.

Die Psilonotenschichten, die von MONKE[1]) auf dem Südflügel der Herforder Liasmulde nur aus dem Stadtgebiet von Bielefeld erwähnt werden, sind durch die Ziegeleigrube von HAGEMANN in Oldentrup aufgeschlossen worden, und treten außerdem in dem Wäldchen südwestlich von hier zutage und lassen sich nach Norden bis in die Gegend von Heeperholz verfolgen.

In einem kleinen in der Ostecke der genannten Tongrube gelegenen Schurf[2]) ist nachstehendes Profil aufgeschlossen:

Hangendes: Dunkle mergelige Schiefertone mit *Schlotheimia angulata* SCHLOTH.

1. 0,30 m graue Kalkbank mit helleren Flecken von verwitterten Phosphoritknollen.
2. 0,06 - 0,12 m dünnschiefrige mergelige Kalke mit plattgedrückten Inoceramen.
3. 0,20 m gelbgraue plattige Kalke.
4. 0,02—0,04 m Dutenkalkbank.
5. 0,45 m grauschwarze mergelige Schiefertone mit *Psiloceras Johnstoni* Sow.
6. 0,02 - 0,05 m Dutenkalkbank.
7. 0,12 m schwarze mergelige Schiefertone.
8. 0,15 » graugelbe sandige Kalkbank mit *Psiloceras planorbe* Sow.

Liegendes: graue sandige Mergel des Rät.

---

[1]) Die Liasmulde von Herford in Westfalen. Verhandlungen d. naturhistorischen Vereins der preußischen Rheinlande und Westfalens. 1888 S. 152.

[2]) Der Schurf ist auf Veranlassung von Herrn Dr. LANGE ausgeführt worden, der zurzeit mit der Bearbeitung der untersten Liasschichten Nordwestdeutschlands beschäftigt ist. Für die mir von ihm gelegentlich einer gemeinsamen Begehung gegebenen mancherlei Hinweise sage ich ihm auch an dieser Stelle meinen besten Dank.

Die geringe Mächtigkeit der Psilonotenschichten wurde nur an dieser einen Stelle beobachtet. Sonst ist sie erheblich größer. Schon innerhalb der Grube ist eine starke Zunahme der Schiefertone mit *Psiloceras Johnstoni* Sow. festzustellen. Auch die oberen Kalkbänke scheinen namentlich in den nördlich anschließenden Gebieten mächtiger zu sein; denn hier bildet der unterste Horizont des Lias sowohl gegen die mürben Schichten des oberen Rät als auch gegen die noch weicheren Tone der Angulatenschichten ziemlich schmale, deutlich aus dem sonst flach gewellten Gebiete herausragende kleine Rücken. Die unter Nr. 2 des Profils angeführten Mergelkalke bilden keinen durchgehenden Horizont, sie wurden außer an dieser Stelle nur an der Eisenbahnbrücke etwa 1 km östlich des Bahnhofs Bielefeld-Ost, in einer alten Ziegeleigrube 1 km südwestlich vom Meyer zu Heepen und auf den Feldern östlich von Brönninghausen beobachtet. Sonst scheinen die obersten Schichten dieses Horizontes nur aus festen Kalken zu bestehen. So werden in der genannten Tongrube die Schichten 1—3 des Profils durch 0,25 m mächtige mürbe graue, weißlich verwitternde Mergel und eine feste Kalkbank von 0,40 m Stärke vertreten. Ebenso kommen die Dutenkalkbänke nur an einigen Stellen vor.

Die Angabe Monkes[1]), daß im Gebiet der Herforder Liasmulde *Psiloceras Johnstoni* Sow. in den tiefsten Horizonten vorkomme, während *Psiloceras planorbe* Sow. erst in den höheren Lagen auftrete, trifft hier nicht zu; denn letzterer findet sich nur in den untersten sandigen Kalken in Form meist plattgedrückter schlecht erhaltener Exemplare, wogegen ersterer nur in den höher gelegenen mergeligen Schiefern gefunden wurde. Die obersten Kalkbänke führen außer *Psiloceras Johnstoni* Sow. auch noch Schlotheimien, deren herausgewitterte kalkige Stücke meist aber schlecht erhalten sind. Ich ziehe diese Grenzkalke jedoch zu der tieferen Stufe, da sie dieser petrographisch am nächsten stehen.

[1]) a. a. O. S. 156.

Die Angulatenschichten, die eine Mächtigkeit von 12—15 m besitzen, sind in ihrer ganzen Mächtigkeit in der HAGEMANNschen Ziegeleigrube aufgeschlossen. Sie bestehen aus schwarzen mergeligen Schiefertonen, die an der Luft zunächst zu einem feinen Gruß zerfallen, der im feuchten Zustande eine zähe schmierige Masse bildet. Schließlich gehen sie in einen braunen Ton über. Die Schichtenfolge dieses Horizontes wird von einer etwa 20 cm starken, tonigen Kalkbank durchzogen, die sich stellenweise in einzelne Geoden auflöst, die einen Kern von Kalk, der mit Toneisensteinschalen umgeben ist, enthalten. Sonst sind Toneisensteingeoden in den Angulatenschichten ziemlich selten. Der Gehalt an Fossilien ist recht groß; namentlich finden sich zahlreiche Jugendexemplare von *Schlotheimia angulata* SCHLOTH.

Die beiden tiefsten Horizonte des Lias sind auf dem Nordflügel der Mulde, soweit er bis jetzt kartiert ist, so schlecht aufgeschlossen, daß sich kein Vergleich mit der eben beschriebenen Ausbildung im Süden ziehen läßt.

Die Arietenschichten, die sowohl auf dem Süd- wie auf dem Nordflügel der Herforder Liasmulde stellenweise in ziemlich großer Verbreitung zutage treten, sind von MONKE[1]) ausführlich beschrieben worden. In der genannten Tongrube von HAGEMANN beginnen sie mit einer 0,35 m starken Bank dichter, grauer, toniger Kalke, die bei der Verwitterung dunkelrostbraun werden und von zahllosen, meist recht gut erhaltenen Exemplaren von *Gryphaea arcuata* LAM. durchsetzt sind. In den höheren Lagen dieses Horizontes sind noch mehrere, teils stärkere, teils schwächere Gryphitenkalkbänke eingeschaltet, die in früheren Jahren zur Gewinnung von Romanzement abgebaut wurden. Da ihre chemische Zusammensetzung der des Romanzementes entspricht, brauchten sie nur gemahlen und ohne jeden weiteren Zusatz gebrannt zu werden. Sie zerfallen an der Luft teils zu eckigen Stücken, teils lösen sie sich in rundlichen, geodenähnlichen Brocken ab. Gerade diese Gryphitenkalke sind es, die den Arieten-

[1]) a. a. O. S. 162—173.

schichten auf dem Südflügel ihr charakteristisches Gepräge geben. Dagegen treten sie in den gleichen Schichten auf dem Nordflügel der Mulde stark zurück, sowohl an Zahl als an Mächtigkeit. Aufgeschlossen sind sie in der Serpentine im Nonnental südöstlich von Ötinghausen auf dem Blatte Herford-West.

Die Planicostaschichten sind auf beiden Flügeln der Mulde vertreten. Sie bestehen aus fetten, mürben, meist recht fossilarmen Schiefertonen, die sehr häufig konzentrisch-schalige Toneisensteingeoden führen. Vielfach enthalten diese einen mürben, sandigen Kern, der bisweilen ganz mit dem Leitfossil *Aegoceras planicosta* Sow. erfüllt ist, während man an anderen Stellen vergeblich darnach sucht. Dieser Horizont konnte in dem südlichen Teile des Dorfes Heepen und von hier weiter nach Osten bis in die Gegend von Eckendorf verfolgt werden. Außerdem tritt er noch an einer kleinen Wegeböschung südlich von Brönninghausen zutage. Die Vorkommen in der Nähe von Herford, die bereits von Mᴏɴᴋᴇ[1]) erwähnt werden, gleichen den eben beschriebenen hinsichtlich ihrer petrographischen Ausbildung vollkommen. Sandsteine, wie sie auf den beiden östlich anstoßenden Blättern Salzuflen[2]) und Herford-Ost[3]) in diesem Horizonte vorkommen, wurden weder im Süden noch im Norden der Mulde beobachtet.

Es ist auffällig, daß die tiefsten Schichten des Mittleren Lias, die Jamesonischichten, die auf dem Nordflügel der Herforder Liasmulde so stark ausgeprägt sind, auf dem Südflügel bisher nicht beobachtet wurden. Nach den allgemeinen Lagerungsverhältnissen sind sie in der Gegend nördlich von Heepen zu suchen. Einmal dürfte das Fehlen auf die wenigen und schlechten Aufschlüsse in dieser Gegend zurückzuführen sein, andererseits ist anzunehmen, daß sie hier eine andere, vermutlich mürbere, petrographische Ausbildung besitzen, da sie nicht die Geländeformen

[1]) a. a. O. S. 173–177.

[2]) Erläuterungen zur Geol. Karte von Preußen. Lief. 197, Blatt Salzuflen, S. 25.

[3]) Erläuterungen zur Geol.-agr. Karte der Gegend östlich von Herford, S. 12.

bilden, wie wir sie in der Gegend nordwestlich von Herford beobachten. Hier setzen die Jamesonischichten den Südhang des breiten Rückens zusammen, auf dem die Chaussee Herford-Enger verläuft. Wie schon MONKE[1]) feststellte, bestehen sie in den tieferen Lagen aus fossilarmen, braunschwarzen Schiefertonen mit zahlreichen Toneisensteingeoden, die teils unregelmäßig durch die ganze Masse zerstreut sind, teils bankartig angeordnet sind. Die oberen Partieen werden von blauschwarzen, bröcklig-schiefrigen Mergeln gebildet, die in früheren Zeiten vielfach zum Mergeln der kalkarmen Lößböden abgebaut wurden, wovon die großen Gruben bei MEYER-AHREND in Diebrock und beim Otternbusch Zeugnis ablegen. Diese Schichten sind außerordentlich reich an Belemniten, worauf die alte Bezeichnung dieses Horizontes »Belemnitenschichten« zurückzuführen ist.

Die oberen Stufen des Mittleren Lias, die Capricornu- und Amaltheenschichten zeigen die normale Ausbildung. Wie MONKE[2]) schon an einem weiter nordwestlich gelegenen Punkte der Herforder Liasmulde feststellen konnte, kommt der *Aegoceras capricornu* SCHLOTH. auch noch in den untersten Amaltheenschichten vor. Die gleiche Beobachtung wurde auf dem Südflügel gemacht. In der Ziegelei von TÖPKER an der Straße Heepen-Altenhagen fand ich neben dem genannten Fossil mehrere Exemplare von *Amaltheus margaritatus* MONTF. Das Vorhandensein der obersten Stufe mit *Amaltheus spinatus* BRUG. konnte in dem bearbeiteten Teile der beiden Blätter durch Versteinerungen nicht belegt werden, doch ist ihr Vorhandensein mit Sicherheit anzunehmen, und zwar in den tiefsten Teilen der Mulde in der Gegend von Brake.

Weitaus der größte Teil der vorstehend beschriebenen Formationen ist von quartären Schichten bedeckt, von denen wiederum der weit überwiegende Teil dem Diluvium angehört.

Mit Sicherheit ist nur eine einmalige Vereisung des Gebietes nachzuweisen, die ihre Spuren in Form von Geschiebemergel,

[1]) a. a. O. S. 177—187.
[2]) a. a. O. S. 200.

Vor- und Nachschüttungssanden hinterlassen hat. Diese Bildungen, die wohl der zweiten oder Hauptvereisung Norddeutschlands zuzurechnen sind, treten teils in größeren Flächen, teils in kleineren Flecken zutage. Die Unterscheidung der petrographisch vollständig gleichmäßig ausgebildeten Sande in Vor- und Nachschüttungssande, die sich nur auf die Lagerungsverhältnisse zum Geschiebemergel, Unter- bezw. Überlagerung, gründet, war infolge mangelhafter Aufschlüsse und vor allem wegen der weitgehenden Bedeckung durch Löß nicht immer mit absoluter Sicherheit durchzuführen. Was wir heute von den Produkten der zweiten Vereisung vorfinden, stellt nur die Reste einer einst mächtigeren Bedeckung dar. Ein großer Teil ist einer Abtragungsperiode, die in die Zeit vor dem Absatz des Löß fällt, zum Opfer gefallen. Man sieht nämlich oft an den steilen Wänden von Ziegeleigruben usw., daß zwischen den Schichten des Lias und dem Löß eine dickere oder dünnere Lage von sandigem Lehm mit zahlreichen Geschieben eingeschaltet ist, die als Reste von Geschiebemergel anzusehen ist. Bisweilen sind es auch nur einzelne größere Geschiebe, die auf dem älteren Gebirge liegen, sonst aber ganz vom Löß umschlossen sind.

Als Äquivalente der dritten Vereisung, bei der das Eis aber nicht bis in unser Gebiet vordrang, sind der Löß, der in sehr großer Verbreitung und wechselnder Mächtigkeit auftritt, und die auf beiden Ufern der Aa sich hinziehende Terrasse anzusehen. Diese verdankt ihre Entstehung dem Umstande, daß der weiter nördlich gelegene Eisrand der letzten Eiszeit den Abfluß des Wassers in den Tälern hemmte, und daß in dem so entstandenen Staubecken die mitgeführten Sandmassen abgesetzt wurden.

Die alluvialen Bildungen zeigen keine Besonderheiten.

Geographisch stellt das bearbeitete Gebiet einen Ausschnitt aus dem flachwelligen Hügellande dar, das im Norden durch die steil ansteigende Kette des Weser-Wiehen-Gebirges und im Süden durch die Hügelzüge des Teutoburger-Waldes begrenzt wird. Betrachten wir die Oberflächengestaltung dieses größeren Komplexes näher, so zeigt sich, daß wir hier ein Hochgebiet vor uns haben

von dem Charakter einer Fastebene, in das in späterer Zeit zahlreiche Längs- und Quertäler eingeschnitten sind. Suchen wir nun die Oberfläche zu rekonstruieren, die das Land vor Ablagerung des Diluviums gehabt hat, so finden wir, daß sie in großen Zügen die gleichen Formen zeigt. Das Quartär zieht sich wie eine vielfach durchlöcherte Haut von größerer oder geringerer Dicke über die alten Gebirgsschichten hin, sich dabei den vorhandenen Formen anschmiegend. Doch ist anzunehmen, daß die Höhenunterschiede vor der Vereisung erheblich größer gewesen sind, namentlich waren die Täler z. T. viel tiefer eingeschnitten als jetzt; denn während auf den Höhen die diluviale Decke meist nur sehr dünn ist oder ganz fehlt, was freilich zum Teil auf die hier stärker zur Wirkung gekommene Abtragung zurückzuführen sein dürfte, erreicht sie in den Tälern stellenweise erhebliche Mächtigkeit. So wurden beim Klein-Bahnhof Oetinghausen gelegentlich einer Brunnenbohrung nach Angabe des Bahnhofswirtes erst in 40 m Tiefe schwarze Schiefer, vermutlich Oberstes Rät oder Unterer Lias, angetroffen. Durch die quartären Bildungen wurde also eine gewisse Nivellierung herbeigeführt.

Fragen wir nun, in welcher Zeit die alte Fastebene geschaffen wurde, und wann die erste Anlage der Täler erfolgte, so gibt uns das Oligocän des Do-Berges bei Bünde mancherlei Anhaltspunkte zur Beantwortung dieser Frage. Hier liegt nämlich transgredierendes marines Unter-Oligocän auf Unterem Lias in einer Höhenlage, die nahezu dem Durchschnitt der dortigen Gegend entspricht. Spätere gebirgsbildende Vorgänge, von denen das Oligocän mitbetroffen ist, dürften nur geringe vertikale Verschiebungen hervorgerufen haben, so daß die heutige Unterkante des Tertiärs sich nur wenig gegen die übrigen Teile des Gebietes, die jetzt frei sind von tertiären Resten, verschoben hat. Es ist mit Sicherheit anzunehmen, daß auch sie einst vom Oligocänmeer überflutet waren. Die auf ihnen zum Absatz gelangten Sedimente sind einer späteren Denudation zum Opfer gefallen. Nach der ersten Heraushebung des Gebietes aus dem voroligocänen Meere, auf deren Zeitpunkt hier nicht näher eingegangen

werden soll, muß also das Gebiet bis zu einer Fastebene abgetragen gewesen sein, die dann vom Oligocänmeer überflutet wurde. Wir haben demnach einen Teil der präoligocänen Landoberfläche vor uns, die hier die Form eines nahezu ebenen Gebietes gehabt haben muß. Ob auch noch zur Miocänzeit das Land unter Wasser stand, ist nicht mehr festzustellen, da keinerlei Sedimente aus dieser Periode nachzuweisen sind. Die Zeit der Abtragung und der Beginn des Einschneidens der Täler ist also in die Zeit zwischen dem Oligocän und dem Diluvium zu verlegen, vermutlich in das Pliocän, jene Periode der stärksten Denudation Norddeutschlands.

Wie schon eingangs erwähnt wurde, bildet das Gebiet einen Ausschnitt aus der Herforder Liasmulde, die im großen und ganzen recht einfach gebaut ist. Namentlich auf dem Nordflügel folgen die einzelnen Horizonte regelmäßig übereinander. Im Süden dagegen schalten sich einige kleinere Spezial-Mulden und Sättel ein. So sind die Arietenschichten nördlich der Rußheide im südlichen Teile vom Blatt Bielefeld im Süden, Osten und Norden von tieferen Liashorizonten und Rät eingerahmt, bilden also eine kleine nach Westen geneigte Mulde. Zwischen dem Steinmergelkeuper bei Brönninghausen und bei Dingerdissen findet sich gleichfalls eine kleine Mulde, die etwa ostwestlich streicht und in derem Tiefsten sich Planicostaschichten finden; doch ist es wahrscheinlich, daß hier einige streichende Sprünge den tektonischen Bau komplizieren.

3. Provinz Hessen-Nassau.

Herr Schlossmacher berichtet über die Ergebnisse der Aufnahmen auf Blatt Graevenwiesbach.

Sie erstreckten sich auf das Gebiet des Unterkoblenz zwischen Winden-Gemünden-Niederlauken-Wilhelmsdorf und dem Nord- und Ostrande des Blattes. In der Zone Gemünden-Graevenwiesbach wurde eine bemerkenswerte Häufung der Porphyroide festgestellt. Nördlich dieser Zone mehren sich die Ein-

lagerungen von Sandsteinen, Quarziten und Grauwacken beträchtlich und halten in dieser Reichlichkeit bis zur oberen Grenze der Unterkoblenzschichten an. Auf der Nordwestseite der Höhe Buchenhardt nördlich Winden wurden dichte weiße und gelbe Quarzite, die sich zwischen die normale Ausbildung des dortigen Unterkoblenz und die oberen Koblenzschichten einschalten, als Koblenzquarzite ausgeschieden. Die oberen Koblenzschichten wurden vom Kirschküppel zwischen Emmershausen und Laubuseschbach bis zum Weiltal zwischen Winden und Langenbach verfolgt. Sie bestehen in ihrem unteren Teile aus Grauwackenschiefern und Grauwacken, nach oben werden die Schiefer reiner und gehen so allmählich in die reinen Tonschiefer des Unteren Mitteldevons über. Die Grenze des Mitteldevons verläuft etwa auf einer Linie entlang dem Zehnbachtal zur Zahl 348,8 auf der Nordseite des Kirschküppels. Die ersten Diabase treten am Hasenberge und Dünnehau auf.

Für die Tektonik des aufgenommenen Gebietes ist es wichtig, daß das allgemeine Südostfallen der unteren Koblenzschichten bis etwa zur Linie Gemünden-Graevenwiesbach anhält. Nördlich dieser Linie tritt flache Lagerung in teilweise recht ausgedehnten Gebieten im Wechsel mit verschiedenem Einfallen auf. Dieser flachen Lagerung entspricht beim Fortschreiten von SO. nach NW. die gleichmäßige Aufeinanderfolge von unteren und oberen Koblenzschichten und normal sich daran anschließendem Mitteldevon, auf das also diese flache Lagerung nicht allein beschränkt ist; es liegt demnach kein Grund mehr vor, hier zwischen Unterdevon und dem jetzt als Mitteldevon aufzufassenden Teile des Devons eine Lücke anzunehmen.

Herr Schmierer berichtet über wissenschaftliche Ergebnisse der Aufnahmen auf dem Blatte Biedenkopf (68, 2) im Sommer 1919 und 1920.

Die Aufnahme erstreckte sich auf die westliche Hälfte des Blattes Biedenkopf, auf der Ablagerungen des Mittel- und Oberdevon, des Culm und des Flözleeren zutage treten. Besonderes Interesse

verdient das Mitteldevon, das, zumal in seinem oberen Teile, wesentlich abweicht von der Ausbildung im benachbarten Dillgebiet. Nähere Beziehungen bestehen dagegen zu dem Mitteldevon des durch Lieber näher bekannt gewordenen Rimberg-Gebietes und zu dem den Übergang zu den echten Lenneschiefern vermittelnden Dachschiefern von Raumland-Berleburg. Es ist gelungen, für die Zwecke der Kartierung eine brauchbare Gliederung des Mitteldevons durchzuführen, die endgültige Parallelisierung und Zonengliederung muß aber noch solange zurückgestellt werden, bis reichere und besser erhaltene paläontologische Funde aus diesem Gebiet vorliegen.

Mitteldevon.

Das Mitteldevon durchquert als ein durchschnittlich 2 km breiter Sattel das Blatt von Ludwigshütte und Weifenbach bis Holzhausen. Im Sattelkern bei Weifenbach tritt eine mächtige Folge dunkler, seltener grünlichgrauer, milder Tonschiefer auf, die Unteren Pteropoden- (Tentaculiten-Orthoceras-) Schiefer. Von den Fossilien, die meist in Schwefelkies bezw. Brauneisen umgewandelt und die hauptsächlich auf dem rechten Lahnufer oberhalb Ludwigshütte (bereits auf dem Nachbarblatt Laasphe) gefunden sind, seien hauptsächlich genannt *Anarcestes subnautilinus* Schl. und *lateseptatus* Beyr. Sie sprechen für die Zuteilung dieser Schichtenfolge zu der unteren Hauptstufe der Wissenbacher Schiefer, also nach Kayser zu derjenigen der Dachschiefergrube Königsberg im Ruppachtale.

Sandig-quarzitische Einlagerungen charakterisieren die folgende Stufe der »Oberen Pteropodenschiefer mit Quarziten«. Die Pteropodenschiefer setzen in derselben Beschaffenheit, häufig als Dachschiefer ausgebildet, fort. Die Quarzite und quarzitischen Sandsteine sind bankweise den Schiefern eingelagert oder treten zu 3—20 m mächtigen Zonen zusammen und bilden dann langgestreckte Felsriffe und Bergkämme (»Tälchen«, Hainpracht, Sackpfeife, Rödern usw.). Im Gegensatz zu höheren, oberdevonischen, sandig-quarzitischen Gesteinen, die ihnen im übrigen sehr ähneln können, treten sie niemals in Verbindung

mit Rotschiefern auf. Ein gutes Merkmal scheint auch zu sein das fast regelmäßige Auftreten dünner Überzüge und Flecken von Roteisenstein auf allen Schichtflächen, Klüften, Spalten und Druckflächen. In der Regel läßt aber schon ihre Stellung im Schichtenverband Zweifel über ihr geologisches Alter nicht aufkommen. Fossilien scheinen in den Quarziten zu fehlen, in den Schiefern sind schlecht erhaltene Orthoceren, Brachiopoden und Pteropoden selten.

Ziehen wir die Nachbargebiete zum Vergleich heran, so werden im Dillgebiet linsenförmige Einlagerungen quarzitischer Sandsteine in den Tentakulitenschiefern von KAYSER[1]) mit diesen zum Unteren Mitteldevon gestellt.

LIEBER[2]) stellt die entsprechenden Schichten des Buchenauer Gebietes (»obere, quarzitische Zone der Tentaculitenschiefer«) in das Obere Mitteldevon, veranlaßt durch den Fund eines Steinkernes von *Stringocephalus Burtini* in styliolinenreichen Schiefern bei Altenvers (Bl. Gladenbach). Die kieseligen Schiefer und »Styliolinenkalke« von Buchenau, die LIEBER damit in Parallele setzt, liegen aber nach seiner eigenen Angabe (a. a. O. S. 19) im Hangenden der Quarzite. Sie gehören nach meinen Aufnahmeergebnissen, wie wir sehen werden, bereits der folgenden Stufe an.

LIEBRECHT (Beiträge zur Geol. u. Paläont. des Gebietes um den Dreiherrnstein. Dies. Jahrb. 1911, I, S. 443) erklärt die fragliche Stufe gleichfalls für ein Äquivalent der Schichten mit *Stringocephalus Burtini*, ohne andere Gründe dafür beibringen zu können, als ihre stratigraphische Stellung zwischen seinen größtenteils unter-mitteldevonischen »Ilseschiefern« und sicher oberdevonischen Schichten.

Dagegen betonen Graf MATUSCHKA[3]) und HENKE[4]) übereinstimmend den Zusammenhang der Dachschiefer von Fredeburg

[1]) Erläuterungen zu Bl. Dillenburg (Lieferung 101) S. 11.

[2]) H. LIEBER, Beiträge zur Geologie des Rimberggebietes bei Marburg. Bamberg 1917.

[3]) Graf MATUSCHKA, Die Dachschiefer von Berleburg. Dissert. Göttingen 1886.

[4]) W. HENKE, Zur Stratigraphie des südwestlichen Teiles der Attendorn-Elsper Doppelmulde. Dissert. Göttingen 1907.

und Raumland-Berleburg mit den echten Lenneschiefern. Die Dachschiefer von Raumland-Berleburg mit ihren Quarziten sind nun aber, wie ich mich auf mehreren Exkursionen überzeugt habe, identisch mit unserer quarzitischen Zone der Tentaculitenschiefer. Der dortige Dachschieferbergbau hat eine Reihe von Fossilien geliefert, durch die Graf Matuschka veranlaßt worden ist, die Berleburger Dachschiefer in das obere Niveau der Wissenbacher Schiefer, die Zone der Grube Langscheid im Ruppachtale, zu stellen. Ich schließe mich für das Blatt Biedenkopf dieser Auffassung an und rechne demnach die fragliche Stufe noch zum Unteren Mitteldevon.

Auf die quarzitische Zone der Tentaculitenschiefer folgt regelmäßig eine leicht kenntliche und daher für die Kartierung sehr wichtige Stufe, die wir vorläufig als die der »Styliolinenschiefer und -Sandsteine« bezeichnen wollen. Sie besteht aus Schiefern von grünlichgrauer bis dunkler Färbung; auch feingebänderte Schiefer sind häufig. Mit ihnen wechsellagern charakteristische Sandsteine. Meist überwiegen die Schiefer, bisweilen halten sich aber Schiefer und Sandsteine die Wage. Die in unverwittertem Zustand graublauen Kalksandsteine gehen durch Verwitterung über in gelblichbraune, stark eisenschüssige, poröse, feinkörnige Sandsteine mit außerordentlich deutlich ausgeprägter diskordanter Parallelstruktur. Sie zerfallen meist dünnplattig, durch Verwitterung tritt die Struktur und vor allem der Fossilinhalt deutlich hervor. Die Schichtflächen sind vielfach ganz bedeckt von den Hohldrucken der Pteropodenschälchen, die meist gleichsinnig, mit der Spitze nach derselben Richtung, orientiert sind. Seltener sind kleine Brachiopoden-Steinkerne. Wie in den Sandsteinen, so sind auch in den begleitenden Schiefern Fossilien verhältnismäßig häufig. Neben Pteropoden und wenig günstig erhaltenen Zweischalern und Brachiopoden ist vor allem ein *Trimerocephalus* an mehreren Fundorten häufig. Er steht nach freundlicher vorläufiger Bestimmung des Herrn R. Richter in Frankfurt *T. micromma* zwar nahe, ist aber nicht mit ihm identisch. In diesem Zusammenhang verdient eine Bemerkung Lieber's

Beachtung, nach der eine *T. micromma*-ähnliche Form in obermitteldevonischen, kieseligen Schiefern der Dillenburger Gegend vorkommt. Lieber schließt im benachbarten Buchenauer Gebiet das Mitteldevon mit »kieseligen Schiefern und damit wechsellagernden bläulichen, glitzernden Styliolinenkalken« ab und parallelisiert sie mit jenen Schiefern von Dillenburg, deren Alter durch Diabasmandelstein- und Schalsteineinlagerungen gegeben ist. Auch Herr Kegel, der die Styliolinensandstein-Stufe des Blattes unter meiner Führung kennen gelernt hat, bestätigt, daß Sedimente derselben Ausbildung und stratigraphischen Stellung in der Wetzlarer Gegend in Verbindung mit Schalsteineinlagerungen auftreten. Bei Biedenkopf scheinen Schalsteine zu fehlen, dagegen treten in den fraglichen Schichten bei Ludwigshütte auf beiden Lahnufern körnige, intrusive Diabase auf. Daß der Fund eines Kernes von *Stringocephalus Burtini* auf dem Blatte Gladenbach Lieber veranlaßt hat, nicht nur diese hangendsten Schichten des Mitteldevons, sondern auch die tieferliegende quarzitische Zone der Pteropodenschiefer zum Oberen Mitteldevon zu rechnen, ist bereits erwähnt worden. Ich möchte dagegen nur diese hangende Stufe der Styliolinenschiefer und -sandsteine, bei Biedenkopf übrigens die einzige im Mitteldevon, die in ihren sandigen Gesteinen regelmäßig einen gewissen Kalkgehalt aufweist, mit dem Stringocephalenkalk in Parallele setzen.

Die Stufe, deren Mächtigkeit sich bei Ludwigshütte auf etwa 130 m schätzen läßt, ist auf der SO-Seite des Mitteldevonsattels von Ludwigshütte bis Holzhausen und weiter als fortlaufendes Band im Hangenden entwickelt, daneben aber auch zwischen den nächst älteren mitteldevonischen Schichten eingefaltet. Möglicherweise kommt hier auch eine Wechsellagerung zwischen Quarziten und Styliolinenschiefern und -sandsteinen in Betracht. Wie dem auch sei: eine Ausscheidung dieser charakteristischen Stufe mußte vorgenommen werden, schon im Interesse der tektonischen Gliederung des Gebietes.

Oberdevon.

Die sandig-schiefrige Facies-Entwicklung, die das Mittel-

devon von Biedenkopf ausschließlich beherrscht, setzt auch weiterhin ins Oberdevon fort. Die Stufe der Styliolinen-Sandsteine des Oberen Mitteldevons wird überlagert durch grünlichgraue bis fast schwarze, häufig gebänderte Schiefer mit Pteropoden. Eine wesentliche Änderung gegenüber der Ausbildung der vorigen Stufe ist also nicht eingetreten. Dunkle, Alaunschiefer-ähnliche Lagen herrschen vor; im Liegenden, nahe der Grenze zu den Styliolinen-Sandsteinen treten an der Pinnhecke bei Ludwigshütte und anderwärts dickbankigere, kieselige Lagen auf, welche äußerlich auf den ersten Blick an die Flinzkalke des Bergischen Landes erinnern, aber keinen oder nur einen geringen Kalkgehalt aufweisen. Sie sind erfüllt von zahllosen, meist in Brauneisen umgewandelten und sich deshalb deutlich von dem schwarzen Schiefergrund abhebenden Pteropoden. Sonst haben sich nur winzige Einzelkorallen südlich der Hahnenbalz bei Holzhausen in dieser Stufe gefunden. Charakteristisch ist ferner die Einlagerung grünlicher Kieselschiefer, so an der Chaussee von Eifa zur Station Eifa. Überhaupt wechselt der Kiesel- und Tongehalt der Schieferstark, und Hand in Hand damit erfolgt auch ein Wechsel in der Farbe. Gelblichbraune und hellgrünlichgraue Schiefer wechsellagern unvermittelt mit schwarzen Lagen und rufen eine Bänderung hervor, die, insbesondere im nördlichen Teil des Blattes, bei Eifa und Holzhausen, die Stufe leicht erkennen läßt.

Diese Bandschiefer sind von Ludwigshütte über Eifa bis Holzhausen zwischen den Styliolinen-Sandsteinen einerseits und den Sandsteinen und Schiefern des höheren Oberdevons andererseits zu verfolgen. Daß sie sich aufs engste an die mitteldevonischen Schichten anschließen, ist nicht zu leugnen. Sie gehen in südöstlicher Richtung in die »Buchenauer Schichten« Lieber's über und sind dort durch die Einlagerung von kieseligen und plattigen, dunklen Kalken, lokal außerdem durch die Zwischenschaltung kalkreicher Schalsteine charakterisiert. Wie sie sich zu diesen Komponenten der »Buchenauer Schichten« verhalten, und ob diese der Intumescens-Stufe oder — wie Wede-

KIND[1]) will — in der Hauptsache dem Oberen Mitteldevon anzugliedern sind, wird die weitere Kartierung ergeben. Im kartierten Gebiet fehlen jedenfalls diesem Schichtenverband alle Einlagerungen tuffartiger Gesteine. Kalkige Einlagerungen sind nur einmal im Arnoldgrund nördlich Biedenkopf in Form einer dunklen, fast schwarzen, feingebänderten, aber leider fossilleeren Linse, nachgewiesen worden, und Gesteine, die sich mit der — nach WEDEKIND im Hangenden auftretenden und nach ihm allein oberdevonischen — »Amönauer Tuffbreccie« vergleichen ließen, vermissen wir im Nordwesten noch völlig.

Die Auflagerung der Schichten des höheren Oberdevons auf diejenigen der eben beschriebenen Stufe scheint konkordant zu sein und ohne scharfe Grenze zu erfolgen, und zwar sind es in der Hauptsache Sandsteine, die das jüngere Oberdevon einleiten. Zunächst sind die verschiedenen Sandsteinhorizonte dieser Abteilung unter dem Namen »Pönsandsteine« zusammengefaßt worden, die letztjährigen Aufnahmen haben aber gezeigt, daß zum mindesten in einzelnen Gebieten des Blattes zwei Sandsteinhorizonte unterschieden werden können, ein ziemlich konstanter Horizont an der Basis, ein oder mehrere weniger deutliche Horizonte im Hangenden der Kalkknotenschiefer. Dies zeigen vor allem die schönen Aufschlüsse an der Chaussee von Hatzfeld nach Beddelhausen, wo das höhere Oberdevon einen normal entwickelten Sattel bildet. Der Sattelkern liegt am Schaafhort. Die Sandsteine dieses Niveaus sind auf dem Südufer der Eder (gegenüber dem Schaafhort), dickbankig, vielfach quarzitisch und wechsellagern mit blaugrauen, sandig-glimmerigen Schiefern bis Sandsteinschiefern mit schlecht erhaltenen Pflanzenresten. Im Hangenden nehmen die schiefrigen Einlagerungen zu, die Sandsteine werden mürber und zeigen kalkiges Bindemittel (Schaafhort). Dieser durch mächtige quarzitische Einlagerungen charakterisierte Sandsteinhorizont ist ferner in der Biedenkopfer Oberdevonmulde zu

[1]) WEDEKIND, Über die Ausbildung des Oberdevon in der Umrandung des Siegerländer Blockes. Nachrichten von der Kgl. Gesellsch. d. Wissensch. Göttingen, Math.-phys. Klasse 1919, H. 3, S. 440.

verfolgen von der Aufspringe bei Biedenkopf über den Schloßberg bei Biedenkopf, Eckerseite und Steckelnberg, von dort ab weniger deutlich bis Eifa. Von Eifa ab in nordöstlicher Richtung ist er undeutlich entwickelt und wird zum Teil entweder von schiefrigen Ablagerungen vertreten oder ist an Störungen unterdrückt. Ich möchte ihn mit dem westfälischen Plattensandstein in Parallele setzen.

Über dem unteren Sandsteinhorizont folgen zwischen Hatzfeld und Beddelhausen grüne und rote Schiefer mit vereinzelten, wulstigen Kalksandsteinbänkchen, sodann — ausgezeichnet aufgeschlossen — eine etwa 10 m mächtige Zone grellroter, grüngebänderter Schiefer mit einzelnen, lagenförmig angeordneten Kalknieren — Kalkknotenschiefer. Eine kartographische Darstellung dieses wichtigen Horizontes ist leider nicht möglich.

Über den Kalkknotenschiefern folgen nochmals rote und vor allem grünliche und graue Schiefer, in denen ein oder mehrere Sandsteinhorizonte auftreten. Die Sandsteine, die hier nirgends quarzitisch, sondern in unverwittertem Zustand stets kalkig und flaserig-wulstig entwickelt sind, treten bankweise überall zwischen den Schiefern auf, schließen sich aber auch zu einzelnen Zonen zusammen. Vielfach, so besonders in der Umgebung von Laisa, halten sich Schiefer und Sandsteine die Wage. Jedenfalls handelt es sich hier um keinen einheitlichen Horizont, sondern um Sandsteinpakete, die in verschiedenen Niveaus auftreten können. Sie treten nur in der Nordwestecke des Blattes (westlich und südwestlich Hatzfeld) deutlicher in Erscheinung und sind hier kartographisch darstellbar.

Den Abschluß des Oberdevons bilden vorwiegend grünlichgraue, niemals rote Schiefer, die, insbesondere in ihrem Hangenden, durchzogen werden von gelblichbraun verwitternden, zähen Eisenkalksteinbänken (Oberndorf-Mühle bei Hatzfeld, Eifa). Bei Eifa, wenige 100 m nördlich des Dorfes, enthalten diese Bänke Spuren von leider ganz unkenntlichen Versteinerungen.

Untercarbon (Culm).

a) Die Stufe der Liegenden Alaunschiefer.

Im nördlichen Teile des Blattes, ungefähr nördlich der Linie Weifenbach-Dexbach, schiebt sich zwischen den grauen oberdevonischen Schiefern und den geschlossenen Lyditen des Culm eine Schichtfolge ein, die leicht kenntlich ist und daher für die Kartierung einen wichtigen Leithorizont darstellt. Nach kurzer Wechsellagerung stellen sich einheitliche tiefschwarze Alaunschiefer ein, die, ebenso wie die Lydite, der Spezialfaltung außerordentlich unterliegen, weshalb ihre Mächtigkeit sehr viel größer erscheint, als sie in Wirklichkeit beträgt. Auch bei Biedenkopf fehlen sie nicht und sind z. B. am Eschenberg zwischen Deckdiabas und der Stufe der Lydite in einer Mächtigkeit von 3—4 m aufgeschlossen. Im Norden des Blattes bilden sie aber allgemein infolge der Spezialfaltung darstellbare Bänder an der Basis der Lydite, in die sie ohne scharfe Grenze übergehen. Fossilien haben sich in diesem Niveau nicht gefunden.

b) Die Stufe der Lydite, Kieselschiefer und Kieselkalke.

Diese Stufe zerfällt in zwei Unterabteilungen, die zwar in Aufschlüssen gut zu beobachten, kartographisch aber nicht zu trennen sind. Über den Liegenden Alaunschiefern folgt zunächst eine Abteilung verhältnismäßig dickbankiger, grauer bis fast schwarzer Lydite. Weniger einheitlich ist die hangende Abteilung zusammengesetzt. Die Gesteine sind hier dünnplattig und bunt gefärbt; graue, grünliche, rötliche, ja blutrote Kieselschiefer wechsellagern in rascher Folge mit grauen bis grünlichgrauen, kalkig-kieseligen Lagen. Kieselkalke und auch reine Crinoidenkalke finden sich nur in dieser Abteilung. Letztere können zu Bänken von mehr als 1 m Mächtigkeit anschwellen, so im Eisenbahneinschnitt westlich Bahnhof Hatzfeld. Sie bilden außerordentlich harte, zähe, schwer verwitternde Gesteine. Außer in den Crinoidenkalken finden sich Fossilien, hauptsächlich Brachiopoden (*Productus*) in schlechter Erhaltung, meist völlig plattgedrückt, in rötlichen und grünlichen Kieselschiefern dieser Ab-

teilung, so am Hardenberg bei Dexbach, am Ederberg bei Hatzfeld, nördlich Weifenbach usw.

c) Die Stufe der Hangenden Alaun- und der Culmtonschiefer (Posidonienschiefer).

Auch die Untergrenze dieser Abteilung ist nicht scharf. Kieselschieferartig polygonal brechende Gesteine setzen zunächst noch in einzelnen Lagen fort, nachdem sich bereits Alaun- und Tonschiefer mit *Posidonia Becheri* eingestellt haben. Bald aber gewinnen diese die Alleinherrschaft. Im Liegenden wechsellagern schwarze, rostbraun verwitternde Alaunschiefer und graublaue Tonschiefer mit einigen außerordentlich zähen Eisenkalksteinbänkchen, die stellenweise die Beschaffenheit von Crinoidenkalken annehmen. *Posidonia Becheri* bedeckt in Exemplaren aller Größen ganze Schichtflächen der Alaun- und Tonschiefer. Daneben finden sich in einzelnen Lagen massenhaft Ostrakoden, auch kleine Orthoceren, *Glyphioceras*-Arten, Phillipsien, Zweischaler und Pflanzenreste. Die Eisenkalksteine sind oft völlig durchsetzt von Hohldrücken, die auf *Glyphioceras sphaericum* zurückzuführen sind. Außerdem treten hier noch große Orthoceren, *Productus* und Crinoiden auf, doch sind bestimmbare Stücke selten und schwer aus dem zähen Gestein zu gewinnen.

Die an der Basis der Stufe die Überhand gewinnenden Alaunschiefer machen bald den Tonschiefern Platz, die ab und zu noch *Posidonia Becheri* enthalten, im allgemeinen aber fossilleer sind. Die Gesamtmächtigkeit der Abteilung mag 20—40 m betragen. Gute Aufschlüsse liegen bei der Schloß-Ruine Hatzfeld, bei der Oberförsterei Hatzfeld und an der Ederlust.

Obercarbon.

Wie im Westfälischen, so ist auch hier die Obergrenze des Culms unter die erste mächtigere Grauwackenbank gelegt worden. Verfährt man derart, so fallen in den Culm überhaupt keine deutlichen Grauwacken, wenigstens im nördlichen Teile des Blattes, in dem besonders günstige Aufschlüsse liegen. Ich verhehle mir nicht, daß diese Grenze ein Kompromiß bedeutet und den Be-

dürfnissen des kartierenden Geologen angepaßt ist. Nur diese »Grenze« ist kartierbar; sie wird als solche auf den Karten auch in Erscheinung treten müssen, wenn feststeht, daß ein großer Teil der Grauwacken und Schiefer im Hangenden der Posidonienschiefer noch dem Culm angehört. Goniatiten sind bisher in diesen Schichten nicht gefunden, dagegen ist es mir gelungen, in Tonschiefern, die hoch über den Culmschiefern, zwischen mächtigen Grauwacken eingelagert, bei Hatzfeld auftreten, neben unbestimmbaren Pflanzenresten Posidonien nachzuweisen, die der *Posidonia Becheri* zum mindesten sehr nahe stehen.

Das »Flözleere« legt sich auf Blatt Biedenkopf nach den bisherigen Aufnahmen überall konkordant auf die Culmtonschiefer auf: eine Diskordanz, die etwa derjenigen an der Basis der Gießener Grauwacke entspräche, ist nirgends nachweisbar.

Es ist versucht worden, das äußerst einförmige, aus graublauen Tonschiefern und meist fein- bis mittelkörnigen Grauwacken aufgebaute »Flözleere«, dadurch näher zu gliedern, daß mächtigere, morphologisch hervortretende Grauwackenbänke oder ganze Zonen, in denen Grauwacken sich häufen, herausgehoben werden. Leider ist es nicht gelungen, diese Gliederung gleichmäßig durchzuführen. Die bisher durchgeführte Ausscheidung der Grauwackenbänke hat zu einer klaren Erkenntnis der Schichtenfolge noch nicht geführt. Die einzelnen Grauwackenbänke zeigen meist keine durchgreifenden Unterschiede. Fein-, mittel- und grobkörnige Grauwacken verteilen sich nicht auf bestimmte Horizonte, quarzitische Einlagerungen fehlen. Es ist aber zu hoffen, daß es gelingt, auf dem bisher eingeschlagenen Wege bei der fortschreitenden Kartierung wenigstens zu einer Gliederung in großen Zügen zu gelangen.

Die paläovulkanischen Eruptivgesteine.

Im kartierten Gebiet fehlen saure Eruptivgesteine völlig, es handelt sich ausschließlich um Diabase oder diabasähnliche Gesteine. Sie spielen im Mittel- und besonders im Oberdevon und, wie wir im folgenden sehen werden, im unteren Teil des Culm eine sehr wichtige Rolle, teils durch ihre Verbreitung, teils durch

ihre Wirkungen auf das Nebengestein. Die erste Aufgabe der Kartierung war es, die geologische Stellung der Diabase soweit wie möglich aufzuklären. Die petrographische Untersuchung der wichtigsten Diabasvorkommen des Gebietes ist bereits von R. Brauns und seinen Schülern, insbesondere von W. Berkermann[1]), neuerdings auch von Lieber und Hüffner durchgeführt worden. Die Ergebnisse der Kartierung, insbesondere die Feststellung, daß die eruptive Tätigkeit bis in den Culm hinein sich fortgesetzt hat, sollen die Anregung geben zu weiteren petrographischen Untersuchungen, die der geologischen Position in höherem Maße Rechnung tragen, als bisher möglich war.

Auf Blatt Biedenkopf treten Diabase erstmalig im Oberen Mitteldevon, in den Styliolinenschiefern und -sandsteinen auf und zwar in der Umgebung von Ludwigshütte auf beiden Ufern der Lahn. Sie tragen den Charakter echter Intrusivlager und Stöcke. Es sind hypidiomorph-körnige essexitische Diabase mit viel Orthoklas, reichlichem Apatit und vollkommen zersetztem Augit. Bemerkenswert ist das häufige Vorkommen von Glimmer. Obermitteldevonische Diabasmandelsteine und Schalsteine scheinen nach den bisherigen Feststellungen bei Biedenkopf zu fehlen.

Die oberdevonischen Diabase sind hauptsächlich in der Umgebung von Katzenbach, am Schwanert, Hasenhardt und Arennest verbreitet. Hier treten mächtige Stöcke und Lager zwischen den oberdevonischen Schiefern und Pönsandsteinen auf, die meist deutliche Kontakterscheinungen aufweisen. Weit verbreitet sind hier vor allem die Diabase von grob- bis mittelkörniger Struktur, echte Intrusivmassen von blau- bis dunkelgrüner Farbe, die auf der alten Ludwig'schen Karte meist als Hypersthenfels oder Gabbro bezeichnet werden.

Sind die Sedimente im Hangenden der Diabase kontaktmetamorph, so ist es natürlich nicht schwer, ihre geologische Stellung zu präzisieren. Solche intrusiven Diabase sind z. B. die mächtigen Lager am Nordwestabhange des Schwanert, am Südost-

[1]) W. Berkermann, Über die Diabase der oberen Lahn. Dissert. Marburg.

hange des Hasenhardt und am Arennest. Intrusiv sind auch die Vorkommen am Altenberg und an der Aufspringe, sowie im Cypridinenschieferbruch westlich Biedenkopf, wo sich deutliche beiderseitige Kontakterscheinungen und in das Nebengestein vordringende Apophysen feststellen lassen; in anderen Fällen ist aber die Entscheidung, ob Intrusion oder Deckenerguß vorliegt, sehr schwierig. Wir kommen damit zu denjenigen Diabasen, die von KAYSER unter dem Namen »Deckdiabas« zusammengefaßt werden. Das Vorkommen von echten Deckdiabasen mit ihren wulstigen, gekröseartigen Oberflächenformen, wie sie besonders typisch im Dillgebiet auftreten, wird von BERKERMANN für die Biedenkopfer Gegend geleugnet, während LIEBER das Vorkommen von typischem Deckdiabas für die Buchenauer Gegend zugibt. Nach meinen Aufnahmen fehlen Deckdiabase bei Biedenkopf zwar nicht völlig, spielen aber bei weitem nicht die Rolle wie im Dillgebiet. Am Eschenberg bei Biedenkopf treten über oberdevonischen Schiefern und unter den liegenden Alaunschiefern des Culm Diabase auf, die in der Hauptsache körnige Struktur zeigen, und in denen Mandelsteine meist nur auf die äußerste Oberfläche beschränkt sind. Die Auffassung E. KAYSER's und seiner Schüler, daß die Diabasergüsse mit dem Oberdevon ihren Abschluß erreicht hätten, kann ich für das Gebiet von Biedenkopf nicht teilen. LIEBER weist im Buchenauer Gebiet auf einzelne schmale Diabasvorkommen in unzweifelhaft carbonischen Sedimenten hin, stellt sie aber zum Deckdiabas und faßt sie dementsprechend als schuppenförmige Durchbrechungen der jüngeren Schichten auf. Den Nachweis von reichlicher chloritischer Substanz in einer Kalkbank des Culm-Kieselschiefers von Amönau findet er in diesem Zusammenhang auffallend, hilft sich aber damit, daß er dieses diabasische Material auf aufgearbeitete devonische Tuffe zurückführt (S. 29). Näher liegend scheint mir die Erklärung von R. BRAUNS zu sein, der (Sitzungsber. Berl. Akad. Wissensch. 1905, 30, S. 630) bei der Beschreibung eines glasreichen Tuffes aus dem culmischen Kieselschiefer am Bahnhof Herborn ausführt, daß er »vielleicht der letzte Zeuge einer späten,

in die Zeit der Ablagerung des Kieselschiefers fallenden schwachen Eruption« ist. Berkermann wiederum kennt aus dem Culm keine Diabase, ebensowenig Hüffner[1]), der im benachbarten Culmgebiet von Eckelshausen (Bl. Buchenau) zwar schmale Diabasvorkommen kartiert, sie aber — wie Lieber und, auf den Dillblättern, Kayser — als aufgepreßte und in nordwestlicher Richtung überschobene Schollen darstellt. Wohl ist es den genannten Autoren aufgefallen, daß sich im »Deckdiabas« sehr häufig dünne, weithin zu verfolgende Zwischenlagen von Sedimentgesteinen finden, die von den Kieselschiefern des Culm äußerlich nicht zu unterscheiden seien. Lieber spricht deshalb von einer Aufeinanderfolge vieler kleiner Ergüsse, die er aber ins Oberdevon verlegt. Eine solche hat in der Tat in den »Deckdiabasen« des ganzen kartierten Gebietes zwischen Katzenbach, Biedenkopf und Dexbach stattgehabt und zwar in der Hauptsache während der Ablagerung der Liegenden Alaunschiefer und der Culm-Lydite. Die Wechsellagerung zwischen Diabas, Alaunschiefer und Lydit wiederholt sich hier so oft, daß sie im Maßstab 1 : 25000 auch nicht annähernd darstellbar ist. Es soll nicht geleugnet werden, daß vereinzelt auch kontaktmetamorphe oberdevonische Schiefer beteiligt sind; bei einiger Übung sind diese aber mit Sicherheit von den culmischen Alaunschiefern und Lyditen zu unterscheiden. Unmöglich können alle diese in Wechsellagerung mit Diabasen auftretenden Kieselschiefer als kontaktmetamorphe Oberdevonschiefer aufgefaßt werden, denn bei solchen wird das extreme Stadium der Adinole nur ausnahmsweise und meist nur in der nächsten Nachbarschaft der Diabase erreicht, während der Übergang in die normalen Schiefer meist sehr bald durch gehärtete muschelig-scharfkantig brechende Schiefer und Knotenschiefer-ähnliche Spilosite und Desmosite vermittelt wird. Im fraglichen Gebiet ist eine Differenzierung der von Diabaseinlagerungen durchsetzten Kieselschiefer in der Regel nicht festzustellen. Tritt eine solche in Erscheinung, so hält sie sich an die unmittelbare

[1]) E. Hüffner, Beiträge zur Kenntnis des deutschen Culms. Dies. Jahrb. 1914, 35 I, S. 448.

Berührungsfläche beider Gesteine. Die Kieselschiefer schließen sich dann zu mächtigen, klippenartig hervortretenden Blöcken zusammen, die den Eindruck teilweise geschmolzener und ihrer Schichtung beraubter hornfelsartiger Massen hervorrufen. Nach meiner Überzeugung handelt es sich hier um Kontakterscheinungen an culmischen Lyditen. Solche sind beispielsweise zu beobachten am Leiseköppel, Fließbachkopf und an den Johannisköpfen, in kleinerem Maßstab auch vielfach anderwärts.

Beweisend für das culmische Alter mancher Diabase sind endlich auch gangförmige Vorkommen, die die Culm-Lydite teils senkrecht, wie am Lippershardt südöstlich Biedenkopf, teils in spitzem Winkel zum Streichen, wie am Südostabhang des Eschenbergs bei Biedenkopf, durchbrechen.

Paläopikrit ist bisher nur in Verbindung mit jungoberdevonischen Diabasen nördlich Katzenbach am Südabhange des Hasenhardt und nordöstlich von Arennert nachgewiesen. Der Mangel an Paläopikriten im oberen Lahngebiet — im Gegensatz zum Dillgebiet — wird von Berkermann darauf zurückgeführt, daß an der oberen Lahn eine größere Menge von olivinführenden Diabasen vorhanden ist. Es besteht sogar die Vermutung, daß abweichend vom Dillgebiet alle Diabase der oberen Lahn Olivindiabase sind, wenn sie auch diesen Bestandteil wegen seiner Neigung zur Verwitterung nicht mehr erkennen lassen.

Über die hauptsächlich auf der Osthälfte des Blattes verbreiteten jüngeren Ablagerungen (Zechstein, Buntsandstein, Diluvium) sowie über die tektonischen Ergebnisse soll nach Abschluß des Blattes berichtet werden.

Herr Bücking berichtete über den nördlichen und östlichen Teil des Blattes Rommerz.

Während im nordöstlichen Teil die untere Stufe des Mittleren Buntsandsteins (der Hauptbuntsandstein sm1) in der gleichen Ausbildung wie auf dem anstoßenden Blatt Weyhers an der Oberfläche herrscht, breitet sich im südöstlichen Teil besonders die obere Stufe des Mittleren Buntsandsteins (der Bausand-

stein sm2) aus, am Südrande des Blattes überlagert von Braunkohlen-führendem Miocän und deckenartig ausgebreitetem Basalt (Dolerit und dichterem Plagioklasbasalt). Von Flieden aufwärts finden sich auch verschiedene größere und kleinere Durchbrüche von Basalt und erscheint an einzelnen Stellen über dem Buntsandstein sm2 noch Röth so. Ein gutes Profil in den Grenzschichten von sm2 und so zeigt der Einschnitt unterhalb des Nordportals des großen Eisenbahntunnels zwischen Flieden und Schlüchtern. Der Untere Buntsandstein und der unter ihm gelegene Obere Zechstein ist nur in den Schächten und in den Bohrungen des Kaliwerkes bei Neuhof-Rommerz aufgeschlossen.

Bei der für die 2. Auflage der Blätter Vacha und Berka (Gerstungen) erforderlichen Revision wurden die obere und die untere Grenze des Mittleren Buntsandsteins (sm gegen so und gegen su) in die neue topographische Unterlage eingetragen (auf Blatt Vacha auch die dort mehrfach gut aufgeschlossene Zone des Buntsandsteins sm2 ausgeschieden) und eine größere Zahl neuer Aufschlüsse sowohl im Diluvium als besonders im Tertiär bei Gerstungen und Untersuhl, sowie bei Oberzella unfern Vacha studiert. Auch eine größere Zahl von basaltischen Durchbrüchen wurde neu aufgenommen, namentlich der durch einen großen Steinbruch gut aufgeschlossene Basalt (Limburgit) des Öchsen und die durch zahlreiche und zum Teil sehr große Einschlüsse von Muschelkalk und Röt ausgezeichnete Schlotbreccie im Unteren Buntsandstein bei Vitzeroda nördlich von Vacha.

Herr Leppla berichtet über Neuaufnahmen auf Blatt Wehen (früher Platte).

Von diesem Blatt wurde nur die NW.-Ecke neu bearbeitet. Sie baut sich ausschließlich aus dunkelgrauen, sandigen, etwas rauhen und unebenflächigen Tonschiefern auf, die früher der Hunsrückstufe zugerechnet wurden, nach Al. Fuchs aber bereits dem Unter-Koblenz angehören. So einförmig wie die Schiefer in dem fast 5 km breiten Querschnitt aussehen, ebenso einförmig gestaltet sich ihre Lagerung: steil aufgerichtete Faltenzüge mit

nordwestlichem Einfallen. Die Quertäler sind unsymmetrisch und führen auf den nach Ost gewandten Hängen eine tiefgründige Verwitterung, auch am Fuß zuweilen lehmige und kiesige, altdiluviale Aufschüttungen an den Mündungen ins Aartal.

Störungen in diesem einförmigen Schiefergebirge können nur vermutet werden und werden erst dann eine tiefere Begründung finden können, wenn das benachbarte Quarzitgebiet nach neueren Anschauungen untersucht wird. Keinesfalls fehlen sie im Schiefergebiet.

Herr Leppla berichtet über Neuaufnahmen auf Blatt Königstein.

Die Arbeiten erstreckten sich auf kleinere Ergänzungen und Änderungen und auf die südöstliche Ecke des Blattgebietes. Über den Hauptteil der Neuaufnahme ist bereits 1919 eingehend berichtet worden. Die Arbeiten in der SO.-Ecke bezogen sich im wesentlichen nur auf das Diluvium. Von ihm wurde die Fortsetzung der Mosbach-Krifteler Talstufe nach Osten bis in die Nähe von Soden a. T. nachgewiesen und damit die seeartig erweiterte Form der Maintalung, als welche sich die Mosbach-Krifteler Stufe darstellt, bestätigt. Eine jüngere Talstufe (Kelsterbach?) schließt sich südlich gegen den Main (Höchst) zu an. Die außerordentlich verschwommene und undeutliche Begrenzung des Alluviums des Liederbaches gegenüber der jüngeren Talstufe und die Gestaltung der Alluvialfläche selbst bestätigen die bereits im vorigen Bericht angedeutete Annahme von sehr jungen Senkungen (oder Hebungen) des heutigen Maintales bezw. des Höchst-Frankfurt-Darmstadt-Mainzer Einbruches.

Die streichenden Abbruchsspalten bei Homburg, Kronberg und Soden, die hier überall Kohlensäure der Tiefe auslösen, verlieren sich bei Münster a. T. unter dem Pliocän oder schneiden an S-N- oder SO-NW-Spalten älterer Entstehung ab. Bemerkenswert ist, daß damit auch weiter nach W. das Aufdringen von Kohlensäure am Südfuß des Taunus oder am Nordrand des Mainzer Beckens aufhört. Sie fehlt weiter auch am Südfuß von Soon- und Hochwald, links des Rheines.

4. Provinz Hannover und Braunschweig.

Herr Fuchs berichtet über die Aufnahmen im Gebiete der Grube Rammelsberg bei Goslar am Harz.

Die Aufnahmen erstreckten sich zunächst nur auf das im Maßstab 1 : 5000 fertig vorliegende neue Blatt Herzberg und haben mit Rücksicht auf die für die Arbeit verfügbare kurze Zeit von 4 Wochen noch zu keinem abschließenden Ergebnis geführt. Das Gebiet ist im Maßstabe 1 : 25000 bereits von der Preuß. Geologischen Landesanstalt kartiert (Blätter Goslar und Zellerfeld) und durch A. Bode geologisch erläutert worden. Es hat sich bei der Neuaufnahme im Maßstabe 1 : 5000 herausgestellt, daß die in dem kleineren Maßstabe ausgeführte geologische Darstellung zwar eine vorzügliche Grundlage für weitere Untersuchungen bietet, daß indessen für manche Sonderfragen tektonischer Natur, die für den Bergbau von Wichtigkeit werden können, in dem größeren Maßstabe 1 : 5000 eine Gliederung der unterdevonischen und der unteren mitteldevonischen Schichten vorgenommen werden muß. Auch hierfür liegen wichtige Vorarbeiten von L. Beushausen und G. Dahmer vor[1]), die zu berücksichtigen sind.

Als vorläufiges Ergebnis kann mitgeteilt werden, daß im oberen Unterdevon des Blattes Herzberg am Ostgehänge des Bergtals zwischen den beiden Kellersköpfen (am Schalker und am Kükenkorbsweg) eine Zone schiefrig-sandiger Gesteine beobachtet wurde, die eine überraschende petrographische Ähnlichkeit insbesondere mit den Remscheider Schichten des Ebbesattels besitzt. Sie führt *Ctenodonta obsoleta*, *Murchisonia* sp. und zahlreiche Beyrichien. Vielleicht ist das Vorkommen den Giengelsberger Schichten zuzurechnen. Auf der Karte muß es jedenfalls ausgeschieden werden.

Für die Tektonik von Belang erscheint die Tatsache, daß die hangendsten Schichten des Unterdevons am Schleifweg süd-

[1]) G. Dahmer: Studien über die Fauna des Oberharzer Kahlebergsandsteins. I. Jahrb. Preuß. Geol. L.-A. für 1916, XXXVII, I.

lich vom Gosewasserfall bei einem Streichen von N 27—44° O ein NW-Einfallen von 67—82° besitzen und daß ein solches gelegentlich auch noch weiter südlich beobachtet wird. Die Überkippung ist demnach am NW-Hang des Herzbergs nicht vollständig.

Die Gliederung und Stratigraphie der Übergangsschichten zwischen dem Unter- und dem Mitteldevon bedarf einer erneuten Nachprüfung, insbesondere kann die übliche Parallelisierung mit bestimmten rheinischen Horizonten in ihrer heutigen Form kaum aufrecht erhalten werden, da im Harz in den noch zum obersten Unterdevon gerechneten Schichten mit *Spirifer speciosus* eine Vergesellschaftung von Arten auftritt, die im rheinischen Schiefergebirge niemals im Unterdevon gefunden wird, also Formen wie: *Calceola sandalina* LAM., *Cyathophyllum heterophyllum* M. E. H., *Cupressocrinus Urogalli* R., *Spirifer aculeatus* SCHNUR, *Spirifer speciosus* SCHLOTH., *Pentamerus productoides* R.; sie oder ihre nächsten Verwandten gehören dort zu den typischsten und allgemein verbreiteten Vertretern echter Mitteldevonfaunen.

Herr FUCHS berichtet über die Aufnahmen auf den Tiefbausohlen der Grube Eisenzecher Zug bei Eiserfeld.

Zwei Punkte können aus den Ergebnissen der bisherigen Untersuchung als erwähnenswert herausgegriffen werden: die Bewertung der frühvaristischen — präsideristischen — Faltung und die Bedeutung synklinaler und antiklinaler Hakenbildung an Verwerfungen und Gängen.

a) Die frühvaristische Faltung.

Das beste Beispiel für einen normalen Faltenbau der frühvaristischen Periode bietet die 670 m-Sohle, derzeit die tiefste. Das Schichtenstreichen liegt weit überwiegend zwischen ostnordöstlicher-nordöstlicher Richtung, das Einfallen wechselt wiederholt, so daß sich eine Reihe von Mulden und Sätteln unterscheiden läßt, die jedoch — wie auf allen Tiefbausohlen — nur geringe Spannweite besitzen. Ihrem Ausgreifen nach oben und in die Tiefe sind somit verhältnismäßig enge Grenzen gesetzt.

Das Faltenbild erinnert in mancher Hinsicht an die vielen, scharf geknickten, in dichter Folge aneinandergelegten und darum wenig tiefgreifenden Sättel und Mulden des Flözleeren im unteren Lenne- und Volmeprofil der Gegend von Hagen i. W. Es bleibt von dem Gange unbeeinflußt. Wo in dem Profil hin und wieder Ablenkungen des normalen Schichtenstreichens vorkommen, handelt es sich um geringfügige Stauchungen örtlicher Art in Sattel- bezw. Muldenkernen oder um kleine Schleppungen an Klüften und Ruscheln. Erst in nächster Nähe des Ganges machen sich die Wirkungen der ehemaligen Spaltenbildung in einer Ablenkung des Schichtenstreichens in die NNO-Richtung geltend. Letzteres kommt hier mit etwa N 18° O dem Gangstreichen, das fast nord-südlich verläuft, recht nahe, und das Einfallen der Schichten geht mit 47—62° nach NW, während dasjenige des eben erst angefahrenen Ganges noch nicht genau festzustellen war. Es müßte, nach Analogie mit den anderen Sohlen, ebenfalls mit etwa gleicher Stärke nach NW gerichtet sein.

Soweit sich das bisher übersehen läßt, besteht auf den Tiefbausohlen keine Übereinstimmung zwischen dem Gangverlauf und dem normalen Streichen der Schichten bezw. der Sattel- und Muldenachsen, wenn sie ungestört sind; vielmehr setzt der Gang unter einem spitzen Winkel durch dieselben.

b) Anti- und synklinale Hakenbildung an Verwerfungen und Gängen.

Nun besteht allerdings recht häufig eine auffallende Parallelität zwischen dem Verlauf des Gang- und des Schichtenstreichens. Sie kommt dadurch zustande, daß sich in der Nähe des Ganges die Schichten aus ihrer normalen Streichrichtung entfernen und dann eine ausgesprochene Neigung besitzen, der Streichrichtung des Ganges zu folgen. Die 500-, 550- und 610 m-Sohle bieten eine Fülle prächtiger Beispiele für dieses Verhalten. Wiederholt beobachtet man, daß die Schichten, wie auf Befehl jede Wendung des Ganges mitmachen. Sie folgen ihm beispielsweise in die NNO-Richtung, kehren sich mit ihm nach N—

NNW oder ganz unvermittelt und schroff in die seltenere OSO —SO-Richtung. Dabei entstehen dann Gebilde anti- und synklinaler Natur, deren Hauptstreichrichtung nicht der varistischen Faltung, sondern dem Gang parallel verläuft. Sie sind auch nicht auf die Wirkung des gebirgsbildenden Tangentialdruckes, sondern auf die tektonischen Bewegungsvorgänge an den Mineralgangspalten vor deren Ausfüllung zurückzuführen, stellen also eine Hakenbildung der Schichten an den Gängen bezw. Verwerfungen dar. Man hat es demnach mit typischen Schichtenschleppungen zu tun, die mit der Entstehung und der Art der frühvaristischen Falten nichts gemein haben und deshalb als synklinale und antiklinale Haken bezeichnet werden. Sie finden anderwärts im rheinischen Schiefergebirge Gegenstücke, beispielsweise an den Zwischengängen des Emser Ganggebietes, dann an Querstörungen aller Art, in besonders großartiger Weise an den Randspalten des Querhorstes von Wilbringhausen westlich vom Ebbegebirge. Derartige Gebilde können aber ebensogut an Störungen jüngeren Alters innerhalb des rheinischen Schiefergebirges auftreten, wie beispielsweise an den Randspalten der Triasgräben im Devon der nördlichen Eifel. Scheiden sie somit für die Bewertung des varistischen Faltenbaues aus, so können sie doch als Wegweiser für das Auftreten von Verwerfungen und Gängen erhebliche Bedeutung auch für praktische Zwecke erlangen.

Herr Keilhack berichtet über die Ergebnisse der geologischen Aufnahme der Insel Borkum.

Durch Feststellung des Vorhandenseins einer alten Karte im Maßstabe von ungefähr 1 : 24000, gezeichnet vom Landingenieur J. Tönnies 1713, die in einem mehr historischem Werke des früheren Auricher Archivdirektors Herquet über die Insel Borkum wieder abgedruckt wurde und zurzeit sich im Staatsarchiv in Aurich befindet, konnten einige interessante Angaben über die Umgestaltung der Insel in den letzten 200 Jahren gewonnen worden. Borkum besteht nicht aus zwei Inseln, wie Behrmann noch vor kurzem ausgeführt hat und wozu er sich

durch das Vorhandensein zweier getrennter Dünengebiete verführen ließ, sondern bildet eine einheitliche Insel, die nach N, S und SW durch tiefere Meeresteile, ertrunkene alte Flußtäler begrenzt wird, nach NW unter ganz flaches Meer untertaucht und nach O und SO vom Watt begrenzt wird, welches nur zur Flutzeit unter Wasser steht, bei Ebbe aber größtenteils trocken läuft. Die Dünen auf dieser großen flachen Sandplatte sind etwas sekundäres und, wie ein Vergleich mit der alten Karte zeigt, etwas sehr veränderliches. Heute haben wir ein einziges zusammenhängendes Dünensystem von den Sterklippdünen im O bis zu den Woldedünen im S. Aber der Dünenhals, welcher Ost- und Westland verbindet, ist eine junge Bildung, nämlich erst seit 1860 unter Anlehnung an einen von Menschenhand gezogenen Deich entstanden. Bis zu diesem Jahre gab es also auf der Insel zwei größere Dünengebiete, aber auch dieser Zustand hat sich erst in der Zeit zwischen 1713 und 1860 herausgebildet, denn die Karte von 1713 zeigt drei getrennte Dünengebiete, zwei auf dem West-, eins auf dem Ostlande; die Dünenpartie, die im Westlande 1713 außer der Hauptmasse noch vorhanden war, waren die sogenannten Woldedünen, die heute völlig mit den ersteren verwachsen sind. Um 1700 bildete der Nordrand der heutigen Kiebitzdelle den Rand der Sandplatte gegen das sehr viel kleinere Dünengebiet des Westlandes, während im Norden die Waterdelle bereits zur Sandplatte gehörte und die gesamten Norddünen von der Viktoriahöhe bis zur Rettungsstation am Jägerheim noch nicht vorhanden waren. Das Bild der Dünen ist also sehr wandelbar und diese selbst dürfen nicht für die Ansicht ins Treffen geführt werden, Borkum bestehe aus zwei verwachsenen Inseln; vielmehr ist die Insel der am höchsten emporgewachsene Teil einer ausgedehnten Sandplatte, die sich zwischen Wester- und Oster-Ems von OSO nach WNW erstreckt und als Borkumriff sich noch weit nach W fortsetzt.

Borkum gehörte am Ende der Eiszeit und während des älteren Abschnittes des Alluviums zum Festland; erst durch die Litorinasenkung kam der alte Festlandsboden 21 m unter dem Meeresspiegel

zu liegen und es erfolgte nun erst auf den glazialen Sanden und Geschiebelehmen die Aufschüttung junger muschelführender, kalkhaltiger, feiner Sande, die immer höher emporwuchsen, bis sie von der Flut nicht mehr überspült werden konnten. Dann begann die Dünenbildung. Tesch hat es wahrscheinlich gemacht, daß die ungeheure Sandzufuhr, die zum Aufbau der langen Dünen- und Inselreihe von Calais bis Wangeroog erforderlich war, begann, als die südliche Nordsee durch den Kanal mit dem Atlantischen Ozean in Verbindung gesetzt wurde und die Gezeitenströmungen nunmehr ihre Arbeit beginnen konnten. Er datiert diesen Vorgang der Abtrennung Englands vom Festland auf höchstens 6000, wahrscheinlich aber nur 2—3000 Jahre vor Christus zurück.

Heute wächst Borkum vor allem nach SW und die in Ausführung begriffene Ziehung einer Mole von 3 km Länge vom heutigen Endpunkte der Bahn nach WSW wird den Südstrand um $1^1/_2$ km vorschieben. Auch an den Norddünen des Westlandes findet starker Zuwachs wenigstens an den Dünen statt, der dahin führen wird, das Verbindungsstück zwischen Ost- und Westland erheblich zu verbreitern und damit zu verstärken. Auch auf der Nordseite des Ostlandes hat sich seit 1913 der Dünengürtel um 100—150—200 m verbreitert.

In Abbruch ist die Westküste von den Süddünen bis zu den Norddünen. Von 1713 bis zur Erbauung der 29 die Küste schützenden Buhnen ist der Dünengürtel beim Bade Borkum um etwa 400 m schmaler geworden. Ein weiterer Fortgang dieses Abbruches würde in etwa 100 Jahren das Dünenbild der Insel abermals sehr gründlich verändert haben.

Alte Dünen fehlen überhaupt auf Borkum. Wohl kann man in den Dünen einen Unterschied machen zwischen den nur mit Dünengräsern bewachsenen oder ganz kahlen Außendünen und den mit einem dichten Buschteppich bedeckten inneren Dünen, aber beide in bezug auf ihre Pflanzendecke so verschiedenen Dünen zeigen den gleichen Mangel irgend einer kräftigeren Verwitterung; keine Oxydation der Eisenverbindungen, keine beginnende Bleichsand- oder Ortsteinbildung zeugt für ein Alter der Dünen

von 400—500 Jahren oder mehr, und wir müssen deshalb die Gesamtheit der Borkumer Dünen als nach dem Mittelalter erzeugte Gebilde ansehen.

Eine bezeichnende Eigentümlichkeit der Borkumer Dünen sind die sogenannten Dellen, kilometerlange, 50—150 m breite, westöstlich verlaufende ebene Täler, die während eines großen Teiles des Jahres unter flacher Wasserbedeckung stehen. Es sind nicht vom Winde ausgeblasene Dünentäler, auch keine Wanderbahnen von Wanderdünen, sondern ausgesparte Reste der alten Strandplatte, von ihr abgetrennt durch Aufschüttung neuer Dünen in regelmäßigen Abständen von den bisherigen. So sind die Kiebitzdelle im Süden und die Waterdelle im Norden des Westlandes erst nach 1713, die gegabelte Delle südlich der Woldedünen wahrscheinlich erst in den letzten 50 Jahren entstanden. Durch das Aufsteigen des Grundwasserspiegels in den Dünen geraten die Oberflächen der Dellen unter den Grundwasserspiegel und sind nur zu Zeiten tiefen Grundwasserstandes trocken. Eine Entwässerung ist möglich und während des Krieges seitens der zahlreichen Besatzung vielfach zur Gewinnung von Kulturland durchgeführt.

Höchst bezeichnend sind die Unterschiede der Flora auf den geologisch verschiedenen Bildungen. Die folgenden Listen bringen eine Zusammenstellung besonders bezeichnender Pflanzen. Wir können nach der Flora auf der Insel unterscheiden:

1. Grasdünen.
2. Buschdünen.
3. Dünentäler (Dellen).
4. Außenweiden (Schlick oder anschlickiger Sand).
5. Brackwasserflora.
6. Binnenweiden (meist Moorerde oder humoser Sand).

1. Grasdünen.

Phleum arenarium L.
Ammophila arenaria Lk.
A. baltica Lk.
Elymus arenaria L.
Carex arenarius L.
Salsola Kali L
Honckenya peploides Ehrh.
Cakile maritima Scop.
Eryngium maritimum L. fast ausgerottet
Convolvulus Soldanella L. (nur an einer Stelle im Woldedünengebiete).

2. Buschdünen.

Salix repens L.
Rubus caesius L.
Hippophae rhamnoides L.
Polypodium vulgare L.
Silene Otites Sm.
Thalictrum minus L.
Lathyrus maritimus Big.
Viola canina L.
V. tricolor L.
Epilobium angustifolium L.
Galium verum L.
G. Mollugo L.
Jasione montana L. var. *litoralis* Fr.
Lotus corniculatus.
Hieracium murorum L.
H. umbellatum L.
Leontodon autumnalis L.

3. Dünentäler.

Poa pratensis L.
Schoenus nigricans L.
Eriophorum angustifolium Rth.
Carex trinervis Degl.
Juncus anceps Scharpe.
Orchis incarnata L.
Epipactis latifolia All.
Liparis Loeselii Rich.
Sagina maritima Don.
Cerastium tetrandrum Curt.
Drosera rotundifolia L.
Parnassia palustris L.
Potentilla anserina L.
P. tormentilla Sibth.
Anthyllis vulneraria L. var. *maritima* Schweigger.
Lotus corniculatus L. var. *tenuifolius* L.
Vicia lathyroides L.
Linum catharticum L.
Pirola rotundifolia L.
Pirola minor L.
Monotropa glabra L.
Calluna vulgaris Salisb.
Erica Tetralix L.
Gentiana campestris L.
G. amarella L.
Mentha aquatica L.
Pedicularis palustris L.
Euphrasia stricta Hort.
E. Odontites L.
Salix repens L.
Samolus Valerandi L.

4. Außenweiden.

Triglochin palustris L.
Tr. maritima L.
Scirpus maritimus L.
Juncus Gerardi L.
J. maritimus Lam.
Suaeda maritima Dum.
Salicornia herbacea L.
Obione pedunculata Moque-Tand.
O. portulacoides Moqu.-Tand.
Atriplex litorale L.
Spergularia salina Presl.
Sp. marginata Kittl.
Cochlearia anglica L.
C. danica L.
Trifolium fragiferum L.
Hydrocotyle vulgaris L.
Apium graveolens L.
Oenanthe aquatica Lam.
Glaux maritima L.
Samolus Valerandi L.
Armeria maritima Willd.
Statice Limonium L.
Erythraea Centaurium L.
E. linariifolia Pers.
Plantago Coronopus L.
Pl. maritima L.
Aster Tripolium L.
Inula britannica L.
Artemisia maritima L.

6. Brackwasserflora.

Zostera marina L.
Z. nana Rth.
Zannichellia palustris L.
Ruppia maritima L.
mehrere Potamegoton-Arten.
Batrachium Baudotii v. d. Borch.
Peplis Portula L.

5. Die Binnenweiden

sind reine Kulturwiesen und ermangeln einer bezeichnenden natürlichen Flora.

Herr Behrend berichtet über wissenschaftliche Ergebnisse bei der Kartierung 1920.

Eine interessante Aufgabe bei der Kartierung der Blätter Hamersleben, Jerxheim und Hessen bildete die Verfolgung der Ergebnisse der Bohraufschlüsse im alten Urstromtal des »Großen Bruches«, die bei den Vorarbeiten für die geplante Südlinie des Mittellandkanals hergestellt wurden. Sie ergaben zunächst, daß das Große Bruch ein lediglich durch die Erosion fließenden Wassers entstandenes Flußtal ist, das durch den diluvialen Geschiebemergel hindurch in die mesozoischen Schichten des Untergrundes tief eingeschnitten ist.

Die Ausfüllung des gewaltigen Taltroges ist jungdiluvial bis altalluvial und in großer Regelmäßigkeit folgendermaßen zusammengesetzt:

Unter einer Humusdecke folgt eine durchgehend verbreitete Schicht von (als »Schlick« bezeichnetem) kalkig-tonigem Feinsand mit Linsen von gröberem Sand; darunter liegen zunächst mit Schlick vermischte, nach unten jedoch reine Sande und als Liegendstes Kiese und grobe Flußschotter mit reinem hercynischen Material. Die Mächtigkeit der einzelnen, die Schotter bedeckenden Schichtenglieder ist größeren örtlichen Schwankungen unterworfen.

Die sehr dichte Schlickschicht scheidet das im Bruche befindliche Grundwasser in zwei Horizonte: einen oberen in der Humusdecke, der dauernd mit den jeweiligen Niederschlägen schwankt, und einen unteren in den Kiesen und Schottern, der weit beständiger und wasserreicher ist.

Während der das Bruch durchziehende »Große Graben« am Steinbach (Bl. Hessen) seine Wasserscheide hat und von dort nach Westen zur Oker und nach Osten zur Bode fließt, haben die Bohrungen ergeben, daß die Bewegungsrichtung der beiden Grundwasserströme anders verläuft.

Die Oberfläche der Schlickschicht senkt sich allmählich von der Oker nach Osten zur Bode, so daß der obere Grundwasserstrom also der Bode zufließt.

Der untere Grundwasserstrom scheint umgekehrt von der Bode der Oker zuzuströmen; denn während auf den Blättern Hamersleben, Jerxheim, Hessen und Hornburg einige Bohrlöcher mit einer Teufe z. T. von 30 und 40 m den mesozoischen Untergrund noch nicht erreichten, wurde ungefähr in der Nähe der Grenze der Blätter Oschersleben und Hamersleben Mittlerer Keuper in 2—3 m Tiefe unter Gelände angetroffen, so daß zu vermuten ist, daß ein wenn auch geringer Teil des Bodegrundwassers der Oker zugeführt wird.

Herr Haack berichtet über die Aufnahme auf Blatt Iburg.

Im Sommer 1920 wurden der Nordflügel des Osninganteils mit der Dörenberggruppe und dem Musenberg sowie die schon dem Münsterschen Becken angehörenden Diluvialflächen im Süden aufgenommen. Im Gebirge sind von älteren Gesteinen nur Jura und Kreide vertreten.

Jura. Zu den Angaben im vorjährigen Bericht und denen in meiner Arbeit über das benachbarte Hüggelgebiet[1]), die noch ein wenig auf die Nordwestecke des vorliegenden Blattes übergriff, ist hier nichts Wesentliches hinzuzufügen.

Kreide. Der Wealden besitzt auf Blatt Iburg im Bereich des Dütetales, also im NO des Blattes eine erheblich viel größere Mächtigkeit als im O und W der Dörenberggruppe. Muß man sie dort auf mindestens 500 m veranschlagen, so be-

[1]) W. Haack, Der Teutoburger Wald südlich von Osnabrück. Dies Jahrb. f. 1908, I, S. 458.

trägt sie hier vielfach nur 50 m, was teils einer ursprünglichen Abnahme zuzuschreiben ist, teils der diskordanten Auflagerung des Osningsandsteins. Trotzdem lassen sich die beiden Hauptabteilungen hier wie dort wiedererkennen, d. h. eine untere mit Sandsteinbänken und eine obere ohne solche, die in der Literatur als Unterer und Oberer Wealden unterschieden werden. Im NO-Gebiet liegt zuunterst eine mindestens 40 m mächtige Folge dunkler Schiefertone mit einigen Cyrenenkalkbänken, aus welcher Spulski[1]) ein genaueres Profil von Lietmanns Fischteichen an der Wolfsquelle geben konnte. In der Ziegeleigrube an der Herrenrest östlich vom Dörenberg trifft man zwischen Serpulit und Wealdensandstein immerhin noch 20 m solcher Schiefertone, denen die von Andrée[2]) dem »Oberen« Wealden zugerechneten Mollusken entstammen dürften[3]). An der Westseite der Dörenberggruppe findet man dagegen an der Unterkante des Wealden helle sandige Kalke mit *Corbula inflexa* Roem. und *Melania* aff. *attenuata* Sow.[4]), die anscheinend nur eine ganz geringe Mächtigkeit besitzen.

Für die auf die Tone folgende Sandsteinfolge, in welcher aber tonige Bildungen keineswegs fehlen, berechnet sich an der Wolfsquelle eine Mächtigkeit von etwa 65 m, im Karlsstollen der Zeche Hilterberg in der Bauernschaft Hankenberge aber nach dem markscheiderischen Profil eine solche von allerwenigstens 80 m. Hier und an der Dörenberggruppe liegen zwischen den Sandsteinen übrigens noch großspätige Kalksandsteine, sandige Kalke erfüllt von *Corbula alata* Sow. sowie dunkle spätige Cyrenenkalke. Hierhin gehört auch der von Andrée[5]) erwähnte Blaustein, der also nicht im »Oberen« Wealden auftritt.

[1]) B. Spulski, Geologie der Gegend von Borgloh und Holte. Niedersächs. Geol. Verein 1909, S. 22.

[2]) K. Andrée, Der Teutoburger Wald bei Iburg. Inaug.-Diss. 1904, S. 17.

[3]) Ich schreibe Unteren und Oberen Wealden in Gänsefüßchen, weil man die Abteilungen nicht ohne weiteres den gleichnamigen von Deister, Süntel usw. gleichsetzen kann.

[4]) W. Haack, a. a. O., S. 504.

[5]) K. Andrée, a. a. O., S. 18.

Am Strubberg folgen noch einmal 90—100 m ganz ähnliche Schiefertone wie unten, im Karlsstollen aber 110 m. Erst hierüber lagert die kohlenführende Schichtengruppe mit ihren 2 Flözpaaren, die am Strubberg ziemlich genau 50 m, im genannten Stollen 43 m mächtig ist.

Der bis 300 m mächtige »Obere« Wealden besteht dagegen aus festen dünnschiefrigen bis feinblättrigen Schiefertonen, die in größeren Abständen von Cyrenenkalkbänken unterbrochen werden. Das Fehlen des »Oberen« Wealden am westlichen Limberg, an der Laer Egge, am Urberg und auf gewissen Strecken an der Dörenberggruppe hängt mit der diskordanten Auflagerung des marinen Neocoms zusammen.

Marine Untere Kreide. Während der Osningsandstein auf dem Südflügel, wenn auch meist in stark reduzierter Mächtigkeit, in geschlossener Folge auftritt, finden wir auf dem Nordflügel ganz andere Verhältnisse. Hier kannte bereits Dütting[1]) an der Basis vorkommende Tone mariner Entstehung, Gagel[2]) machte sie aus der staatlichen Tiefbohrung am Musenberg bekannt, welche 100 m sandige Tone mit Toneisenstein durchteufte, die dem untersten Valendis angehören, nach unten aber allmählich in den Wealden übergehen, so daß also bemerkenswerter Weise hier schon die Diskordanz, bezw. die Schichtlücke nicht mehr vorhanden ist. Hart am Fuße des Musenberges fand dann Andrée später[3]) ähnliche Tone, die aber schon dem Oberen Valendis angehören. Bei der Kartierung wurden nun noch weitere Aufschlüsse meist in tiefen Wasserrissen aufgefunden. Hiernach handelt es sich nicht nur um einfache Unterlagerung einer geschlossenen Sandsteinmasse, es ist hier vielmehr im N des Blattes eine ähnliche Schichtenfolge aus Sandsteinen und Tonen festzustellen, wie man sie von Bentheim kennt, eine

[1]) Chr. Dütting, Geologische Aufschlüsse an der Eisenbahnlinie Osnabrück-Brackwede. Dies Jahrb. f. 1888, S. 14.

[2]) C. Gagel, Beiträge zur Kenntnis des Wealden in der Gegend von Borgloh-Oesede usw. Dies Jahrb. f. 1893, S. 163 ff.

[3]) K. Andrée, a. a. O., S. 22 u. 23.

Art Verzahnung der Strandfacies des Osningsandsteins mit der im nordwestdeutschen Flachlande herrschenden tonigen. Über diesen Punkt möchte ich genauere Angaben aber erst nach Vollendung der Aufnahme des noch auf Blatt Osnabrück übergreifenden Neocomgebietes machen.

Über dem Osningsandstein, dessen höhere Bänke glaukonitisch sind, folgen Grünsandtone, die besonders gut im Hankenberger Bahneinschnitt aufgeschlossen sind, wo sie sich infolge einer Verwerfung wiederholen, so daß Dütting zu der übergroßen Mächtigkeit von 90 m gelangte (wahre Mächtigkeit 17,5 m). Sie waren im vergangenen Sommer auch in der Ziegeleigrube am Hüls gut zu studieren. Zu ihnen rechne ich ferner den blaugrauen Tonmergel der Fischerschen Ziegelei nordöstlich von Iburg, in dem ich *Inoceramus concentricus* Park. fand und der seine Lage weit ab vom Osningsandstein einer Störung verdanken muß, ebenso wie der Grünsand mit stark glaukonitisch-sandigen Eisensteinkrusten am Buddelberg nordwestlich Iburg, wo eine spießeckige Verwerfung das Auftauchen veranlaßt. Alle diese Schichten gehören Stille's »Grünsand des Osnings«[1]) an, der annähernd gleichaltrig mit dem Minimuston Hannovers und Braunschweigs ist. Vom Hüls nennt nun Mestwerdt[2]) hieraus *Hoplites* cf. *Deluci* d'Orb., den Herr Geheimer Sanitätsrat Dr. Kanzler-Bad Rothenfelde hier gefunden hatte. Nach Besichtigung der Fundstelle zusammen mit genanntem Herrn scheint mir das Lager aber eher in dem hier ebenfalls aufgeschlossenen tiefsten Flammenmergel zu sein, worin kleine phosphoritische Geoden vorkommen, während solche im Ton fehlen, der dafür genau wie im oben genannten Bahneinschnitt Bänke eines schweren feinspätigen glaukonitischen Toneisensteins führt, welcher anscheinend fossilleer ist. Ein Ammonit und zwar *Hoplites*

---

[1]) H. Stille, Das Alter der Kreidesandsteine Westfalens. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. Bd 61, Jahrg. 1909, S 21—23.

[2]) A. Mestwerdt, Der Teutoburger Wald zwischen Borgholzhausen und Hilter, Inaug.-Diss. Göttingen 1904, S. 30.

interruptns BRUG. wird aber von KUHLMANN[1]) aus der Gegend von Tecklenburg aus diesem Horizont angeführt.

Obere Kreide. Zum vorjährigen Bericht kann hinzugefügt werden, daß der *Cuvieri*-Pläner — (*Schloenbachi*-Pläner) — schon an der Hauptkette und zwar am Südhang des Spannbrinks beginnt, wo die liegende Grenze wie auch weiter östlich an der Bahn, durch die Grünsandbänke festgestellt werden konnte. Bezüglich der Mächtigkeit des Scaphitenpläners komme ich zu einem ganz anderen Ergebnis wie ELBERT[2]): Während sie nach ihm nur 27 m beträgt, errechne ich an der Bahn Hilter-Hankenberge 145 m, womit auch die Maße von anderen Punkten des Blattes stimmen.

Der obere Teil der genannten Unterabteilung ist petrographisch dem *Cuvieri*-Pläner so ähnlich, daß da, wo die Grünsandbänke fehlen und Fossilien nicht zu finden sind, die Grenze höchstens konstruktiv gezogen werden kann. Nur wenige Worte über den Fossilinhalt: An Inoceramen fanden sich im unteren Scaphitenpläner weitaus am häufigsten kleine Formen aus dem Kreise des *I. undulatus* autt. und *latus* autt., ganz selten aber auch noch Formen, die sich kaum von *I. labiatus* unterscheiden lassen und wohl erst bei Untersuchung größeren Materials Abweichungen zeigen werden. Im oberen Teil dagegen, aber außerdem noch über den Grenz-Grünsandbänken, fand sich an einer Reihe von Stellen der große, leicht kenntliche *I. annulatus* GOLDF., der mit *I. Brongniarti* autt., wozu ihn ELBERT als Varietät stellt, sicherlich nichts zu tun hat. An zwei Stellen traf ich ihn zusammen mit *I. Cuvieri* autt. = *Schloenbachi* J. BÖHM, zu dem sich im neuen Steinbruch am Kalkofen von Laer u. a. noch *Micraster cor testudinarium* gesellte. In dem anderen Steinbruch, der an der Eichendehne westlich Rothenfelde liegt, fehlte dieser Seeigel und von Inoceramen kommt hier eine sehr breit

---

[1]) KUHLMANN, Die Osningachse zwischen Hüggel und Schafberg. Dies Jahrb. f. 1914, I, S. 46.

[2]) JOH. ELBERT, Das Untere Angoumien in den Osningbergketten des Teutoburger Waldes. Verh. nat. Ver. Rheinl. u. Westf., 58. Jg., 1901, S. 91.

ausgezogene dem *I. balticus* J. Böhm = Crippsi autt. recht ähnliche Form[1]) aus der Verwandtschaft des *I. Schloenbachi* J. Böhm vor. Außerdem sammelte ich noch ein großes Exemplar von *Scaphites Geinitzi* d'Orb., den übrigens auch Schlüter gerade von Rothenfelde aus den »unteren *Cuvieri*-Schichten« anführt und abbildet.

Unerwarteterweise konnte schließlich auch noch der Emscher auf Blatt Iburg nachgewiesen werden und zwar in einem tiefen ehemaligen Hohlweg und mehreren Brunnen in und bei Glane. Es handelt sich um feste graue, etwas geflammte massige Mergel, die sehr an den Flammenmergel in hiesiger Ausbildung erinnern. In einem Brunnen bei Remsede wurde ein etwas hellerer weicherer Mergel angetroffen, der wohl auch hierher gehört. Der Mergel ist fossilarm und es wurde nur ein kleines Brachiopodenbruchstück (*Terebratulina?*) gefunden.

Diluvium. Zwischen Plänerkette und Kleinem Berg sowie südlich und östlich von letzterem liegt zu unterst ein mehrere Meter mächtig werdender Kies, der fast nur aus Plänergeröllen in gelbem feinem Sande besteht. Nordisches Material habe ich in ihm nirgends gefunden. Er ist übrigens sehr wasserreich und westlich Hilter werden aus ihm starke Quellen gespeist. Auch entnimmt ihm die Rothenfelder Wasserleitung ihr Wasser. Sein Alter wird sich erst bei weiterer Erforschung des Diluviums am Südhange des Osnings feststellen lassen.

Die für das Wasserwerk in einem Wiesental hart in der SO-Ecke des Blattes niedergebrachte Bohrung 1 ergab folgende Schichtenfolge[2]):

1. 0— 0,50 m humoser Sand
2. 0,50— 1,40 » grauer, milder Tonmergel mit Kalkknöllchen
3. 1,40— 5,55 » grauer Geschiebemergel
4. 5,55— 6,30 » grauer, toniger, feiner Sand, kalkhaltig
5. 6,30— 7,05 » grauer, milder Tonmergel

[1]) Es handelt sich aber nicht um Elbert's *Inoceramus Cuvieri* var. *cripsioides*, den ich nach hiesigen Stücken zum Vergleich heranziehen konnte.

[2]) Die Proben konnte ich dank der Liebenswürdigkeit des Herrn Geheimrat Kanzler untersuchen, in dessen Besitz sie sind.

6. 7,05—17,25 m Plänerkies, abwechselnd mit grauem und gelbem feinem Sand
7. 17,25—18,35 » sandiger, grünlich-grauer und rötlicher Ton, kalkfrei
8. 18,35—20,25 » schwarzer, feinsandiger Ton mit feinen hellen Glimmerblättchen, kalkfrei.

Nr. 1 und 2 zähle ich dem Alluvium des dortigen Wiesentales zu, 3—5 dem Glazialdiluvium, 6 dem oben genannten einheimischen Kies. Sehr auffallend ist der kalkfreie Ton Nr. 7 und 8. Ob er etwa schon zu Tertiärgebilden gehört, die ja sonst südlich des Osnings nicht bekannt geworden sind, muß bis auf weiteres dahingestellt bleiben. Ähnliche Profile erschlossen die benachbarten Bohrungen 2, 3 und 4.

Da, wo sich nicht noch ein fluvioglazialer Geschiebesand, Vorschüttungssand, dazwischen schaltet, finden wir über dem Plänerkies einen grauen gebänderten Tonmergel, der über 3 m mächtig werden kann und meist von tonigen oder Mergelsanden begleitet oder auch ganz ersetzt wird (Schichten 4 und 5 der Rothenfelder Bohrung). Südlich der Bergkette besitzt er weite Verbreitung, während er im Gebiete des Dütetals zu fehlen scheint.

Hier ist dafür aber der Geschiebemergel durchweg recht mächtig und wenn die Angaben stimmen, die mir von Brunnenschachtungen in den Bauernschaften Hankenberge und Wellendorf gemacht wurden, erreicht er hier sogar eine Mächtigkeit von mehr als 20 m. Er ist in frischem Zustande dunkel gefärbt. Eigentliche nordische Geschiebe sind spärlich vertreten, und silurische Kalke sind mir nur als Seltenheit und von sehr kleinen Ausmessungen begegnet. Innerhalb der Berge zieht er sich in alle tieferen Senken hinein. Im Osten ist er aber sogar oben auf dem Passe im Eisenbahneinschnitt bei Berger aufgeschlossen, wo er in tiefen Auswaschungen des Pläners lagert (180 m Meereshöhe). Südlich der Kette ist er meist nur geringmächtig, wird örtlich auch durch sandige Bildungen ersetzt. In einzelnen Kuppen bei Laer schwillt er aber wieder zu größerer Stärke an. Sie liegen im Hinterlande der Endmoräne und können wohl als Andeutungen einer Grundmoränenlandschaft angesehen werden. Bei Hilter, Glane und Iburg lagert über der Grund-

moräne wiederum ein Geschiebesand, der bei Iburg in der Nähe der Endmoräne außerordentlich mächtig wird. Auf die Endmoränen im SW des Blattes hat neuerdings wieder Bärtling die Aufmerksamkeit gelenkt[1]). Zu ihnen möchte ich noch eine größere Kuppe südlich Glane sowie einige kleinere am Südhang der Plänerkette nordwestlich von Hilter rechnen, ferner aber auch noch größere sandige kiesüberzogene Kuppen im NW des Blattes, die ihre Fortsetzung in der Gegend von Hagen auf Blatt Lengerich finden. Im SW des Blattes, in der Glandorfer Heide, der Laer Heide und in Bauernschaft Visbeck, stößt man auf die Ausläufer der großen Ems-Talsandfläche. Die anstoßenden Geschiebemergelflächen sind morphologisch meist nicht von ihnen zu trennen, so daß hier wohl eine Einebnung vorliegt.

Das jüngste Diluvialgebilde, der hier stets völlig kalkfreie Lößlehm, ist besonders nördlich der Ketten, aber auch in ihnen selbst verbreitet, auf der Südseite geht er jedoch nur bis zu einer Linie, die etwa 1 km südlich der Plänerkette von W nach O verläuft. Am Kleinen Berg fehlt er bemerkenswerterweise ganz bis auf ein kleines Vorkommen westlich Rothenfelde, wo er übrigens durch etwas sandigere Beschaffenheit abweicht.

Alluvium. Kurz erwähnt seien hier nur die mächtigen Kalktufflager am Südhang des Kleinen Berges. Die ausgedehntesten sind die von Rothenfelde und Laer, zwei kleinere liegen bei Aschendorf. Sowohl bei Rothenfelde wie bei Laer hat man im Liegenden Torf gefunden, der aber noch näherer Untersuchung bedarf. Der Tuff ist auffallend arm an Schnecken, was offenbar mit dem Salzgehalt der ihn absetzenden Quellwasser zusammenhängt.

Die Tektonik und die Diskordanzen an der Basis der marinen Unteren Kreide verlangen, da weitere Gebiete herangezogen werden müssen, Behandlung an anderer Stelle[2]).

---

[1]) R. Bärtling, Die Endmoränen der Hauptvereisung zwischen Teutoburger Wald und Rheinischem Schiefergebirge. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1920, Monatsber. S. 12.

[2]) Geschehen in der während des Druckes erschienenen Arbeit: »Über die unterneocome Störungsphase im westlichen Osning«. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. Bd. 73, Jahrg. 1921, S. 50—58.

Herr NAUMANN berichtet über einige Ergebnisse der Aufnahme des Blattes Hameln.

Die Aufnahmen auf dem Blatte Hameln erstreckten sich im Sommer 1920 auf den Triasanteil des Blattes, auf einen Teil des Juragebietes und Wealdengebietes im Norden.

Trias.

In dem Triassattel zwischen Holtensen und Rohrsen tritt nicht, wie bisher bekannt war, nur der Obere, sondern auch der Mittlere Buntsandstein, wenn auch in geringer Ausdehnung zutage. Dieses Vorkommen findet sich südlich vom Hainholz auf dem sogenannten Göringer Felde, ist aber nicht aufgeschlossen, sondern wird nur durch die Stücke von rotem und gelblichem, mittel- bis feinkörnigem Sandstein angezeigt, die hier öfter ausgepflügt werden. Der Obere Buntsandstein tritt außer in dem Sattel zwischen Holtensen und Forsthaus Heisenküche noch an mehreren Stellen an der Straße Holtensen-Unsen auf. Der Untere Muschelkalk zeigt in seinem oberen Teile eine mergelige, dem Mittleren Muschelkalk ähnliche Beschaffenheit und die an der Weser oberhalb Hameln noch gut ausgebildeten Werksteinbänke sind hier nur schwach entwickelt, so daß die Abgrenzung besonders der Schaumkalkzone hier nur ganz ungefähr erfolgen konnte. Im Trochitenkalk fehlt eine obere Zone mit *Terebratula vulgaris*-Kalken, so daß dicht über den harten, kompakten Trochitenkalken die echten Ceratitenschichten mit kleinen Ceratitenformen beginnen; auch *Nautilus bidorsatus* fand sich bei Holtensen dicht über dem Trochitenkalk. Die obersten Ceratitenschichten sind an den westlichen Abhängen des Franzosenkopfes zu beobachten; sie bestehen dort aus harten, blaugrauen, ockrig zersetzten Kalkbänken mit *Placunopsis ostracina*, blaugrauen Schiefertonen mit *Bairdia* sp. und grauen Kalksandsteinplatten mit Fischresten. Der Untere Keuper ist auf Blatt Hameln wie im benachbarten Wesertal gegliedert:

1. Unterer Keuper i. e. S.:
   Unterer Lettenkohlensandstein,
   Hauptdolomit.

Anoplophorasandstein,
Hauptsandstein.

2. Region des Grenzdolomits.

Der untere Lettenkohlensandstein, Hauptdolomit und Anoplophorasandstein sind an der Straße Holtensen-Wehl mehrfach aufgeschlossen. Letzterer — die Abteilung des »Anoplophorasandsteins« besteht auch hier aus Sandsteinen, bunten Mergeln und Dolomitbänken — enthält hier noch einzelne *Anoplophora lettica*, ist z. T. schwach mit Kupfererz (meist Malachit) getränkt und der darüber liegende Letten führt nierenförmige Knollen mit Kupfererz. Das Kupfer scheint auf Spalten in die Keuperschichten gelangt zu sein, ähnlich wie der Baryt vereinzelter kleiner Gänge und Trümer von Schwerspat, die sich beim Brandkopf und auf dem Exerzierplatz gefunden haben. Die Ausbildung des übrigen Keupers weicht von der im Wesergebiet und Lippeschen Bergland bekannten nicht wesentlich ab.

Jura.

Der Lias ist größtenteils vom Diluvium bedeckt, so daß es nicht möglich ist, genaue Angaben über die Mächtigkeit der einzelnen Unterabteilungen zu machen. Die Psilonoten-, Angulaten- und Arietenschichten, sowie auch die Schichten des Lias β waren bisher nicht nachzuweisen, da die untersten Stufen durch die südlich von Pötzen vorüberstreichende Verwerfung abgeschnitten werden. Der Mittlere Lias ist besonders zwischen Haddessen, Höfingen und Pötzen verbreitet. Die *Jamesoni*-Schichten waren bisher nicht festzustellen, dagegen sind im Straßeneinschnitt zwischen Höfingen und Haddessen die Schichten mit *Aegoceras capricornu* nachgewiesen[1]). Die Amaltheentone nehmen die Höhe 129,4 südwestlich von Haddessen ein, sind aber nirgends aufgeschlossen. Einen sehr deutlichen Horizont bildet der Posidonienschiefer, der sich von Bensen über Pötzen und Pötzer Landwehr bis nach Unsen verfolgen läßt, wo

[1]) Vergl. auch H. Löwe, Das Wesergebirge zwischen Porta- und Süntelgebiet. Diss. Göttingen 1912.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

er anscheinend durch eine Verwerfung abgeschnitten wird. *Posidonomya Bronni* und *Inoceramus dubius* ließen sich darin nachweisen. Hierbei sei erwähnt, daß sich in dem Glazialkies von Behrensen ebenfalls Geschiebe von Posidonienschiefer finden, die außer den genannten Versteinerungen auch Bruchstücke von *Harpoceras* sp. geliefert haben. *Jurensis*-Schichten konnten in dem von mir aufgenommenen Anteil des Blattes bisher nicht nachgewiesen werden, doch muß man annehmen, daß die über dem Posidonienschiefer bei Bensen und Haddessen auftretenden Schiefertone z. T. diesem Horizont angehören. Die Grenze zum Dogger ist jedenfalls nur ganz ungefähr zu ziehen.

Der Dogger gliedert sich wie auf dem westlich benachbarten Blatt Hessisch-Oldendorf in drei Abteilungen:

Unterer Dogger:	*Opalinus*-Ton	Unterer und Mittlerer Dogger
	Polyplocus-Schichten	
Mittlerer Dogger:	Coronaten-Schichten	
	Subfurcaten-Schichten	
	Parkinsoni-Schichten	
	Würtembergicus-Schichten	
Oberer Dogger:	Cornbrash	Cornbrash
	Aspidoides-Schichten	Oberer Dogger
	Macrocephalen-Schichten	
	Ornatentone	

Auf der Karte wurden diese Unterabteilungen dem natürlichen Geländeprofil entsprechend in drei Abteilungen zusammengefaßt, da eine andere Abgrenzung wegen der Verlehmung und Überrollung der Schichten, besonders aber wegen der petrographischen Einförmigkeit und der Seltenheit versteinerungsführender Aufschlüsse nicht möglich ist. Die Schichten mit *Inoceramus polyplocus* wurden auf den Feldern nördlich vom Bensener Forsthaus festgestellt. Versteinerungen der Coronaten-[1]) und Subfurcaten-Schichten konnten in dem untersuchten Gebiet bisher nicht festgestellt werden, dagegen fanden sich Bruchstücke

[1]) Erich Scholz, Die geologischen Verhältnisse des Süntel und anstoßenden Wesergebirges. Diss. Göttingen 1908.

von *Parkinsonia* am Waldrand nördlich von Pötzen. Die *Würtembergicus*-Schichten sind überall durch den Abhang schutt des Cornbrash verdeckt, nordöstlich von Haddessen auch durch Gehängelehmbildungen. Um so deutlicher ist der Cornbrash entwickelt; er bildet wie im Wesergebirge einen fortlaufenden Zug von Vorbergen, der vom Springbrunnen nördlich von Bensen über den Osterberg, durch das Falltal und über den Hasseln bis nach Welliehausen streicht und besteht aus einer, etwa 20 m mächtigen Folge von graubraunen, harten, rostbraun verwitternden Kalksandsteinen, die eine deutliche Stufe im Gelände bilden. An Fossilien ist darin *Pseudomonotis echinata* Sow. sehr häufig, seltener findet man *Belemnites Beyrichi* Opp. und *Rhynchonella varians* Schloth. Das Verbreitungsgebiet der obersten Doggerschichten ist noch nicht aufgenommen, ebenso das des Weißen Jura von den Hersumer Schichten bis zum Münder Mergel; doch konnte bereits festgestellt werden, daß die Ausbildung dieser Schichten von der im Wesergebirge bekannten wenig abweicht, wenn auch kleine Faciesunterschiede vorhanden sind. Der Serpulit besteht am Westabhang des Süntels aus blaugrauen, zuweilen etwas oolithischen Kalken mit *Serpula coacervata* Blumenb. und aus Lagen von dunklem Schieferton. Die Kalke zeigen häufig eine teilweise Stromatolith-artige Beschaffenheit.

Kreide.

Vom Wealden wurde das Gebiet in der Umgebung des Süntelturmes und der Hohen Egge aufgenommen, wo über dem Serpulit Unterer Wealdenschiefer und Wealdensandstein auftreten.

Der Untere Wealdenschiefer besteht hauptsächlich aus dunklen, braunen oder blaugrauen, blättrigen Schiefertonen, die oft zahllose Schalen von *Cypris* enthalten, daneben treten untergeordnete Kalke und Kalksandsteine auf, die häufig ganz von Cyrenen erfüllt sind. Der Untere Wealdenschiefer ist meist der Sammler der auf dem Wealdensandstein fallenden Niederschläge und daher das Austrittsgebiet vieler Quellen.

Der Wealdensandstein bildet am Süntelturm mit 437,4 m

und auf der Hohen Egge mit 437,3 m die höchste Erhebungen des Blattes Hameln. Er besteht aus mehreren, bis zu 1,5 m mächtigen Sandsteinbänken, denen dunkle Schiefertone und Kohlenflöze zwischengeschaltet sind. In dem Steinbruch südöstlich vom Süntelturm kann man über dem Sandstein ein solches Flözchen anstehen sehen. Der Sandstein wird hier in der Tiefe recht massig, doch ist sowohl in diesem Bruch wie in dem weiter nordwestlich folgenden der Betrieb völlig eingestellt.

Schichtenbau des Mesozoicums.

Infolge der besonders im Osten des Blattes besonders reichlichen Diluvialbedeckung ist die Tektonik des Gebietes nicht überall befriedigend zu erkennen. Die hauptsächlichsten tektonischen Erscheinungen sind der Holtensen-Rohrsener Triassattel und die Süntelmulde. Ersterer ist ein hercynisch streichender Muschelkalksattel, in dessen Kern südöstlich der Holtenser Warte Oberer und Mittlerer Buntsandstein erscheint und dessen Decke mit umlaufendem Schichtenbau sämtliche Schichten des Keupers bilden. Der Muschelkalk ist bei Holtensen an mehreren Stellen besonders stark gestört und an Verwerfungen verschoben. In kleinen Aufpressungshorsten kommt ferner zwischen Unsen und Holtensen an einigen Stellen Röt zum Vorschein. Eine eigenartige Lagerung des Keupers und der Ceratitenschichten schließt die Straße Holtensen-Welliehausen auf, wobei es sich wohl um einen Einbruch infolge Gipsauslaugung im Mittleren Muschelkalk handelt. Während nach Osten und Westen hin der Keuper dem Muschelkalk des Holtenser Sattels fast ungestört auflagert — abgesehen von den unbedeutenden hercynischen Klüften am Brandkopf, die geringfügige Mengen von Kupfererz und Baryt führen —, ist er von dem Lias und Dogger des Süntelfußes durch eine etwas größere Verwerfung getrennt. Diese beginnt anscheinend schon auf Blatt Hessisch-Oldendorf südlich von Höfingen, tritt aber auf unserem Blatt erst südwestlich von Pötzen auf, wo Lias an die Rote Wand des Gipskeupers stößt. Bei Pötzen verläuft dieser Bruch teilweise zwischen Rät und Unterem Keuper, dann bei Unsen wieder

mit größerer Sprunghöhe zwischen Posidonienschiefer und Ceratitenschichten. Er scheint dann nach NNO umzubiegen und sich an die von Scholz und Burre am Südabhang des Süntels nachgewiesenen Brüche anzuschließen.

Über die Tektonik des westlichen Teiles des Süntels kann vorläufig nur gesagt werden, daß der Serpulit mit flacher Einmuldung anscheinend ohne Störung den nordwestlichen und westlichen Süntel umgürtet, ebensowenig konnte im Verlauf der Unterkante des Wealdensandsteins eine Verwerfung erkannt werden. Eine größere Verwerfung findet man nordöstlich von Haddessen am Eingang des Falltals, sie hängt wohl mit der Verwerfung zusammen, die nordöstlich am Hohen Nacken hinstreichend nach Osten hin sich an die Störungen nördlich von Welliehausen anschließt, wo Serpulit an Eimbeckhäuser Plattenkalk stößt. Im übrigen kann über die Tektonik des nordwestlichen Süntelwaldes erst nach Aufnahme des Weiß-Jura-Gebietes berichtet werden.

Diluvium.

Vom Diluvium wurden Flächen von glazialen Ablagerungen und von Lehm- und Lößbildungen aufgenommen. Die älteste Ablagerung bildet wohl der Weserkies im Bahneinschnitt von Rohrsen, der durch die Baggerarbeiten bei dem Erweiterungsbau des Güterbahnhofs Hameln 1919 und 1920 gut aufgeschlossen war. Es ist ein reiner Weserkies, der z. T. konglomeratisch verkittet ist und anscheinend gänzlich frei von nordischem Materiale ist; wenigstens fand ich im anstehenden Kies der etwa 1 km langen Baggerwand trotz längeren Suchens nirgends nordisches Material. Dieser Kies liegt hier bei etwa 80 m Meereshöhe dem Oberen Muschelkalk auf, über ihm folgt bei Rohrser Warte ein etwa 2 m mächtiger Bänderton und darauf ein toniger Geschiebemergel und schließlich eine Lößdecke. Da nun der Weserkies der »Mittleren Terrasse« Grupe's[1]) am Basberg und Sintelberg bei Hameln bis zur Höhe der »Unteren Terrasse« und sogar noch tiefer hinabreicht, seine Basis also tiefer als 70 m liegt,

[1]) O. Grupe, Die Flußterrassen des Wesergebietes und ihre Altersbeziehungen zu den Eiszeiten. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1912, S. 265 ff.

so ist es wohl nötig, den Kies von Rohrsen und am Güterbahnhof Hameln als eine ältere Terrasse aufzufassen und zwar als Vertreter einer der jüngsten »präglazialen Terrassen« SIEGERT's[1]). Unter dieser Annahme wäre die Weser damals bei Rohrsen nach Nordosten in der Richtung Münder ausgebogen. Damit würde vielleicht auch die eigentümliche Tatsache erklärt, die ich bei Aufnahme der Blätter Vlotho, Rinteln und Hessisch-Oldendorf feststellen konnte, daß nämlich zwischen Hameln und Vlotho die Kiese, die man als Vertreter der jüngsten Präglazialterrassen SIEGERT's auffassen muß, stets nur aus einheimischem mesozoischen Material bestehen, daß also die gleichaltrigen Weserkiese hier fehlen.

Die Glazialablagerungen bildet besonders Geschiebemergel, dessen Flächen bei Haddessen, Pötzen und Unsen, am Liethberg, zwischen Hasperde und Hilligsfeld und am Ostrand des Blattes verbreitet sind. Am Bahnhof Rohrsen, westlich vom Eichberg, bei Groß-Hilligsfeld und Hasperde treten einzelne Kuppen von glazialen Kiesen hervor, die ich als Überreste einer großen Kiesmasse auffasse, zu der auch die endmoränenartigen Höhen der Dütberge bei Hameln gehören. Alle diese Kiese enthalten neben einheimischem mesozoischen Material meist noch Wesergeschiebe (Thüringerwald-Porphyr und Buntsandstein) und nordische Gesteine.

Die Lößbedeckung ist in einigen wannenartigen Vertiefungen und am Ostabhang der Höhen ziemlich reichlich vorhanden. Bei Groß-Hilligsfeld haben wir beiderseits des Tales große Lößflächen und darüber steile Anstiege der Trias. Eine Art von Grauerde, d. h. ein hellgrauer Feinsand mit hellrostgelben, eisenreichen Flecken ohne Kalkgehalt findet sich mehrfach im Lößgebiet. Solche Böden werden von den Bauern Weißlehm genannt, und tatsächlich macht ein frisch gepflügtes Feld dieses Bodens den Eindruck einer weißen Fläche. Gewöhnlich sind diese Flächen feucht und müssen durch Drainage entwässert werden.

[1]) L. SIEGERT, Über die Entwicklung des Wesertales. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1912, S. 233 ff.

Meist sind es ehemalige Waldflächen, die noch nicht lange wieder in Feldkultur sind. Am verbreitetsten sind solche Böden südöstlich von Hohnsen und bei Diedersen. Da sie sich von den braunen Löß- und Lößlehmflächen durch ihre grauweiße Farbe und im allgemeinen geringeren Ertrag unterscheiden, so wurden diese Grauerden auf der Karte zur Darstellung gebracht.

Herr Wildvang berichtet über Blatt Hage.

Das Blatt Hage umfaßt einen Ausschnitt aus dem ostfriesischen Marschengürtel, der sich in Form eines großen Hufeisens von den Ufern der Ems die Nordseeküste entlang bis hinauf zu den Ausläufern der Jade um das diluviale Innere der ostfriesischen Halbinsel herumlegt. Nur der südliche Teil des Blattes ist noch dem Diluvium zuzusprechen. Gemach senkt sich hier der Geestrand unter die normale Fluthöhe der Nordsee hinab und wird infolgedessen von einer Marschschicht transgrediert, die sich mit wachsender Entfernung vom Geestrande allmählich verstärkt und in unmittelbarer Nähe der Küste eine Mächtigkeit von durchschnittlich 3—4 m aufweist.

Der diluviale Untergrund ist nicht eben und lugt stellenweise aus der Marschdecke hervor oder ragt bis nahe an die Oberfläche heran. Von der Flutwelle der Nordsee sind diese Erhebungen abgeschliffen und die aufgewühlten Sande mit dem Seeschlick vermischt, so daß es manchmal schwer fällt, eine genaue Abgrenzung zwischen Alluvium und Diluvium zu treffen, zumal auch noch eine fast tausendjährige Kultur durch Vermischung von Sand und Schlick zur Verwischung der natürlichen Grenzen beigetragen hat.

In dem Marschgebiet lassen sich zwei wesentlich verschiedene Ablagerungen, eine ältere und eine neuzeitliche, deutlich unterscheiden. Die ältere ist bereits bis zum Grundwasserspiegel entkalkt und frei von sandigen Beimengungen. Auch fehlen die Schalen von Seemuscheln. Ihre Ablagerung läßt auf ein schwach bewegtes Wasser schließen. Die neue Marsch dagegen ist vielfach — besonders an der Küste — selbst noch in der obersten

Schicht kalkhaltig, stark sandig und reich an Muschelschalen. Vielerorts transgrediert sie über die ältere Ablagerung bei haarscharfer Abgrenzung, wodurch sich alsdann folgendes Durchschnittsprofil ergibt: $\frac{KT\,10}{T}$.

Erwähnenswert bleibt noch eine fast allerorts auf den Außendeichsländereien an der ostfriesischen Nordseeküste gemachte Beobachtung. Die Ländereien innerhalb des Seedeiches führen in allen Schichten reichen Sandgehalt. Die jüngeren Außendeichs länder dagegen sind fast alle von einer 3—7 dm starken fetten (sandarmen) Tonschicht überlagert; dieser Unterschied läßt sich m. E. zurückführen auf die Befestigungen der Nordseeinseln, die den Abtransport größerer Sandmassen verhindern oder auch auf eine Beruhigung der Nordsee, wodurch der Flutwelle die Möglichkeit benommen bleibt, Sand bis an die Küste zu verfrachten

Marsch und Sandboden sind vertikal durchweg von einer stellenweise recht starken Humusschicht getrennt.

In der Südwestecke des Blattes Hage tritt die große Kiesmoräne von Norden, die sich als diluviale Insel im Marschengürtel absondert, besonders scharf in die Erscheinung. Sie setzt sich aus zwei größeren und einigen kleineren Hügeln zusammen, die durch Sandaufschüttungen zu einem Ganzen vereinigt worden sind und der Stadt Norden günstige Ansiedlungsbedingungen boten. Ein Teil dieser diluvialen Insel greift noch auf das Blatt Norden über.

Herr Bode berichtet über die wissenschaftlichen Ergebnisse der geologischen Aufnahmen im Jahre 1920, über den Eisenstein der Grube »Roter Bär« und ähnliche Vorkommen.

Die Aufnahme des Geländestückes westlich Braunlage zwischen Bode- und Odertal bildete den Abschluß der geologischen Aufnahme des Zuges unter- und mitteldevonischer Schichtenglieder, die im Kontakt mit dem Brockengranit mehr oder minder verändert zwischen diesem und dem Komplex der Tanner Grauwacke in ostnordost- bis westsüdwestlicher Richtung die Fläche des Blattes St. Andreasberg mit steil südöstlichem Einfallen durchziehen.

Die unterdevonischen Bestandteile gehören dem Hauptquarzitsystem an und stellen die bekannte Wechselfolge von Tonschiefern mit quarzitischen und auch reichlich kalkigen Zwischenlagen in Bank- und Linsenform dar, während das Mitteldevon in Tonschiefern (Wissenbacher Schiefern) mit meist geringmächtigen Diabas- und Keratophyrlagern von mittelkörniger, selten porphyrischer Struktur oder in Mandelsteinausbildung in spärlichen mit den Hauptquarzitgesteinen isoklinal verfalteten Mulden zutage tritt. Das ganze Gebirgsstück ist von zahlreichen vorherrschend in zwei Richtungen (h 7-8 und h 11-11,4) streichenden Querstörungen durchsetzt, durch welche an den östlichen Einhängen des Odertales auch kleine Stücke des Granitmassivs verworfen werden und zwischen den devonischen Schichtengliedern an die Tagesoberfläche treten.

In der Schichtenfolge des Hauptquarzits verdienen folgende Elemente besondere Beachtung:

1. Die Kalkbänke und Geoden, die früher meist für mitteldevonisch gehalten als ein normaler Bestandteil dieser Quarzitfolge am ganzen Südrande des Brockenmassivs erscheinen und an einigen z. T. neuen Fundpunkten spärliche Fossilien geliefert haben.

2. Die Porphyroide, die im höheren Niveau des Hauptquarzits in mehreren getrennten Lagern auftreten und im Forstort Brunnenbach (Forstabt. 54) auch in konglomeratischer Ausbildung mit Geröllen quarzitischer, diabasischer und anderer Gesteine in einem meist kontaktmetamorph stark veränderten und zersetzten Zustande ihres Mineralbestandes vorkommen.

3. Die Konglomerate, die an verschiedenen Fundpunkten beobachtet wurden und sich in der Hauptsache zusammensetzen aus Geröllen älterer Quarzitgesteine (Bruchberg-Ackerquarzit).

4. Die Eisensteinslager, die aus den kalkigen oder den diabasischen Gliedern des Schichtenprofils hervorgegangen sind.

Die unter 1. bis 3. genannten Bestandteile haben in einer kürzlich abgeschlossenen Arbeit[1]) bereits eine etwas eingehen-

[1]) Bode, Über Hercyn und rheinisches Unterdevon des Harzes, besonders der Gegend von Bad Lauterberg. Dieses Jahrbuch Bd. XLII, 1921.

dere Würdigung erfahren. Über die unter 4. aufgeführten Vorkommen mögen hier noch einige Bemerkungen Platz finden.

Aus den Angaben der amtlichen Berichte über die Aufschlüsse in den Eisensteineigenlöhnerbetrieben der Andreasberger Gegend, welche während der ersten Hälfte des vorigen Jahrhunderts ihr Fördergut nach der ehemaligen Königshütte bei Lauterberg lieferten, ließ sich für zwei Eisensteinsgruben erschließen, daß das Vorkommen des Eisensteins nicht das sonst in der Andreasberger Gegend bekannte (Roteisenstein vom Königsberg, Eisensteinsberg, Dreibrodetal usw.) rein gangförmige gewesen sein kann, sondern daß das Erz als Brauneisenstein auftrat und außer in Gängen in der Hauptmasse lagerartig und butzenförmig aufsetzte. Das eine von ihnen lag dicht nordöstlich Andreasberg am Gesehrberge nahe der Clausthaler Straße. Da es nicht mehr aufgeschlossen ist, läßt sich zurzeit nichts Näheres über die Lagerungsverhältnisse ermitteln. Das andere war das der Grube »Roter Bär« am Zusammenfluß vom Bärener und Kälbertal östlich Andreasberg.

Von dieser Grube hat HERM. CREDNER[1]) eine Beschreibung gegeben, die in Einklang zu bringen ist mit derjenigen in den Generalbefahrungsprotokollen über die alten Eigenlöhnerbetriebe und mit Beobachtungen in den Aufschlüssen, die durch die Ilseder Hütte in den an das alte Grubenfeld angrenzenden Teilen geschaffen sind.

Die Lagerstätte erscheint als ein Maschenwerk zahlreicher sich kreuzender Brauneisen- und Manganerze führender Gänge, die Bänke oder Geoden aus eben diesen Mineralmassen durchsetzen. Der Eisenstein findet sich nicht nur in dem zersetzten Gestein dicht unter der Tagesoberfläche, wie aus CREDNER's Darstellung hervorgeht, sondern auch in den fest anstehenden Schichten des Hauptquarzits und Unteren Mitteldevons. Die durch den neu aufgenommenen Betrieb geförderten und im Stollenort anstehend zu beobachtenden Eigensteinsgeoden zeigen z. T. sehr deutlich einen Kern von Kalk- oder Spateisen-

[1]) Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 17.

stein und eine Schale von Brauneisen- und derben Manganerzen in einer von außen nach innen fortschreitenden Umsetzung der Masse und lassen keinen Zweifel darüber aufkommen, daß sie ihre Entstehung einer metasomatischen Umwandlung der kalkigen Ellipsoide des Hauptquarzits und Untersten Mitteldevons in manganreichen Brauneisenstein verdanken und daß die hindurchsetzenden Gänge und Klüfte die Zufuhrwege der Lösungen darstellen. Zweifelhaft aber kann es erscheinen, woher diese umwandelnden Lösungen stammen.

Wenig Wahrscheinlichkeit hat die Annahme, daß die Umwandlung der Kalke in Eisenstein als unmittelbare Kontaktmetasomatose anzusehen sei, die ihren Ursprung im Brockengranit hat, wenn das Vorkommen auch im Kontakthof gelegen ist. Bisher sind eisenhaltige Kontaktmineralien, die auf eine solche Entstehung hindeuten könnten, nicht beobachtet. Auch ist die Erscheinung der Metasomatose offenbar von beschränkter Ausdehnung, denn weder in der streichenden Fortsetzung des Eisensteinsvorkommens gegen O noch nach der Tiefe zu, wo ich im Siebenstollenquerschlage am Wennsglückter Schachte das hangende Nebengestein des gleichnamigen Ganges beobachten konnte, war von Eisenstein etwas zu sehen. Hier stellt sich vielmehr wieder die normale kalkige Beschaffenheit der Einlagerungen ein.

Im Eisenstein selbst bezw. auf hindurchsetzenden Gesteins-Klüften ist Kupferkies, Fahlerz, Zinkblende und Bleiglanz gefunden, wie auch Arsen- und Silbergehalt nachgewiesen, was immerhin auf eine Durchdringung des Nebengesteins mit sulfidischen und eisenhaltigen Lösungen hinweist, die man gern mit dem Hervortreten des Granits in Verbindung bringt. Bemerkenswert ist aber, daß typische Kontaktmineralien, wie man sie in den Kalksilikatgesteinen des Kontakthofes häufig trifft, auch in den aus den Kalkeinlagerungen entstandenen Brauneisensteinmassen zu beobachten sind. Allerdings läßt sich nur noch aus der Krystallform auf solche (z. B. Granat) schließen. Die Masse des Minerals selbst ist durch später eindringende Lösungen stark

korrodiert oder durch Mineralien anderer Art ersetzt worden. Man ersieht daraus, daß der ursprünglich vorhandene Kalk nach der Kontaktmetamorphose bis auf die Reste der in ihm enthaltenen widerstandsfähigeren Kontaktmineralien metasomatisch in Eisenstein übergeführt worden ist.

Als Ausgangspunkt dieser eisenzuführenden Lösungen käme einmal der Wennsglückter Gang in Frage, in dem gleichzeitig mit der Vertiefung des seinen Ausbiß überschneidenden Tales und durch Hinabrücken der Eisernenhutbildung im Bereiche der Oxydationszone auch in dem östlich angrenzenden Nebengesteine eine Umwandlung der Kalke zu Brauneisen hätte stattfinden können. Da dieser Gang aber in den oberen Teufen angeblich gar keine Erze führte, so wird man kaum wagen dürfen zu behaupten, daß die Zersetzung der Erzfüllung oder der sonstigen Eisenverbindungen der Gangmasse selbst die für eine Umwandlung der Kalke des Nebengesteins erforderlichen Eisenlösungen geliefert haben könnte. Eher noch wäre an eine Zersetzung der in dem unterdevonischen Nebengestein durch den Granitkontakt etwa entstandenen Eisenkiesmassen zu denken, die in der Oxydationszone des Gesteins zur Entstehung der metasomatischen Brauneisennieren die Veranlassung gab. Aber auch sie sind im allgemeinen nicht reichlich genug vorhanden, um die metasomatischen Bildungen zu erklären, und dabei doch so allgemein im Kontakthofe verbreitet, daß man sich fragt, warum sie alsdann nicht häufiger die Veranlassung zur Entstehung solcher geboten hätten.

Auch die benachbarten Diabasvorkommen des Beerberges und östlich der Stadt kämen als Lieferanten von Eisenlösungen in Frage, die aus der Zersetzung der eisenhaltigen Mineralien entstehen konnten. Aber diese Eruptivgesteine setzen im Liegenden (westlich) des Wennsglückter Ganges auf. Erst kürzlich sind nun durch zwei Ortsbetriebe der Ilseder Hütte auch im Hangenden (östlich) des Wennsglückter Ganges im Felde der alten Grube »Roter Bär« an einigen Stellen inmitten des Tonschiefers und — soweit sich zurzeit beurteilen läßt — ihm

ursprünglich konkordant eingelagert mittel- und feinkörnige Diabase[1]) angetroffen. Die Quarziteinlagerungen wurden in dieser Diabase führenden Zone nicht mehr beobachtet. Aus diesem Grunde wird man zu der Annahme gedrängt, daß sich hier im Bärener Tale Gesteine des Unteren Mitteldevons zwischen die noch am Scheibenstande und wieder in dem Wiesengelände am NW-Hange und auf der Höhe des Beerberges zu beobachtenden unterdevonischen Hauptquarzitgesteine einschieben. Diese Art der Lagerung ist zwar durch die Faltungsvorgänge eingeleitet, aber in der Hauptsache das Ergebnis von Verschiebungen durch ruschelartige, nahezu streichende Gebirgsstörungen, die mit den beiden Stollenörtern überfahren wurden.

Auch das Vorkommen von diabasischem Nebengestein in den Bauen der alten Eisensteinsgrube »Unverhofftes Glück« dicht südöstlich des Wennsglückter Schachtes deutet darauf hin, daß es sich hier um die diabaseführenden Gesteine des Unteren Mitteldevons handelt.

Da diese Diabase zersetzte Bestandteile führen und in unmittelbarer Nachbarschaft der metasomatischen Brauneisenlinsen aufsetzen, so liegt es nahe, in ihnen die Lieferanten der Eisenlösungen zu erblicken. Möglicherweise haben diese Eisenlösungen nicht nur auf die im unmittelbaren Liegenden auftretenden Kalke umwandelnd eingewirkt, sondern im östlichen Stück des Grubenfeldes sind auch wohl Teile der Diabaseinlagerungen selbst in Brauneisenstein verwandelt. Weitere Aufschlüsse werden diese Frage erst entscheiden können.

Die Eisensteinellipsoide, die z. T. auch zusammenhängende Bänke von kurzer Erstreckung bilden, haben eine Mächtigkeit von 5—30 cm und sind gelegentlich noch mächtiger. Die Gehalte an Eisen, Mangan und Phosphor sind äußerst schwankend. Aus dem Analysenmaterial, das mir von der Direktion der Ilseder Hütte in dankenswerter Weise zur Verfügung gestellt wurde, ergibt sich, daß der Gehalt an Fe bisweilen über 50 %, der

[1]) Möglicherweise handelt es sich auch um Keratophyre. Diese Frage konnte bisher noch nicht geklärt werden.

Mangangehalt über 6 % und der Phosphorgehalt über 3 % noch hinausgeht. Aus 50 Bestimmungen läßt sich ein Durchschnittsgehalt von 30,48 % Fe, 2,92 % Mn und 0,71 % P herausrechnen.

Daß auch aus Diabasgesteinen Brauneisenerzlager entstanden sein dürften, zeigt das Auftreten von solchen in Verbindung mit Diabasen nahe dem neuen Friedhofe am Hasselhofe bei Braunlage. An diesem bereits in früherer Zeit ausgebeuteten und neuerdings abermals aufgeschürften Vorkommen ist ein schmales Stück von mitteldevonischem Tonschiefer mit Diabaslagern dem Hauptquarzit anscheinend muldenförmig eingefaltet. Auch hier ist außer einer Umwandlung des Diabases in Eisenstein eine solche in Manganerz (vorwiegend Psilomelan) zu beobachten.

Ähnliche Umwandlungserscheinungen diabasischer oder verwandter Eruptivgesteine, die von Verwerfungen aus ihren Ursprung nehmen, dürften den Eisensteinvorkommen zugrunde liegen, die in Verbindung mit vereinzelten zusammen mit Wissenbacher Schiefern im Hauptquarzit eingemuldeten Diabaslagern in den Forstabteilungen 45, 50 und 59 der Oberförsterei Oderhaus zutage treten, ohne daß die dürftigen und sehr verfallenen Aufschlüsse genauere Beobachtungen gestatten. Zumal die Frage, ob und wieweit etwa eine syngenetische Entstehung der Eisensteinlager in Betracht kommt, kann wegen der mangelhaften Aufschlüsse zurzeit nicht untersucht werden.

In der SO-Ecke des Blattes (Forstort Goldhaufen) hat einstweilen ein inselartig aus den Gesteinen der Tanner Grauwacke hervortretendes und im Streichen durch Verwerfungen gegen sie abgeschnittenes Vorkommen von Ton- und Kieselschiefern allen Versuchen einer stratigraphischen Deutung getrotzt. Es sind rote und graue Tonschiefer, graue Kiesel- und Wetzschiefer und dunkle kieselige Tonschiefer, die in ihrem äußeren Habitus meist große Ähnlichkeit aufweisen mit den Kieselschiefern des Kulms, den Cypridinenschiefern und Wissenbacher Schiefern des Devons. Aufschlüsse, die allein durch die Straße Tanne-Braunlage geschaffen waren, sind zurzeit ganz verfallen. Zwar

gelang es, in einzelnen Lagen der grauen Tonschiefer zahlreiche Styliolinen aufzufinden, doch waren horizontbestimmende Fossilien bisher nicht zu erlangen, so daß weder über ihr Alter noch über ihr Lagerungsverhältnis zur Tanner Grauwacke bei ungestörtem Kontakt etwas Sicheres zu sagen ist.

6. Provinz Sachsen.

Herr Stoller berichtet über die geologische Kartierung des Höhendiluviums der Gegend von Loitsche und Rogätz (Meßtischblatt Rogätz, Gr.-Abt. 43, Nr. 39).

Mit einem etwa SW—NO verlaufenden und durchschnittlich 20 m hohen, im »Weinberge« von Loitsche sogar bis zu 30 m Höhe anschwellenden Steilrande grenzt dieses Höhendiluvium zwischen Loitsche und Rogätz an die 6—7 km breite, schlickerfüllte Alluvialebene, die das Überschwemmungsgebiet der Elbe und ihres rechtsseitigen Nebenflusses, der Ohre, bildet; letzterer mündet bei dem hart am Ufer der Elbe hingestreckten Schifferdorfe Rogätz. Während die alluviale Elbe- und Ohretalaue eine Höhenlage von 40 m besitzt, beträgt die mittlere Höhenlage von Loitsche-Rogätz und seinem westlich und nordwestlich gelegenen Hinterlande mit den Vorwerken Friedrichshöhe und Heinrichshorst sowie dem Gutsdorf Ramstedt mindestens 70 m NN; dabei zeigt diese Gegend eine Höhenentwicklung von rd. 50 m, indem sie im Dornberge zwischen Friedrichshöhe und Heinrichshorst bis zu 105,8 m NN ansteigt. Es ist eine reizvoll bewegte, abwechslungsreiche Höhenlandschaft, die mit Recht von Sommerausflüglern gerne aufgesucht wird.

Wir befinden uns hier in einem Endmoränengebiet der vorletzten Eiszeit (Saale-Eiszeit). Der gewaltige altdiluviale Endmoränenzug, der nördlich von Neuhaldensleben bei Satuelle beginnt und in östlicher Richtung bis in die Nähe von Kolbitz streicht, dann aber sich scheinbar in schwach hügeligem Gelände verliert, findet in dem stattlichen, NNW—SSO gerichteten Höhenzuge zwischen Heinrichshorst und Friedrichshöhe unserer Gegend eine unverkennbare Fortsetzung. Durch den im weiteren Verlauf

dieser Richtung liegenden Loitscher Weinberg hart über dem Steilufer des Elbe-Ohretales und durch den unvermittelt aus der weiten Alluvialebene emporragenden Hügel, auf dem das Dorf Heinrichsberg dicht westlich am Elbestom liegt, wird die Verbindung dieses Endmoränenzuges mit dem weiter südlich emporragenden gleichaltrigen, rechtselbischen Endmoränenklotz von Hohenwarte und Lostau hergestellt.

In morphologischer Beziehung ist dieses ganze Endmoränengebiet dadurch besonders gekennzeichnet, daß die mächtigen Schuttmassen der ehemaligen Eisrandlage des vorletzten Landeises, also dessen Endmoränen im engeren Sinne, durch die erosive Tätigkeit des rasch fließenden Wassers stark zertalt, z. T. sogar durch tiefe Quertäler zerschnitten sind, während der größte Teil des zugehörigen Vor- und Hinterlandes mehr der gleichmäßig abtragenden und einebnenden Wirkung des fallenden Regens und des langsam fließenden Wassers seine gegenwärtige schwachwellige Oberfläche verdankt. Es ist darum nicht verwunderlich, daß die ganze Gegend von dem typischen Bilde einer jungdiluvialen, wirrhügeligen Endmoränenlandschaft mit ihrer buckelig-welligen Grundmoränenlandschaft im Hintergrund sowie ihrer flachgeneigten Sandr-Ebene nebst tief ausgefurchten Schmelzwasserrinnen im Vordergrunde erheblich abweicht. Dennoch konnte durch genaue Prüfung des Geländes im einzelnen festgestellt werden, daß aus dem genannten Endmoränenzuge heraus sich in der Abschmelzperiode der Saale-Eiszeit ein breiter, etwa südwestlich gerichteter Hauptabflußweg der Schmelzwasser gebildet haben mußte. Dieser Talzug nahm seinen Anfang in der Nähe von Rogätz und erstreckte sich über Loitsche, Zielitz und weiterhin südwestlich in die Gegend von Mose und Samswegen, bis wohin seine Spuren verfolgt werden konnten (s. weiter unten). Diese Feststellung läßt das untere Ohretal und im westlichen Anschluß an dasselbe das obere Allertal als hochbedeutsamen einheitlichen Abflußweg altdiluvialer Wassermassen in südwestlicher, weiterhin in westlicher bezw. nordwestlicher Richtung erscheinen. Darnach liegt hier ein ehemaliger Tal-

zug vor, der einem nach Westen entwässernden Talnetz angegliedert war, dessen Hauptwasserader wir wohl in einem aus dem gegenwärtigen obern Elbetal in die Gegend des heutigen Allertales vordringenden und in diesem weiter nach Westen und Nordwesten zum Meere hinstrebenden Flusse zu erblicken haben. Diese soeben skizzierten Flußverhältnisse haben wahrscheinlich erst in der letzten Eiszeit durch gewaltsame Änderungen der Hydrographie dieser Gegend ihr Ende gefunden. Die Ursache für letztere suchen wir in dem Durchsägen des jungdiluvialen Eismassivs durch die Schmelzwasser (vgl. das Glogau-Baruther Urstromtal) in der niedrig gelegenen Gegend von Lauenburg a. d. Elbe, wodurch letzten Endes durch rückschreitende Erosion auch den Wassermassen aus der Gegend von Magdeburg ein kürzerer Weg zum Weltmeere geboten wurde (Näheres vgl. Stoller, J., Der jungdiluviale Lüneburger Eisvorstoß. 7. Jahresber. d. Niedersächs. geol. Ver. z. Hannover 1914, S. 222 ff.). Eine allgemeine Stromumkehr und Änderung der Gefällsverhältnisse in der Gegend des heutigen Ohretales war die natürliche Folge.

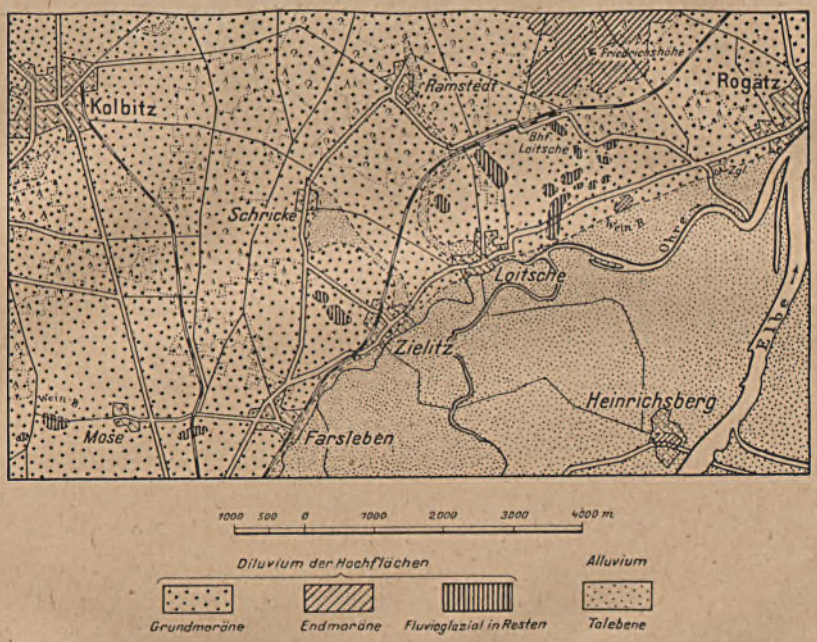
In petrographischer Beziehung zeigt das kartierte Gebiet ebenfalls gewisse Eigentümlichkeiten, die die in obigem gegebene Deutung des morphologischen Bildes zu begründen im stande sind.

Was zunächst das Endmoränengebiet betrifft, so zeichnet es sich durch einen ursprünglich geradezu auffälligen Reichtum an zerstreut umherliegenden großen Geschieben und Blöcken aus. Noch heute bergen die stattlichen Wälder der Ramstedter Forst und der Heinrichshorster Forst, die das Endmoränengebiet z. T. bedecken, eine Fülle von großen Geschieben, wie denn noch jüngst ihr Geschiebereichtum dem Bau der Straße von Angern nach Kolbitz sehr zu gute gekommen ist. Dabei läßt der Umstand, daß in allen Ortschaften der Gegend verhältnismäßig viele Geschiebe nicht nur zur Herstellung von massiven Zäunen um die Höfe und Gärten der Besitzer sondern auch zum Haus- und Scheunenbau Verwendung gefunden haben, darauf schließen, daß dieser Geschiebereichtum ehemals noch viel größer gewesen sein muß. Die durch Erosion wallartig herausmodellierten höchsten Rücken und

Hügel des Endmoränenzuges bestehen größtenteils aus grobem Geschiebekies. Mehrere in ihnen aufgemachte Kiesgruben lassen einen ungeschichteten, groben Gerölle- und Geschiebekies erkennen, der durchweg stark eisenschüssig verwittert ist, aber nur in einzelnen Schlieren, Fetzen und Klötzen lehmige Beschaffenheit zeigt. Hinsichtlich der Geschiebeführung sind zwei Eigentümlichkeiten bemerkenswert: einmal die große Menge von Geröllen einheimischer Gesteine, von Milchquarzen, Kieselschiefern und Lyditen des Paläozoikums sowie von schaligen Toneisensteinen des Alttertiärs, zum andern die Häufigkeit von Kalksteinen des baltischen Silurs und von Sandsteinen des skandinavischen Kambriums, nämlich von Beyrichienkalken, roten Orthocerenkalken, hellen kieseligen Kalksteinen, Scolithessandsteinen und roten und weißen kambrischen Sandsteinen. Sehr lehrreich sind in dieser Beziehung die großen, nicht weit westlich vom Vorwerk Friedrichshöhe gelegenen Kiesgruben, in denen außer den verschiedenen, überall im Gebiet häufigen kristallinen Geschieben (nordischen Graniten, Gneißen, Hälleflinten, Porphyren) die oben genannten Sedimentärgeschiebe mühelos gesammelt werden können. Das Gleiche gilt für die große, jetzt aufgelassene Kies- und Lehmgrube auf dem Loitscher »Weinberge« am Steilufer des Elbe-Ohretales. Die größte Tiefe dieser Grube beträgt 5 m. In seinem Kern birgt dieser bis 71 m NN hochragende »Weinberg« mehrere unregelmäßig gelagerte und z. T. bis in die Spitze der Kuppe hinaufreichende Klötze von stark kalkigem, gelblich-braunem Geschiebemergel, der in der Hauptsache aus umgelagertem Tertiärton besteht. Die Lücken zwischen den Geschiebemergelklötzen und die Kuppe selbst mitsamt ihrem Gehänge nach allen Seiten sind von sandigem bis reinem Geröllekies erfüllt. Die Gerölle sind meist haselnuß- bis apfelgroß. Faust- bis kopfgroße, stark abgerollte Geschiebe kommen zwar vor, sind aber nicht häufig. Noch größere Geschiebe fehlen an der Oberfläche, bezw. sie sind von den Feldern entfernt worden; man kann deren aber viele, und zwar in stattlicher Größe, am nahen Steilabhang sehen, wie sie aus der Grundmoräne herausragen, die dort, von etwa 3 m an abwärts, als Geschiebe-

mergel entwickelt ist. Auch am »Weinberg« bilden die Gerölle und Geschiebe ein typisches »gemischtes Diluvium«, in dem das Kleingerölle hauptsächlich aus einheimischen Gesteinen, das Großgeschiebematerial aus nordischen Gesteinen besteht, genan so wie in den Kiesgruben am Vorwerk Friedrichshöhe.

Figur 1.



Ganz anders geartet sind die Kiesberge, die die höchsten Erhebungen in dem Raume bilden, der begrenzt wird in nordöstlicher Richtung von der Straße Farsleben—Zielitz—Loitsche—Rogätz etwa bis zur Gemarkungsgrenze Loitsche—Rogätz, von da durch eine nordnordwestlich gerichtete Linie bis zur Eisenbahnstrecke Loitsche-Rogätz, dann in südwestlicher Richtung zunächst von der Eisenbahnlinie selbst, weiterhin aber in derselben Richtung durch eine Linie, die zwischen Zielitz und Schricke hindurch ungefähr bis zum »Weinberge« westlich von Mose gedacht werden kann (s. d. Kärtchen Fig. 1). Diese Hügel und Kuppen mit ihren ovalen bis langgestreckten Umrißformen sind unregelmäßig und in

wirrer Anordnung ihrer Längsachsen auf den bezeichneten Raum verteilt. Gemeinsam ist ihnen die ziemlich gleiche Höhenlage ihrer Spitzen und Rücken, so daß sich, wenn man sie verbinden würde, eine in südwestlicher bis südsüdwestlicher Richtung schwach geneigte Ebene ergäbe, mit einer mittleren Höhenlage von 65—67 m NN. Die genannten Hügel und Kuppen sind durch die rings um sie herum wirksam gewesenen abtragenden Kräfte der Erosion aus einem ursprünglich ebenen Gelände herausgeschnitten und müssen demnach im Gegensatz zu den Aufschüttungsmassen der weiter oben betrachteten Endmoränenhügel als Zeugen- oder Restberge einer Erosionslandschaft, hervorgegangen aus einer ehemaligen Ebene, gedeutet werden. Einige von ihnen zeigen heute noch, obwohl sie natürlich der allgemeinen Abtragung durch Denudation ebenso unterworfen waren wie ihre Umgebung, die typische Form von Tafelbergen, so insbesondere der südsüdöstlich gerichtete, fast 700 m lange und 200—300 m breite Hügelrücken, etwa 1 km nördlich von Loitsche.

Im Gegensatz zu den Kieshügeln der Endmoräne bestehen die Zeugen-Kiesberge aus durchaus lehmfreiem, reinem Geröllekies mit in den tieferen Aufschlüssen noch deutlich erhaltener fluviatiler Schichtung. Die Gerölle sind meist von Haselnuß- bis Apfelgröße, seltener von Faust- bis Kopfgröße; teils wechsellagern sie bankförmig mit grobkörnigem bis kiesigem Sande, teils finden sie sich zerstreut in letzterem. Nach ihrer Gesteinszugehörigkeit bilden auch sie ein »gemischtes Diluvium«, unter dessen nordischen Gemengteilen wiederum silurische Kalke nicht selten sind, genau wie in den Endmoränenkiesen.

Erwägt man alle die genannten Umstände, so lassen diese Zeugenberge kaum eine andere als die eingangs gegebene Erklärung zu, daß sie Reste eines breiten altdiluvialen Wasserweges sind, und zwar wird man bei der Rekonstruktion der ursprünglichen glazialen Abflußverhältnisse des Gebietes in der Gegend zwischen dem Loitscher »Weinberge« und dem Bahnhof Loitsche den Teil einer zu der weiter oben besprochenen Endmoräne gehörigen Sandr-Ebene zu erblicken haben, während die in südwestlicher

Richtung sich anschließenden Hügel zum Anfang eines sich aus der Sandr-Ebene entwickelnden breiten Schmelzwasserabflußtales gehören. Mit dieser Deutung stimmt der Umstand gut überein, daß in den Zeugenhügeln die Gerölle sowohl nach ihrer Größe als auch nach ihrer Masse in der Richtung von NO nach SW abnehmen. Die heute herrschenden Oberflächenformen der Gegend von Loitsche und ihre hydrographischen Verhältnisse sind das Ergebnis der abtragenden Kräfte der Erosion und der Denudation, die hier seit dem Ende der vorletzten Eiszeit bis zur Gegenwart ohne jede wesentliche Unterbrechung wirksam sein konnten. Dabei finden wir auch hier bestätigt, daß die Erosion viel intensiver und viel mehr umgestaltend auf das morphologische Bild einer Gegend wirkt als die Denudation.

Die Grundmoränenbildungen des kartierten Gebietes zeichnen sich, soweit es sich um Geschiebemergel handelt, dadurch aus, daß sie sehr viel aufgearbeitete Tertiärtone enthalten. In fast allen den zahlreichen Lehmgruben dieser Gegend beobachtet man einen rostgelben bis bräunlichen, feinsandigen bis tonigen, vielfach auch stark kalkigen Mergel, der in Stückchen und dünnen Plättchen bricht, wobei sich auf den Schichtflächen viele Glimmerschüppchen zeigen. Man könnte oft versucht sein, an primär lagernden, stark verwitterten Oligocänton (etwa Septarienton) zu denken, wenn nicht nach einigem Suchen da und dort im Mergel zerstreut sich ein winziges Geröllchen oder ein kleines Geschiebe nordischer Herkunft fände. Manche Partien dieses Mergels enthalten reine Kalkausscheidungen nach Art von Lößkindeln. Wenn die soeben beschriebene Fazies des Geschiebemergels in der Hauptsache auf umgelagerten Septarienton zurückzuführen sein dürfte (geologisches Zeichen = d[boτ]), so ist eine andere nicht minder häufige Geschiebemergelfazies, die im Aufschluß sich als ein rostgelber bis bräunlicher, schichtungsloser, magerer Mergelsand darstellt, wohl als das glaziale Aufbereitungsprodukt von tertiären Feinsanden (vielleicht des Unteroligocäns) zu deuten. Auf der geologischen Karte wurde sie, wo sie in größeren Flächen ohne nachweisbaren Geschiebe Inhalt festgestellt wurde, mit dem Zeichen

dms (= glazialer Mergelsand der vorletzten Vereisung) versehen. Es ist auch anzunehmen, daß die tonig-feinsandige Grundmoräne des Gebietes das Material zu den in der Gegend ebenfalls nicht seltenen Staubeckensanden geliefert hat, die z. B. bei Blätz als Formsande ausgebeutet werden.

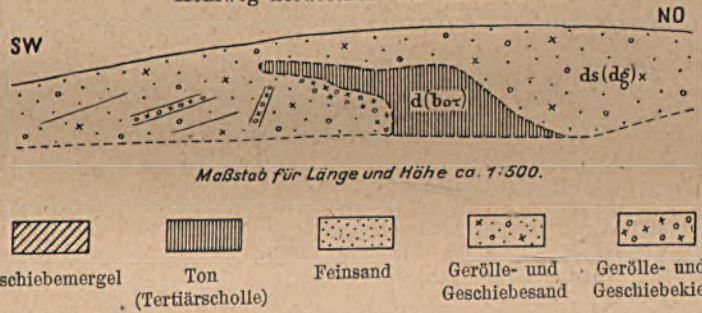
Figur 2.

Westwand der Sand- und Kiesgrube bei der Ziegelei Rogätz.



Figur 3.

Hohlweg nordöstlich von Ramstedt.



Was die Verbreitung und die Lagerungsverhältnisse des Geschiebemergels im allgemeinen betrifft, so tritt er nach dem Kartierungsergebnis am Fuße des beschriebenen Endmoränenzuges von Loitsche über Rogätz bis nach Angern in großen Flächen zu Tage und bildet, wie auch sein im Steilufer des Elbe-Ohretales von Loitsche an bis über Rogätz hinaus auf mehrere km Länge in geschlossenem Zusammenhange erfolgter Nachweis lehrt, die breite, zusammenhängende Unterlage für die aufgesetzten Endmoränenschüttungen. Innerhalb des Endmoränenzuges aber kommt der Geschiebemergel nur in aufgepreßten Schollen, in Klötzen, Schlieren und unzusammenhängenden kleinen Einlagerungen vor, wie die beiden vorstehenden Profile (Fig. 2 und Fig. 3) zeigen.

Der Umstand, daß der Geschiebemergel unseres Gebietes als Lokalmoräne entwickelt ist, indem er fast durchweg aus aufgearbeiteten tertiären Tonen und Feinsanden besteht, läßt vermuten, daß hier überall das Tertiär in verhältnismäßig geringer Tiefe ansteht. Leider sind aus dem kartierten Gebiet keine geologisch untersuchten Tiefbohraufschlüsse bekannt geworden. Dagegen kennt man aus der südlich benachbarten Gegend von Niegripp, Heinrichsberg und Zielitz mehrere Tiefbohrungen, die von der Gewerkschaft Moltkeshall zwecks Erschließung und Abgrenzung des Zechsteinsalzlagers bei Zielitz niedergebracht worden waren. Hier hat das Diluvium eine mittlere Mächtigkeit von nur 35 m und wird teils von Septarienton teils von feinen, tonigen Glaukonitsanden des Oligocäns unterlagert. Darum möchte ich das mir bekannt gewordene Bohrmeisterprofil eines Tiefbrunnens, der vor vielen Jahren in der Nähe des Gutshofes Ramstedt niedergebracht worden war, folgendermaßen deuten:

0—27 m Sand = Diluvium
27—43 m »blauer Töpferton« = Tertiär (Septarienton).

Ungewiß bleibt aber bei dieser Deutung immer noch, ob hier das Tertiär in primärer Lagerung oder als diluvial verschleppte bezw. aufgepreßte und aufgearbeitetete Scholle vorliegt. Das Gleiche gilt für ähnliche Tone und tonige Feinsande, die in einigen flachen Schurfen, z. B. in dem Bahneinschnitt etwa halbwegs zwischen den Bahnhöfen Loitsche und Angern-Rogätz vorübergehend aufgeschlossen waren. Auch sie wurden, da nordische Gemengteile nicht festgestellt werden konnten, auf der Karte als Oligocän bezeichnet.

Herr W. Koert berichtet über Rät, Lias und Diluvium auf dem nördlichen Teile der Landschwelle von Blatt Hötensleben.

Die geologischen Aufnahmearbeiten auf Blatt Hötensleben während des Sommers 1920 bewegten sich im wesentlichen auf dem nördlichen Teile der Landschwelle, welche als südöstliche Fortsetzung des Lappwaldes (Bl. Helmstedt) das obere Allertal von der Helmstedter Braunkohlenmulde scheidet. Auch auf dem Blatte Hötensleben setzt sich diese Landschwelle in der Hauptsache aus Rät- und Liasschichten zusammen.

Das Rät

besteht vorwiegend aus Sandsteinen und mehr oder weniger sandigen Schiefertonen; erstere scheinen im allgemeinen nach dem Liegenden zu, letztere nach dem Hangenden zu vorzuherrschen, doch wechseln im einzelnen beide Gesteinsarten oft miteinander ab.

Die Sandsteine sind helle oder eisenschüssige Quarzsandsteine von feinem Korn, meist wenig verfestigt und daher leicht zu bearbeiten, stellenweise so mürbe, daß sie als Sand gegraben werden, so nordwestlich Sommerschenburg und nördlich Völpke, und in diesem Falle leicht mit dem eocänen Braunkohlensand zu verwechseln. Die Schichtflächen tragen oft Wellenfurchen, und die Bänke zeigen vielfach Kreuzschichtung. Tongallen und Knollen von Kaolin sind in dem Sandstein lagenweis verbreitet, auch scheint in manchen Bänken ein feinverteilter Kaolingehalt die Ursache für die stärkere Eisenstreifung und -flammung zu sein, wohl infolge der adsorbierenden Wirkung, welche der Kaolin auf die Eisenlösungen ausübt. Der Kaolingehalt zeichnet demnach die rätischen Sandsteine vor den liassischen aus. Von organischen Resten sind bis jetzt nur pflanzliche beobachtet, so *Dictyophyllum exile* Brauns sp. (von Herrn Prof. Gothan freundlichst bestimmt) in einem Steinbruch westlich vom Linseberg bei Wefensleben, und häufig ein unbestimmbarer Pflanzenhäcksel in Gestalt von kohligen Resten. Röhrichtsandsteine fanden sich mehrfach, so z. B. in 3 m unter Oberkante des alten, in Trenckmanns Busch nordöstlich Vitriolhütte belegenen Steinbruchs, wo ihn H. Credner[1]) bereits an der Unterkante eines 5 cm starken Kohlenstreifens beobachtet hat, wenngleich in dem heutigen Aufschlusse von der Kohle nichts mehr zu sehen ist. Endlich ist bei Marienborn und Vitriolhütte im 18. und im Anfang des 19. Jahrhunderts Bergbau auf ein stark mit Schwefelkies durchsetztes, bis 0,5 m starkes Kohlenflöz getrieben worden, das zur Vitrioldarstellung diente (H. Credner, a. a. O., S. 147—148), und bei der geologischen

[1]) H. Credner, Über die an der Magdeburg-Helmstedter Eisenbahnlinie aufgeschlossenen Glieder der Rätischen Gruppe und der Juraformation. Zeitschr. f. d. gesamten Naturwiss. N. Folge VII, 1873, S. 144.

Aufnahme wurde in Trenckmanns Busch in der Nähe der beiden alten Schachthalden am Wege von Sommerschenburg zum Bahnhof Wefensleben mit dem 2 m langen Handbohrer unter 0,8 m Lößlehm ein mit Ton verbundenes Kohlenflözchen gefaßt.

Der Rätsandstein dürfte unterirdisch in einem geschlossenen, NW—SO streichenden Zuge aus dem Gutspark von Marienborn mindestens bis Zechenhaus sich erstrecken, das Einfallen ist hier im allgemeinen flach nach SW gerichtet, nur westlich Wefensleben, wohl infolge örtlicher Störungen, flach nach WNW. Die Mächtigkeit mag 10 m und mehr betragen. In einzelnen Aufragungen erscheint sonst noch Rätsandstein südlich von Marienborn in der Gutsforst und in größerer Verbreitung, z. T. unter Lößbedeckung, vor allem N und NW Sommersdorf und Sommerschenburg, endlich in einer kleinen Partie nördlich Völpke an der von Sommersdorf her führenden Chaussee.

Die besten Aufschlüsse im oberen, mehr tonigen Rät bieten z. Zt. zwei dem Gutsbesitzer Hosang in Sommersdorf gehörende Tongruben südlich des Wirpkeberges. Die östliche Grube zeigt unter 0,2—0,5 m Löß:

3 m hellen, schwach kaolinhaltigen Quarzsand, der in den untersten 0,2 m zu schaligem Eisensandstein verkittet ist;

0,6–0,7 » eisenschüssigen, frisch blaugrauen, feinsandigen, kalkfreien Ton mit Feinsandlagen, die z. T. durch Eisenoxydhydrat zu gelbbraunem Eisensandstein verkittet sind;

0,25 » braunroten, bis dunkelkirschroten z. T. schaligen, z. T. glaskopfartigen, ockrigen Brauneisenstein;

> 3 » (angeblich 10 m) hellgrauen, kalkfreien, feinsandigen Ton, zu oberst noch mit gelbbraunen bis braunroten Lagen, tiefer mit Pflanzenhäcksel und ausgezeichneter Kreuzschichtung.

Einfallen unter 10—15° nach SW.

Die westliche, etwa 150 m entfernte Grube läßt von oben an folgendes Profil erkennen:

1 m humosen Sand bis Feinsand (Gehängebildung);

0,9 » gelben, feinsandigen Ton mit dünnen Platten von hell gefleckten Eisensandstein;

0,1 » rotbraunen bis kirschroten, ockerigen Brauneisenstein;

> 3 » (angeblich 10—12 m) hellgrauen, feinsandigen, kalkfreien Ton, der nach unten zu in z. T. kreuzgeschichtete, glimmerige, Pflanzenhäcksel führende Tone mit Lagen von dichtem Toneisenstein übergeht.

Einfallen flach nach SW.

Gelbe bis rötliche und z. T. mit Ocker vergesellschaftete Tone scheinen im obersten Rät unserer Gegend auch sonst noch ziemlich verbreitet zu sein, so wurden sie z. B. 0,9 km südsüdwestlich Zechenhaus, ferner in der Gutsforst Marienborn im Hangenden des dortigen Rätsandsteins mit dem Handbohrer angetroffen. Zwischen Sommersdorf und Völpke, wo sie auf der Nordseite des Hantales beiderseits der Chaussee vorhanden und z. T. aufgeschlossen sind, konnte an dem nach Osten führenden Feldwege ihre Überlagerung durch Kalksandstein des Unterlias mit *Psiloceras Johnstoni* Sow. festgestellt werden. Man könnte versucht sein, die auffallend roten, ockerigen Brauneisensteine, sowie die gelben oder roten Färbungen der Tone auf paläoklimatische Ursachen zurückzuführen und in ihnen tropische oder subtropische Oberflächenbildungen zu erblicken, die etwa mit Laterit oder Rotton zu vergleichen wären. Nach meiner Kenntnis von derartigen Gebilden kann ich mich zu dieser Auffassung nicht entschließen, muß aber an dieser Stelle von einer näheren Darlegung absehen; vielmehr glaube ich, daß die roten, ockerigen Brauneisensteine sowie die gelben bis roten Tonfärbungen auf die Zersetzung von Schwefelkiesen bei teilweise beschränktem Wasserzutritt zurückzuführen sind, wodurch gelbe oder wasserärmere, rote Eisenhydroxyde entstanden sind. Die große Verbreitung des Schwefelkieses im oberen Rät unserer Gegend wird bewiesen durch die ehemalige Vitriolindustrie und durch die Angaben H. Credner's (a. a. O. S. 147—148) über den Landstrich zwischen Marienborn und Vitriolhütte. Rötliche Tone von der Grenze des Rät gegen den Lias werden übrigens bereits durch Schmierer vom Nachbarblatte Helmstedt (Erläut. S. 25, 32) und durch Schroeder vom Blatte Salzgitter (Erläut. S. 41) angeführt.

Der Lias

ist auf dem nördlichen Teile der Landschwelle nur mit seiner unteren Abteilung vertreten, während in der Störungszone des oberen Allertales auch Mittlerer und Oberer Lias nachzuweisen sind.

Die Psilonoten- und Angulatenschichten

sind auf der Karte zusammengefaßt und folgendermaßen verbreitet:

westlich und südlich Marienborn in einem SSO streichenden Zuge über den Fuchsberg und Vitriolhütte hinaus, ferner zwischen Sommersdorf und Völpke-Badeleben, wo sie offenbar den Gegenflügel zu dem Abschnitte südsüdöstlich Vitriolhütte des ersteren Zuges bilden und eine flache Mulde einschließen. Sie bestehen aus mehr oder weniger kalkigen, z. T. Toneisenstein führenden Schiefertonen mit eingelagerten grauen Kalksandsteinen und oft dünnplattigen, mehr oder weniger eisenschüssigen Sandsteinen. Recht bezeichnend sind für die Psilonotenschichten schwarzbraun verwitternde, also manganschüssige oder manganfleckige Kalksandsteine, in denen zwischen Sommersdorf und Völpke folgende, z. T. mit der Kalkschale erhaltene Formen bestimmt werden konnten:

Psiloceras Johnstoni Sow.
Ostrea sublamellosa Dkr.
Pecten textorius Schloth.
Pecten subulatus Münst.
Lima pectinoides Sow.
Modiola hillana Sow.

In dünnplattigen Sandsteinen fand sich nordwestlich Marienborn außer *Psiloceras Johnstoni* Sow. und *Ostrea sublamellosa* Dkr. noch *Cardinia crassiuscula* Sow.

An Mächtigkeit weitaus übertroffen werden aber die Psilonotenschichten von den darüber folgenden Angulatenschichten, in denen dünnplattige, z. T. feinkörnige, tonige, grünlichgraue Sandsteine eine Hauptrolle zu spielen scheinen. Recht charakteristisch für die Angulatenschichten unserer Gegend erweisen sich gewisse Schichtflächengebilde, wie sie bereits Quenstedt (Der Jura 1858, S. 53; Taf. 5, Fig. 16) aus dem gleichen Horizont Württembergs als »Tropfenplatten« beschrieben hat.

Das Leitfossil *Schlotheimia angulata* scheint ziemlich selten zu sein, die dünnplattigen Sandsteine auf der Südseite des Hochberges zwischen Sommersdorf und Sommerschenburg lieferten folgende kleine Fauna:

Flossenstachel von *Hybodus* sp.
Turritella (Mesalia) turritella Dkr. sp.
Dentalium etalense Terq. u. Piette.
Ostrea sublamellosa Dkr.
Pecten subulatus Münst.
Gervillia Hagenowii Dkr.
Modiola nitidula Dkr.
Gresslya liasina Schübl.

Die Arietenschichten

sind in einem NW—SO streichenden Zuge vom Rodenberge bis zum Wirpketal, dann nach einer Unterbrechung durch Rät wieder bei Sommerschenburg in größerer Ausdehnung nachzuweisen und ausgezeichnet durch das Auftreten von oolithischen Gesteinen, nämlich sehr eisenschüssigen, tonigen, feinoolithischen Sandsteinen, die offenbar durch Auslaugung und Verwitterung ursprünglich kalkiger Gesteine hervorgegangen sind und oft einen unverkennbaren Stich ins Grünliche haben, ferner von kalkigen, aber meist ausgelaugten, oolithischen Brauneisensteinen; endlich fehlen auch teils rötliche, teils gelbgraue Tone nicht. Von häufigen Fossilien sind außer Bruchstücken großer Arieten zu nennen:

Arietites geometricus Opp.
Avicula inaequivalvis Sow.
Gryphaea arcuata Lam.

Der oolithische, oft rotbraune Eisenstein ist von stark wechselnder (zwischen 0,1 und 3,4 m) Mächtigkeit und wenig scharf gegen das Nebengestein begrenzt. Es muß auch dahingestellt bleiben, ob es sich um ein oder mehrere Flöze handelt. Giebel gibt von Sommerschenburg Gehalte von 27—41 % Fe an[1]).

Frischere Gesteine der Arietenschichten stehen im Fördereinschnitt der Ziegelei von Völpke dicht südlich der Bahn Eilsleben-Schöningen zutage und werden durch eine SO—NW streichende Verwerfung gegen eocänes Braunkohlengebirge abgeschnitten. Man hat dort über hellem, feinkörnigen, kalkarmen Sandstein folgendes Profil:

0,5 m oolithischen Kalksandstein, oben reich an Schwefelkies und daher rostfarben zersetzt und entkalkt;
0,75 » schwefelkiesreiche, daher rostfarbene Sande mit Toneisenstein, der kalkige Oolithkörnchen führt, und in dem *Avicula inaequivalvis* Sow. beobachtet wurde;
0,2 » Toneisensteinbank mit kalkigen Oolithkörnchen;
0,15 » dunkelgrauen, kalkigen Ton mit hellen, radialfasrig gebauten Flecken (Gips?);
> 1 » zähen, dunklen, kalkarmen Schieferton mit teils dichtem, teils kalkige Oolithkörnchen führendem, schwefelkiesreichen Toneisenstein; häufig ist im Toneisenstein die *Rhynchonella variabilis* Schloth.

[1]) Giebel, Das liasinische Thoneisensteinlager bei Sommerschenburg. Zeitschr. f. d. gesamte Naturwiss. X, 1857, S. 367—369.

Hierüber folgen in nicht festzustellender Mächtigkeit die Tone der verlassenen Tongrube, in deren Tiefstem eine 0,15—0,2 m starke Bank von blaugrauem bis graubraunem Kalk mit Eisenoolith sichtbar wird (Einfallen unter 5° nach SW). Dieser Kalk ist reich an Fossilien mit der Kalkschale, nämlich an:

Arietites obliquecostatus Ziet. (vergl. Brauns: Der Untere Jura im nordwestl. Deutschland 1871, S. 184 ff., Taf. I, Fig. 3—5, aber unter Ausschluß des *A. geometricus* Opp., welchen Brauns zu Unrecht mit der Zieten'schen Art vereinigt).
Cardinia Listeri Sow.
Pecten subulatus Münst.
Gryphaea arcuata Lam.

Die Rät- und Unterliasschichten der Landschwelle finden auf Blatt Hötensleben nach Osten ihren Abschluß an der großen Störungszone des Allertales, und zwar an einer SO—NW-Störung, an welcher westlich Wefensleben neben die Tone und Sandsteine des Rät Amaltheenschichten, also Mittellias, stoßen.

Die Amaltheenschichten

sind aus dem Bahneinschnitt nordwestlich Wefensleben seit langem durch die Mitteilungen von A. Schreiber[2]) und H. Credner[3]) bekannt. In der Sammlung der Geologischen Landesanstalt zu Berlin liegen folgende Formen, welche durch Schmierer im Jahre 1906 dort gesammelt wurden:

Amaltheus margaritatus Mtf. in verschiedenen Varietäten
Belemnites paxillosus Schloth.
Pleurotomaria expansa Sow.
Turbo Dunkeri Gldf.
Plicatula spinosa Sow.
Leda subovalis Gldf.
Leda Galathea d'Orb.
Rhynchonella amalthei Qu. sp.

Ungefähr 0,9 km südöstlich von dem Bahneinschnitt ließen sich noch Amaltheenschichten in Schiefertonen mit dichten Toneisen-

[1]) A. Schreiber, Keuper, Lias-Ton und Sandstein in der Umgebung Ummendorfs. Zeitschr. f. d. gesamt. Naturwiss. N. F. I, 1870, S. 488—492.

[2]) H. Credner, Über die an der Magdeburg-Helmstedter Eisenbahnlinie aufgeschlossenen Glieder der Rätischen Gruppe und der Juraformation. Zeitschr. f. d. gesamt. Naturwiss., N. F. VII, 1873, S. 140—156.

steinen feststellen, welche auf der letzten Halde vor dem Bahndamm am Wege von Sommerschenburg zum Bahnhof Wefensleben liegen und offenbar aus einem dort mündenden Luftschächtchen über dem alten, von H. CREDNER (a. a. O., S. 148) erwähnten Wasserstollen stammen. Hier fanden sich:

Amaltheus margaritatus MTF.
Trochus paludinaeformis SCHÜBL.
Trochus imbricatus SOW.
Cerithium Blainvillii MSTR.
Leda Galathea D'ORB.

Mit derselben Randstörung dürfte auch das Auftreten von Oberlias südlich von Wefensleben zusammenhängen, wenn auch die Dinge im einzelnen durch die Kartierung noch nicht festgelegt sind. Zwischen dem Rätsandstein von TANGERMANN's Bruch im SO und dem Rät von Zechenhaus im NW stehen nämlich in einer alten Tongrube am Talhange gegenüber dem erstgenannten Bruch kalkige Tone mit *Belemnites irregularis* SCHLOTH. und *Belemnites breviformis* VOLTZ an, also Schichten des Oberlias, möglicherweise Jurensismergel.

Über die Begrenzung der Landschwelle nach der Braunkohlenmulde zu ließ sich in der Ziegeleitongrube südlich Völpke ermitteln, daß hier wenigstens eine SO—NW-Verwerfung die Grenze bildet, an welcher die eocänen Feinsande, Tone und Braunkohlen gegen Arietenschichten abstoßen. Auf dieser Verwerfung treten Quellen zutage und erschweren den Abbau des Eocäntons durch die von ihnen veranlaßten Rutschungen sehr. Vielleicht erklärt sich auch das scharfe, geradlinige Abschneiden der Braunkohleschichten am SW-Ende von Sommersdorf gegen den Untersten Lias durch eine solche Randverwerfung.

Von den im Schichtenbau der Landschwelle selbst nachweisbaren Bruchlinien ist besonders die große Querstörung wichtig, welche im Tale von Sommersdorf-Sommerschenburg, also von WSW nach ONO, verlaufen muß, und die sich bereits aus der EWALD'schen Übersichtskarte herauslesen läßt. Während nämlich auf der nördlichen Talseite, abgesehen vom Diluvium, vom Wirpketal bis zum »Dorn« vor Sommerschenburg nur Rätschichten entwickelt sind,

hat man auf der Südseite außer dem Diluvium Eocän und ein anscheinend ungestörtes Profil durch den Unteren Lias von den Psilonoten- bis zu den Arietenschichten. Parallelbrüche zu diesem großen Querbruch geben sich auf der SO-Seite von Sommerschenburg noch im Unteren Lias zu erkennen. Der Arietenlias auf der NW-Seite von Sommerschenburg ist eine auf drei Seiten von Verwerfungen gegen Rät und tieferen Lias begrenzte Scholle. Eine Reihe von weiteren Bruchlinien zwischen Sommerschenburg und Marienborn werden durch Täler oder mindestens Dellen angedeutet.

Das Diluvium.

Das diluviale Inlandeis hat die Landschwelle, welche mit Höhen bis zu 210 m einerseits das rund in 120 m Seehöhe bei Belsdorf belegene Allertal, andererseits den ungefähr ebenso hoch gelegenen Rand der Braunkohlenmulde bei Hohnsleben und Etgersleben überragt, überschritten und an ihren beiden Flanken Grundmoräne in Gestalt von zusammenhängenden Geschiebemergelflächen hinterlassen, während auf dem Scheitel der Schwelle die Grundmoräne sich nur in einzelnen Flecken erhalten hat, z. T. als Lokalmoräne (Steinbruch nördlich Sommersdorf), oder sich nur in der dünnen Steinsohle unter dem Löß oder in einer dünnen Geschiebestreuung auf Rät oder Lias angedeutet findet. Besonders auffallend ist noch ein Kranz von Sand- und Kiesrücken, die sich an die Geschiebemergelflächen am Osthange der Braunkohlenmulde mindestens vom Wirpkeberg ab vorbei an Hohnsleben bis über Etgersleben hinaus eng anschließen und in Aufschlüssen horizontale Schichtung mit untergeordneter Kreuzschichtung und eine Mächtigkeit bis zu etwa 15 m erkennen lassen. Die Veranlassung zur Bildung dieser Sande und Kiese ist wohl darin zu erblicken, daß es im Inlandeise bei seinem Abstiege von der Rätliasplatte zur Braunkohlenmulde bei dem plötzlichen Gefällswechsel zu Gletscherbrüchen unter starker Spaltenbildung kam, daß infolgedessen hier die Schmelzwässer eine große Wirksamkeit entfalteten und so die Grundmoräne zu Kiesen und Sanden aufbereiteten.

Diese Kiesmassen gestatten auch den besten Einblick in die

Gesteine, welche an der Zusammensetzung unseres Diluviums beteiligt sind. In den zahlreichen Kiesgruben zeigt sich immer wieder, daß die Gesteine des einheimischen Bodens die nordischen überwiegen, und zwar sind es vor allem Gesteine des Flechtinger Höhenzuges, der Weferlinger Triasplatte, überhaupt der nördlich oder nordöstlich sich erstreckenden Gebiete, welche Material zu diesen Kiesen beigesteuert haben. Es waren u. a. nachzuweisen: Culmgrauwacken, Porphyre, Porphyrite und Rotliegendtuffe des Flechtinger Höhenzuges, Stinkschiefer des Mittleren Zechsteins, Rogensteine des Unteren Buntsandsteins, Oberer Muschelkalk (Tonplatten) mit *Ceratites* sp., *Pecten discites* Schloth., *Gervillia socialis* Schloth., *Myophoria simplex* Schloth., bunte Mergel des Gipskeuper, Rätsandstein mit Pflanzenhäcksel, Eisenoolithe und Eisensandsteine der Arietenschichten, Mergelkalke der Amaltheenschichten mit *Amaltheus spinatus* Brug. und *Gryphaea cymbium* Lam., Knollensteine des Eocäns, z. T. Röhrichtquarzite, Phosphorite des Unteroligocäns, Faserkalk aus dem Mitteloligocän. Unter dem nordischen Material ließen sich, z. T. mit freundlicher Hilfe von Herrn Prof. Korn, feststellen: Bredvadporphyr, Grönklittporphyrit und Quarzporphyr aus Dalarne, Påskallavikporphyr und Hälleflintporphyr aus Småland, Granitporphyr und Rappakiwi von Åland, obersilurischer Stromatoporenkalk (Gotland bis Estland), obersilurischer Kalk mit *Chonetes striatella* Dalm. und obersilurischer Crinoidenkalk von Gotland.

Auf den hohen Gehalt der Kiese an Kalkgeschieben, namentlich solchen des Muschelkalks, dürfte auch der in den Niederungen um Hohnsleben stark verbreitete alluviale Moormergel zurückgehen, insofern die aus den Kiesen zusetzenden kalkreichen Grundwässer in ehemaligen Seen und Teichen ihren Kalkgehalt im Moormergel niederschlugen.

Der fast regional über die Landschwelle hinweg meist in weniger als 2 m mächtiger Decke verbreitete Löß hat im Gegensatz zu dem benachbarten Bördelöß keine ausgesprochene Schwarzerdebildung. Bemerkenswert ist der Unterschied in dem Grade seiner Entkalkung, je nachdem er auf der Nordost- oder auf der

Südwestseite der Landschwelle belegen ist. Im Nordosten, also nach dem Allertal zu, ist er durchweg stark entkalkt, während im Südwesten am Rande der Braunkohlenmulde die Entkalkung gering ist. Auch am Geschiebemergel war ein derartiger Gegensatz festzustellen, so ist z. B. bezeichnend, daß in einer Brunnengrabung am Rande des Damwildgartens auf der NO-Seite von Sommerschenburg der hier unter 0,5 m Lößlehm folgende 3,7 m starke Geschiebemergel bis auf die untersten 0,5 m entkalkt war, während auf den Geschiebemergelflächen zwischen Sommersdorf und Völpke mit dem 2 m langen Handbohrer ganz gewöhnlich der unentkalkte Geschiebemergel unter wenig entkalktem Löß angetroffen wird. Ob dieser Gegensatz auf klimatische Unterschiede zu beiden Seiten der Landschwelle deuten dürfte, wage ich nicht zu entscheiden, um so weniger als den Regenkarten der Provinzen Sachsen und Hannover[1]) keinerlei Hinweis zu entnehmen ist.

Herr v. Linstow berichtet über die Ergebnisse der Aufnahmen der Blätter Schildau $\left(\frac{58}{34}\right)$ und Torgau-West $\left(\frac{58}{29}\right)$ im Jahre 1920.

An festem Gebirge tritt auf Blatt Schildau an mehreren Stellen Porphyr zutage (südlich von Wildschütz, Schildberg, namenlose Kuppe südöstlich davon), der wohl gleich vielen anderen Porphyren des vorm. Königreichs Sachsen ein mittelrotliegendes Alter besitzen dürfte.

Weitverbreitet sind besonders auf Bl. Schildau Süßwasserbildungen des Miocäns; kalkfreie Tone walten durchaus vor, es finden sich aber auch Quarzsande, Formsande, Glimmersande und geringmächtige Braunkohlenflöze.

An Bildungen des Diluviums wären einmal eigentümliche Kiese zu erwähnen, die völlig frei sind von nordischen Bestandteilen (Feuersteine usw.), also nur in eisfreien Perioden aus dem

[1]) G. Hellmann, Regenkarte der Provinz Sachsen und der Thüringischen Staaten 1902. — Derselbe, Regenkarte der Provinzen Schleswig-Holstein und Hannover usw. 1902.

Süden gekommen sein können. Ihre meist recht grobe Beschaffenheit deutet auf eine erhebliche Stromgeschwindigkeit der sie absetzenden Gewässer hin, die ihrerseits nur durch aufsteigende Bodenschwellen, also epirogenetische Bewegungen, erklärt werden kann. Der stratigraphischen Stellung nach ruhen diese Kiese auf dem oben erwähnten Miocän und werden überlagert von glazialem Diluvium wohl der jüngsten Vereisung, wie weiter unten ausgeführt ist. Gern ragen diese Kiese in Form von Kuppen durch das glaziale Diluvium hindurch (Gegend östlich von Sitzenroda) oder finden sich als west-östlich streichende, durch Eisdruck aufgepreßte schmale parallele Rücken vor (Gegend nördlich von Süptitz). Petrographisch bestehen diese präglazialen oder interglazialen Kiese ganz überwiegend aus weißen Milchquarzen, daneben beobachtet man aber auch schwarze Kieselschiefer, Grauwacken, Sandsteine, Tonschiefer u. a. m.

An Grundmoränen wurden zwei festgestellt. Die eine, die ganz erheblich an Ausdehnung überwiegt, tritt als große, zusammenhängende Fläche zwischen Torgau und Neiden auf, findet sich aber auch bei Niederaudenhain, hier durch Talsand eingeebnet, in gleicher Weise ferner bei Oberaudenhain, Langenreichenbach, Wildschütz usw. Ihre geringmächtige Entkalkung (1,10—1,25 m) legt den Verdacht nahe, daß diese Grundmoräne recht jugendlichen Alters ist, also vielleicht der letzten Vereisung angehört oder einem jüngsten, größeren Vorstoß des Eises. Petrographisch enthält diese Moräne auf unseren Blättern sowohl nordische wie einheimische, südliche Bestandteile, welch letztere vor den ersteren erheblich überwiegen.

Eine zweite, abweichend beschaffene Grundmoräne tritt nur an einem einzigen Punkt, nämlich 250 m nordöstlich vom Zietenhof (Bl. Torgau-West, nördliche Hälfte) auf. Die Abweichung bezieht sich sowohl auf die Kalkführung, die bis 2,30 m Tiefe noch nicht angetroffen wurde, als auch auf die Zusammensetzung, die, wie es scheint, nur nordische Bestandteile erkennen läßt. Vielleicht liegt hier daher der Rest einer älteren Moräne vor.

Quer durch beide Blätter zieht sich eine gewaltige, heute

zumeist mit Talsand erfüllte Niederung, deren Nordrand etwa durch die Orte Torgau-Süptitz-Großwig-Weidenhain, deren Südrand durch die Orte Schildau-Kobershain bezeichnet wird. Dieses alte Verbindungstal zwischen Elbe (Torgau) und Mulde (Düben) weicht aber in mehreren Punkten von einem gewöhnlichen »Urstromtal« ab. Einmal ist der Mangel an scharfen Talrändern auffallend. Es ist in der Tat an manchen Stellen des Tales einfach unmöglich, scharfe Grenzen gegen das anstoßende Plateau zu ziehen; am meisten trifft dieses für einzelne Teile des westlich anstoßenden Blattes Mockrehna zu, wo besonders in dem Gebiet zwischen dem Forsthaus Jagdhaus und der Kolonie Torfhaus jede Spur eines Absatzes vollkommen fehlt.

Sodann findet sich in dem alten Tal eine größere Anzahl von diluvialen — also eiszeitlichen — Inseln, deren größte der westlich der Försterei Pflügkuff gelegene Loßwiger Wald ist (Bl. Torgau-West); aber auch die Erhebungen südöstlich von Klitzschen, sowie südwestlich desselben Dorfes (Krähen-Berge) sind noch recht ansehnlich, während andere unbedeutender sind (Süptitzer Berg usw.). Ferner zeigt dieses Tal besonders bei Niederaudenhain, Oberaudenhain, Langenreichenbach, östlich von Wildschütz und westlich von Probsthain mehr oder weniger ausgedehnte Flächen von eingeebnetem Geschiebemergel, ja, gegen $1^1/_2$ km südsüdwestlich von Weidenhain (Bl. Torgau-West) ragt sogar eine kleine, kaum hervortretende flache Kuppe der oben erwähnten prä- oder interglazialen Kiese aus dem Talsand auf.

Schließlich ist auf das oft wenig ausgeglichene Gefälle hinzuweisen, das in zahlreichen Fällen die Frage, ob Talsand oder diluviale Insel, erschwert.

Alle diese Erscheinungen zusammen deuten mit Bestimmtheit darauf hin, daß die Gewässer, die in diesem breiten Tal seinerzeit fluteten, weder imstande waren, die aus Sand bestehenden Inseln zu entfernen, noch scharfe Uferränder zu erzeugen, noch den eingeebneten Geschiebemergel mit Sand zu bedecken, d. h., das Wasser, das sich in diesem Tal bewegte, war meist recht seicht und hielt sich vor allem geologisch gesprochen nur für

eine kurze Spanne Zeit. Dabei ist die Breite des alten Talzuges erheblich: sie macht auf der Linie Weidenhain-Kobershain über 13 km aus! Die engste Stelle liegt beiläufig auf Bl. Mockrehna zwischen Wildenhain und Battaune, sie mißt kaum $3^1/_2$ km.

In diesem Tal bewegten sich am Ende der letzten Vereisung die Schmelzwässer des abschmelzenden Eises, und zwar von Osten nach Westen. Heute zeigt diese Niederung noch insofern eine Eigentümlichkeit, als sie ihre Bifurkation in sich trägt: westlich vom Wildenhainer Bruch (Bl. Mockrehna) fließen die Gewässer sämtlich nach Westen, östlich davon aber nach Osten. Es hat hier also eine auch sonst im norddeutschen Flachland hier und da beobachtete Umkehr des Gefälles stattgefunden (z. B. Fuhne-Niederung an der Grenze von Anhalt zu Sachsen).

Nördlich von Torgau, in der Nordostecke des Blattes Torgau-West, findet sich in einem Altwasser der Elbe die im Aussterben begriffene Wassernuß, *Trapa natans* L., die heute bei Annahme dreier getrennter Eiszeiten aus beiden Interglazialen bekannt ist.

Herr Assmann berichtet über die geologischen Aufnahmen auf Blatt Schönebeck.

Die weitaus größte Fläche des Blattes Schönebeck wird von den alluvialen Ablagerungen des Elbetals eingenommen. Diese bestehen im wesentlichen aus einer bis 2 m mächtigen Schlickdecke, unter der kiesstreifige Sande und Schotter zur Ablagerung gelangt sind, welche stellenweise eine Mächtigkeit von 8—9 m erreichen. Die oberste Schlickdecke kann gelegentlich fehlen, so z. B. nordwestlich von Randau, wo die Sande und Schotter unmittelbar an die Erdoberfläche treten. Die Schlickebene wird allenthalben von zahlreichen Altwasserläufen durchzogen, die entweder mit dem heutigen Elbelauf noch unmittelbar in Verbindung stehen, oder aber nach und nach abgeschnürt und zugeschlickt wurden und gegenwärtig im Gelände abflußlose Rinnen bilden. Die meisten von ihnen sind während der wärmeren Jahreszeit vollkommen trocken, andere dagegen, die tiefer eingeschnitten sind, zu denen auch die alte Elbe gehört, enthalten ständig beträchtliche Wassermengen.

Als Liegendes der Schotter tritt zwischen Plötzky und Grünewalde häufig eine ca. 1 m starke Bank von älterem Geschiebemergel auf. Dann folgen dunkelgrüne, feinsandige Tone und tonige Feinsande des marinen Unteroligocäns. Ihre Mächtigkeit schwankt in der hiesigen Gegend zwischen 1 und 16 m. Manchmal fehlen sie auch gänzlich. So wurden im Jagen 16 der Kreutzhorst unmittelbar am Elbedamm 16 m mächtige unteroligocäne Schichten in einer Tiefbohrung festgestellt, während nur einige hundert Meter südlich im Jagen 26 überhaupt kein Unteroligocän mehr nachgewiesen werden konnte. Dagegen ergaben 2 Tiefbohrungen im Jagen 5 und 6 der Kreutzhorst 9 bezw. 6 m marines Unteroligocän.

Das Unteroligocän wird von harten grauen und roten Schiefern unterlagert, die dem Unteren Buntsandstein angehören. Ihre Mächtigkeit ist in einer Bohrung bei Plötzky (im Jagen 82) auf über 200 m festgestellt worden. Wahrscheinlich ist sie auf dem nördlichen Teil des Blattes etwas geringer, wie sich aus entsprechenden Beobachtungen auf dem anderen Ufer der Elbe ergibt.

Das alluviale Elbtalufer verläuft von Pretzin über Plötzky bis zur Klus hin in nordwestlicher Richtung, um dann mehr nach Norden umzubiegen. Jenseits des alluvialen Tales gelangt man auf eine diluviale Talstufe, die etwa 52 m über NN. liegt und von zahlreichen, bis 20 m hohen Dünenzügen durchquert wird. Jene Dünen sind deshalb besonders interessant, weil sie von außerordentlich grobkörnigem Material zusammengesetzt sind. Feinkiesige Beimengungen und feine Kiese, in denen gelegentlich sogar Material bis zu 10 mm Korngröße vorkommt, sind durchaus nichts Seltenes. Solche grobkörnigen Dünensande findet man allenthalben auf den Dünenzügen des östlichen Uferrandes. Außerdem besitzen die meisten Dünen der hiesigen Gegend eine deutliche Schichtung, die bei allen Dünenketten annähernd gleichmäßig unter einem Winkel von 8—15° nach SW. hin einfällt.

Da Hochflächendiluvium nur nördlich von Gommern in sehr beschränktem Maße an die Erdoberfläche tritt, beherrscht die

Talstufe mit ihren hohen Dünenketten südlich und westlich von Gommern das Landschaftsbild. Sie ist auch auf den südlich und nördlich anstoßenden Blättern typisch entwickelt und wird als Haupttalstufe der Elbe bezeichnet. Andere Terrassen kommen auf Blatt Schönebeck nicht vor, wohl aber auf den weiter nördlich gelegenen Blättern Biederitz, Niegripp und Wolmirstedt, wo noch eine jüngere, etwas tiefer gelegene Talstufe untergeordnete Verbreitung besitzt. Beiden Talstufen wird jetzt von K. Keilhack ein jungdiluviales Alter zugewiesen, obgleich die ältere Talstufe links der Elbe überall mit primärem Löß der letzten Vereisung überdeckt ist.

Zwischen Gommern, Pretzin und Plötzky durchragen ältere, paläozoische Schichten die Talsande, deren genauere Altersbestimmung gewisse Schwierigkeiten bereitet hat. Sie bestehen aus einer Wechsellagerung von hellen und dunklen Quarziten und quarzitischen Schiefern, in denen pflanzliche Reste hin und wieder vorkommen. Meistens handelt es sich allerdings nur um unbestimmbare Reste und Häcksel, die vorwiegend in den Schiefern auftreten. Es sind aber auch einige deutliche Narben von Stigmarien und einzelne Sphenopteridien gefunden worden. Auf der »geologischen Karte von der Provinz Sachsen von Magdeburg bis zum Harz« von Ewald aus dem Jahre 1864 ist für diese Schichten ein culmisches Alter angegeben. Später stellte sie Denckmann[1]) aus petrographischen Gründen zum Silur, indem er sie mit dem Wüstegartenquarzit des Kellerwaldes und dem Ackerbruchbergquarzit des Harzes verglich. Namentlich machte er geltend, daß sämtliche culmischen Schichten der näheren Umgebung, insbesondere die des Flechtinger Höhenzuges, hauptsächlich aus Grauwacken und Konglomeraten beständen und somit eine gänzlich andere petrographische Beschaffenheit besäßen als die Gommerner Quarzite. Neuerdings wird die Richtigkeit dieser Ansicht von Gothan bestritten, welcher nachgewiesen hat, daß

[1]) A. Denckmann, Neue Beobachtungen aus dem Kellerwalde. Dieses Jahrbuch. Bd. 20. 1899. S. 291.

die Pflanzenreste, die Potonie[1]) s. Z. als Silurfauna von Magdeburg beschrieben hat, zweifellos auf ein culmisches Alter der Schichten hindeuteten. Hierzu sei noch bemerkt, daß der petrographische Unterschied, auf den Denckmann so großes Gewicht legt, hier weniger in Betracht kommt, wenn man berücksichtigt, daß im Palaeozoicum des rheinischen Schiefergebirges ein petrographischer Wechsel in der Ausbildung der Schichten oft recht unvermittelt auftritt. Namentlich können sich Quarzite häufig in die Schichtenglieder einschalten, zu großer Mächtigkeit anschwellen, andere Schichtenglieder ganz oder teilweise verdrängen, um dann ebenso rasch im weiteren Verlauf des Streichens wieder zu verschwinden. Ähnliche Verhältnisse scheinen auch bei den Gommerner Quarziten vorzuliegen, zumal sämtliche Schichten des Flechtinger Höhenzuges, ebenso wie die Gommerner Quarzite küstennahe Bildungen sind. Im Grunde genommen sind also gar keine so grundlegenden Faciesverschiedenheiten mit den anderen Culmschichten der näheren Umgebung vorhanden, wie es nach der petrographischen Abweichung wohl zunächst scheinen könnte.

Die Gommerner Culmquarzite gehören einem alten Faltengebirge an, dessen Schichtenglieder unter einem Winkel von 40—60° nach OSO einfallen. Über den tektonischen Bau dieses Faltenzuges kann nicht viel gesagt werden, da er von jungem Deckgebirge nahezu vollkommen verhüllt ist, und die wenigen vorhandenen Aufschlüsse für derartige Untersuchungen nicht ausreichen. In einem Steinbruch nördlich von Pretzin, im Jagen 134 der staatlichen Forsten, ist eine nahezu ost-westlich streichende Störung aufgeschlossen, welche die Quarzite, die in dem Steinbruch gewonnen werden, gegen quarzitische Schiefer verwirft. Außer dieser wurden im ganzen Gebiet keine anderen Störungen beobachtet. Im Süden sind die Culmschichten mit einer Verwerfung gegen den unteren Buntsandstein abgeschnitten. Diese große Randverwerfung fällt zwischen Pretzin und der Ziegelei

[1]) H. Potonié, Die Silur- und die Culm-Flora des Harzes und des Magdeburgischen. Abh. d. Preuß. Geol. L.-A. N. F. Heft 36. 1901. S. 64.

bei Plötzky ungefähr mit dem alluvialen Talrand zusammen. Ihr weiterer Verlauf ist unsicher, da Aufschlüsse jeglicher Art fehlen. Vermutlich streicht sie ein Stück noch in der bisherigen Richtung weiter, um dann nördlich von Pechau, etwa in der Nähe des Blattrandes, allmählich nach Westen umzubiegen. Durch diese Störung wird auf dem ganzen Blatt Schönebeck die Verbreitung des unteren Buntsandsteins gegen die der nordöstlich davon anstehenden paläozoischen Schichten festgelegt.

Nördlich des Weges, der von Gommern nach der Ziegelei bei Plötzky führt, ist der Culm wieder von mächtigeren diluvialen und tertiären Schichten bedeckt, welche zwischen Gommern und Plötzky nur in schwacher Decke über den Quarziten entwickelt sind. In erster Linie gilt dies von dem mitteloligocänen Septarienton, der nördlich von Gommern an Mächtigkeit gewinnt, je weiter wir uns in dieser Richtung von Gommern entfernen. Seine Mächtigkeit, die in der Nordostecke des Blattes etwa 30 bis 40 m betragen dürfte, verringert sich nicht nur im Gebiet der Culmquarzite, sondern nimmt ganz allgemein nach dem alluvialen Talrand zu ab. Unter den alluvialen Elbetalschottern ist er auf dem ostelbischen Teil des Blattes Schönebeck bisher überhaupt noch nicht nachgewiesen worden, wohl aber weiter nördlich auf Blatt Biederitz. Über den Culmquarziten von Gommern fehlt er stellenweise gänzlich, so z. B. in dem Steinbruch im Jagen 143, in dem neuen Bruch zu Pretzin, in einigen Brüchen bei Gommern selbst u. a. m. Dort sind zur älteren Diluvialzeit auf der Oberfläche der Quarzite die prachtvollen Gletschertöpfe entstanden, die F. Wahnschaffe in seiner Arbeit »Über das Vorkommen von Gletschertöpfen auf dem Sandstein in Gommern unweit Magdeburg«[1]) beschrieben und abgebildet hat. Durch den fortschreitenden Abbau der Quarzite sind diese Gletschertöpfe im Laufe der Zeit verschwunden. Gegenwärtig sind keine derartigen Glazialerscheinungen mehr aufgeschlossen.

[1]) Dieses Jahrbuch, Bd. 23, 1902, S. 93.

Herr Dammer berichtet über die Aufnahme des Blattes Atzendorf in den Jahren 1919 und 1920.

Die Oberfläche des Blattes Atzendorf besteht aus einer zusammenhängenden, bis zu etwa 1,5 m mächtigen Lößdecke, die in den obersten Dezimetern durch Humifizierung in Schwarzerde umgewandelt ist. Sie wird im Wesentlichen nur im südwestlichen Teile des Blattes durch das breite Bodetal unterbrochen, das mit Schlick und schmalen Torfrinnen erfüllt ist. Im größten Teile des Blattes wird der Löß von gering mächtigen, diluvialen Bildungen unterlagert, und nur in einem breiten, südost-nordwestlich gerichteten Streifen in der südwestlichen Hälfte des Gebietes treten die sattelförmig aufgewölbten triassischen Bildungen vom Unteren Muschelkalk bis zum Mittleren Keuper dicht an die Oberfläche. An diese schließt sich weiter im Südwesten, wieder im tieferen Untergrund, ungefähr übereinstimmend mit dem Verlaufe des Bodetales, der Staßfurt-Egelner Rogensteinsattel mit seinen Stein- und Kalisalzlagern an, auf denen im Bereiche des Blattes mehrere Schachtanlagen errichtet sind, während der tiefere Untergrund der nordöstlichen Hälfte des Blattes ausschließlich von Mittlerem Keuper gebildet wird. Zwischen den diluvialen und triassischen Schichten sind in großen Teilen des Gebietes oligocäne und eocäne Ablagerungen eingeschaltet, die z. T. große Mächtigkeit erreichen. Sie nehmen im nordöstlichen Teile des Blattes eine große zusammenhängende Fläche ein und enthalten hier mehrorts Braunkohlenlager, die aber wegen ihrer unregelmäßigen Lagerungsverhältnisse und oft sehr geringen Mächtigkeit bisher einen Abbau in größerem Umfange nicht ermöglicht haben. Unmittelbar am nordöstlichen Ufer des Bodetales erstreckt sich die nördliche Egelner Braunkohlenmulde; sie enthält regelmäßig gelagerte und mächtige Kohlenflöze, die schon seit langer Zeit von den Gruben Marie bei Atzendorf und Johanna Henriette bei Unseburg ausgebeutet werden. Auf dem südwestlichen Flügel des Staßfurt-Egelner Rogensteinsattels, also etwa südwestlich des Bodetales, reicht dann noch ein Teil der südlichen Egelner Braunkohlenmulde in das Kartengebiet hinein, deren Kohlenflöze in

diesem Teile bisher nur wenig aufgeschlossen sind. Kleinere, durch Grabenverwerfungen eng begrenzte Tertiärgebiete finden sich dann noch nordwestlich, östlich und nordöstlich von Förderstedt. Sie enthalten ebenfalls Braunkohlenflöze, die bereits vor mehreren Jahrzehnten in kleineren Tagebau- und Tiefbaubetrieben zum größten Teil abgebaut worden sind.

Herr Wiegers berichtet über die geologische Aufnahme auf Blatt Magdeburg, Gr.-A. 43, Nr. 50.

Auf dem Blatte sind Gesteine des Culms, Rotliegenden, Zechsteins, Buntsandsteins, Tertiärs und Quartärs vertreten.

Culm.

Die Grauwacken und Tonschiefer des Culms waren früher vor den Toren Alt-Magdeburgs in zahlreichen Steinbrüchen aufgeschlossen, da sie als Bausteine für Kirchen und Festungswerke dienten. Diese Steinbrüche sind heute größtenteils eingeebnet und bebaut, so daß innerhalb Magdeburgs selbst die Grauwacke nur noch in dem Steinbruch im Garten der Aktienbrauerei Neustadt, an der Lübecker Straße sichtbar ist.

Die Culmschichten sind vom Tertiär und Quartär in wechselnder Mächtigkeit bedeckt, die bei Rothensee bis auf 13—16 m, südlich Wolmirstedt bis auf 82 m anwächst. Unter der Brücke der Berliner Eisenbahn steht die Grauwacke in 4,5—8 m Tiefe an, hebt sich aber einige hundert Meter südlich in der Alten Elbe, oberhalb der Badeanstalt Ostende in einem 50 m breiten, HO—W streichenden und mit 80^0 einfallenden Rücken im Sommer bei Niederwasser bis zu 0,9 m am westlichen Ufer heraus.

Die Oberfläche der Grauwacke ist danach uneben und wellig, in einzelne Rücken und dazwischen liegende Mulden gegliedert, wobei es unentschieden bleiben muß, ob tektonische Störungen oder Erosion der weicheren Tonschiefer die Ursache dieser Oberflächenform ist. Die Mulden zwischen den einzelnen Kämmen sind i. d. R. mit dem mitteloligocänen Magdeburger Grünsand erfüllt.

Der liegende Teil der Grauwacke, der den Untergrund der

Neustadt bildet, hat eine blaugraue Farbe und gleicht durchaus den Gesteinen, die in nordwestlichem Streichen bei Ebendorf, Hundisburg und Flechtingen anstehen. Der hangende Teil der Grauwacke, der sich von der Alten Elbe über das Krökentor nach Olvenstedt hinzieht, hat eine braunrote Farbe.

Nördlich und südlich von Olvenstedt tritt der Culm unter einer geringen Lößbedeckung in zwei O—W streichenden Rücken zutage und ist hier früher in zahlreichen, jetzt sämtlich aufgelassenen und z. T. wieder eingeebneten Brüchen gewonnen worden.

Noch enger begrenzt ist die Heraushebung des Culms bei Ebendorf. Der Einfallswinkel der Grauwackenschichten wechselt, wie auch im eigentlichen Flechtinger Höhenzuge, zwischen 0 und 90°; in den hangendsten Schichten am Krökentor und Schrotdorfer Tor beträgt er 60—70° bei WNW-Streichen.

An der petrographischen Zusammensetzung des Culms sind hauptsächlich Grauwacken und Tonschiefer beteiligt; in geringerem Maße scheinen die Konglomerate vorzukommen, die in einzelnen Steinbrüchen jedoch als grobbankige Schichten angetroffen wurden.

Pflanzliche Versteinerungen sind nicht sehr häufig; bekannt sind aus Magdeburg: *Astrocalamites scrobiculatus* (Schloth.) Zeill., *Megaphyton Kuhianum* Göpp., *Lepidodendron Volkmannianum* Sternb., *L. Veltheimi* Sternb., *L. tylodendroides* Pot., *L.* sp. (beblätterte Knolle)., *Stigmaria ficoides* Brgt., *Knorria* verschiedene Formen, *Trigonocarpus* cf. *Parkinsoni* Brgn. Von Ebendorf: *Astrocalamites scrobiculatus* (Schloth.) Zeiller und *Calamites* sp. Von Olvenstedt: *Astrocalamites scrobiculatus* (Schloth.) Zeiller und *Lepidodendron tylodendroides* Pot.

Tierische Versteinerungen fand und beschrieb W. Wolterstorff[1]) aus den Tonschieferlagen des Culms am Neustädter Hafen.

Rotliegendes.

In einer WNW streichenden Linie, die von dem verstorbenen Magdeburger Oberlehrer Prof. Schreiber auf Grund der sorg-

[1]) Wolterstorff, Das Untercarbon von Magdeburg-Neustadt und seine Fauna. Dies. Jahrb. f. 1898, S. 3—4.

fältig gesammelten Beobachtungen bei Kanalbauten und Erdarbeiten im Stadtgebiete sehr genau festgelegt ist, legt sich das Rotliegende auf den Culm auf. Diese Linie verläuft von der Nordspitze des Kl. Werders, an der Katharinenkirche vorbei nach der Hohenzollernstraße.

Das Rotliegende wird durch eine Verwerfung von dem Culm getrennt, denn die südlich der genannten Linie auftretenden Schichten sind die Bausandsteine des Mittleren Oberen Rotliegenden (ro_2). Es fehlen also sowohl die auf dem Flechtinger Höhenrücken, wie auch ursprünglich in der Wolmirstedter Gegend verbreiteten Eruptivgesteine und Tuffe des Unteren Rotliegenden und die tonigen und kalkigen Schichten des Unteren Oberrotliegenden.

80 Schritt südlich vom Schrotdorfer Tor wurden bei Kanalisierungsarbeiten die roten Sandsteine des ro_2, mit 12° nach SW einfallend aufgeschlossen. Die Pfeiler der Strombrücke stehen auf diesem Sandstein.

Im Hangenden gehen die Bausandsteine über in die feinkörnigen und tonigen Sandsteine des Oberen Oberrotliegenden (ro_3). Die Grenze zwischen beiden ist unbekannt und liegt in einer mit Grünsand erfüllten Mulde, die zwei mehr herausragende Rücken des ro_2 und ro_3 trennt. Das Oberste Oberrotliegende bildet den Baugrund des Domes; es ist in 43 m Meereshöhe im Hof der Elbstrombauverwaltung, Domplatz 2 und westlich des Doms auf dem Grundstück der Reichsbank in 46 m Meereshöhe erbohrt worden, überlagert von Grünsand und Diluvium.

Bei Niederwasser tritt dieser feinkörnige, glimmerhaltige Sandstein am Fürstenufer auf 300 m Länge und 30 m Breite aus dem Wasser der Stromelbe hervor. Er ist hier sehr flach gelagert und hat ein Einfallen von nur 4—5° nach SW. Da ro_2 mit 12° einfällt, so muß zwischen ro_2 und ro_3 abermals eine Störungslinie liegen, da sonst die Änderung des Einfallswinkels nicht zu erklären wäre.

Petrographisch stimmt der Domfelsen völlig mit den hangenden Oberrotliegendschichten vom Papenteich bei Emden (Bl. Erxleben) überein.

Im unmittelbaren NW-Streichen des Domfelsens in 5 km Entfernung, nordwestlich von Diesdorf, erbrachte eine Bohrung der Abteilung für Vorarbeiten für den Mittellandkanal 1920 in einer Tiefe von 20 m einen Bohrkern desselben feinkörnigen roten, glimmerigen Sandsteins, der aber hier ein Einfallen von 40° hat. Es sind danach im Untergrunde Magdeburgs nicht nur streichende, sondern auch N—S verlaufende Querverwerfungen vorhanden.

Zechstein.

Auf das Oberste Rotliegende folgen die Schichten des Zechsteins, der an mehreren Stellen erbohrt ist. Die Bohrung auf dem Hofe der Ölfabrik G. W. Fahrenholz, gegenüber dem Bahnhof Sudenburg, ergab unter 10,1 m Diluvium und Tertiär (?) von 10,1—17,2 m grauen Zechsteinkalk, von 17,2—97 m Rotliegendes.

Eine Brunnenbohrung der Zuckerraffinerie E. C. Helle, Sudenburg, Halberstädter Straße 15, durchteufte 0—2 m Quartär, 2—8 m Mitteloligocän, 8—14 m Unteroligocän, 14—15,5 m roten Ton des Oberen Zechsteins, 15,5—53,0 m Rauchwacke des Mittleren Zechsteins, vielleicht auch Unteren Zechstein; 53—122,4 m Rotliegendes.

2 km südwestlich steht die Bohrung »Sudenburg« vom Jahre 1875. Soweit sich aus den damaligen Aufzeichnungen und den wenigen aufbewahrten Resten der mit dem Meißel gestoßenen Bohrung feststellen läßt, wurden folgende Schichten durchteuft:

0—	1,88 m	Löß
1,88—	16,36 »	Geschiebemergel
16,36—	20,20 »	Unteroligocän
20,20—162,27	»	Unterer Buntsandstein (rote und blaue Letten mit Rogenstein und Gips)
162,27—189,56	»	Oberer Zechstein (rote Letten mit Anhydrit und Gips)
189,56—203,08	»	Mittlerer und Unterer Zechstein (grauer Zechsteinkalk)
203,08—574,00	»	Rotliegendes
574,00—603,39	»	Culm.

Aus diesen geringen Anhaltspunkten ergibt sich zunächst, abgesehen von dem unbekannten Einfallen der Schichten, eine Mächtigkeit des durchbohrten Zechsteins von 7,1 m, 89 m und 40,81 m. Eine 1868 bei Salbke niedergebrachte Bohrung durchfuhr

bereits 112 m Oberen, Mittleren und Unteren Zechstein. Es ergibt sich ferner, daß der Obere Zechstein mit seinen mächtigen Salz- und Gipslagern auf Blatt Magdeburg durch die Tageswässer ganz oder bis auf geringe, hauptsächlich aus tonigen roten Letten bestehende Reste aufgelöst und zerstört ist. Desgleichen ist der Mittlere Zechstein ausgelaugt und nur noch teilweise als dunkle Rauchwacke oder als Stinkschieferbreccie erhalten. Äußerst mangelhaft sind die Angaben über den Unteren Zechstein; es liegen zweifellose Stücke von Zechsteinkalk vor; es fehlen aber Belege für das Vorhandensein von Kupferschiefer und Zechsteinkonglomerat. Die Bohrung Sudenburg soll zwar nach einer alten Aufzeichnung 0,78 m Zechstein mit Kupferschiefer und 12,48 m Weißliegendes, die Bohrung Salbke 7' 7" Kupferschiefer und 8' 8" Weißliegendes durchfahren haben. Es läßt sich aber nicht sagen, ob diese Schichten in dem Grenzstreifen zwischen Zechstein und Rotliegendem, vom Friedrich-Wilhelms-Garten bis zum Bahnhof Sudenburg noch vorhanden sind.

Die Lagerung des Zechsteins muß jedenfalls schon infolge der starken Auslaugung der löslichen Salz- und Gipsschichten eine sehr gestörte sein. Da Nordsüdverwerfungen im Gebiet des Flechtinger Höhenrückens (z. B. zwischen Vahldorf und Meseberg), wie zwischen Magdeburg und Diesdorf vorkommen, so ist es wahrscheinlich, daß auch der Zechsteinuntergrund Magdeburgs von tektonischen Spalten durchsetzt ist, auf denen von den südlich gelegenen Salzmassen Soolen zirkulieren, die an geeigneten Stellen das überlagernde Tertiär durchdringen und zutage treten. Bekannt ist die Salzquelle an der Südspitze des Rothen Hornes, die gegenwärtig noch fließt, während eine kleinere Quelle auf dem rechten Elbufer, gegenüber vom Friedrich-Wilhelms-Garten seit einigen Jahren versiegt ist.

Buntsandstein.

Außer in der Bohrung Sudenburg ist auch bei einer Bohrung der Chemischen Fabrik von M. Dürre in Sudenburg der Untere Buntsandstein erschlossen worden. Er besteht aus roten, blauen und grünen Letten, die Bänke von sehr feinkörnigem, dunkelgrauem

Rogenstein (Hornkalk) enthalten. Den untersten Schichten ist anscheinend auch roter und weißer Gips in dünnen Bänken eingelagert. Auch eine Bohrung am Wege Magdeburg-Hohendodeleben, 1 km östlich des Junker-Berges traf bei 19 m Tiefe den Unteren Buntsandstein, dessen Schichten im Tal des Klinkebaches bei Benneckenbeck zutage treten und südlich davon mit dem 2 m-Bohrer schon erfaßt wurden (W. Koert).

Tertiär.

Im Gebiet des Blattes fehlen die nächstjüngeren Schichten bis zum Eocän einschließlich. Das Unteroligocän wurde zuerst 1894 durch Wolterstorff[1]) beschrieben; er fand beim Abteufen eines Brunnens in der Helle'schen Zuckerfabrik in Sudenburg in einer Tiefe von 50 Fuß 10 Fuß »Sand mit Ton vermischt, reichlich muschelhaltig« über roten Tonen des Oberen Zechsteins. Der sandige Ton enthielt 99 bestimmbare Arten des Unteroligocäns.

Mertens[2]) erwähnt dunkelgraue bis grüne, sandige unteroligocäne Tone von der Südbrücke in Magdeburg und ihren auffällig großen Reichtum an meist gut erhaltenen Versteinerungen. »Einige hundert Arten von Schnecken und Muscheln sind an der Südbrücke aufgesammelt. Auch einige Schalen eines großen *Nautilus* fanden sich dabei, und von winzigen Foraminiferen-Gehäusen ist eine Fülle vorhanden. Jedenfalls wird damit die Zahl der bisher bei Westeregeln, dem nächsten bekannten Fundort von Unteroligocän, gefundenen Arten sehr erweitert werden«.

Auch westlich von Diesdorf haben zwei Bohrungen Unteroligocän angetroffen.

Das Mitteloligocän tritt als Septarienton im Hangenden und als Magdeburger Grünsand im Liegenden auf. Über den Magdeburger Grünsand hat A. Schreiber von 1870 an gute Beobachtungen gesammelt und in vielen kleinen Aufsätzen des Naturwissenschaftlichen Vereins veröffentlicht. Danach füllt der Grünsand die Mulden zwischen den Kämmen des Rotliegenden und

[1]) Abh. u. Ber. des Naturw. Vereins zu Magdeburg 1894, S. 25—39.

[2]) A. Mertens, Durchschnitt durch die Erdschichten zwischen Ohre und Aller. Abh. d. Mus. f. Naturkunde. III, S. 223—285. Magdeburg 1919.

des Culms. Fossilien sind dort, wo sie dem lösenden Einfluß der Tageswässer nicht ausgesetzt waren, gut erhalten geblieben, darunter der leitende *Fusus multisulcatus*; an anderen Stellen sind sie nur in Schwefelkiesknollen oder Brauneisensteinschalen erhalten geblieben; an anderen fehlen sie ganz.

Westlich von Magdeburg ist der Grünsand vielfach flächenhaft unter einer dünnen Lößdecke erbohrt worden; bei Diesdorf, Schnarsleben, Olvenstedt und südlich Dahlenwarsleben. Die Mächtigkeit des Grünsandes wechselt sehr; nach einer Angabe Schreiber's [1]) erreichte sie im nördlichen Vorlande der Neustadt 30 m.

Der Grünsand wird bedeckt von Septarienton. In Magdeburg selbst tritt er nur in der alten und neuen Neustadt auf, etwa bis zum alten Magdeburger Begräbnisplatz an der Nordfront. Schreiber [2]) stellte ihn hier bei den Brunnenbauten und Kanalaufschlüssen fest, hielt ihn aber für Diluvialton. Bei der Kartierung wurde er westlich vom Vogelgesang mit dem 2 m-Bohrer unter einer dünnen Talsandschicht erreicht. Der Ton hat hier eine Erstreckung von $3^1/_2$ km Länge und $1^1/_2$ km Breite und eine größte Mächtigkeit von 13 m. Die Ziegelei, die zwischen der Landstraße nach Barleben, dem Kleinen und Großen Kannensteig liegt, baute ihn früher ab. Er ist weiter verbreitet bei Diesdorf, Olvenstedt und am Westrand des Blattes von Niederndodeleben bis Gersdorf. Da der Septarienton hier den Rand der Hochfläche bildet und bis 130 m Höhe ansteigt, und der Grünsand bis etwa 70 m Meereshöhe geht, so ist das Septarienvorkommen unter der Neustadt auffällig tief gelegen. Wenn die Lage der Neustadt durchschnittlich zu 50 m u. d. M. angenommen wird, so liegt die Unterkante des Tones 4—13 m tiefer, also auf 37—46 m Höhe, d. h. 24—33 m tiefer als am Westrande des Blattes.

Es ist daher außerordentlich wichtig, daß Schreiber mitteilt: »Unmittelbar über dem Grünsande lagert eine Schicht abgerundeter, aus Skandinavien stammender Geschiebe, welche im NO des Stadtteils durch Eisenoxydhydrat zu einer festen Platte ver-

[1]) Jahresber. d. Naturw. Ver. in Magdeburg 1887, S. 4.
[2]) Jahresber. d. Naturw. Ver. in Magdeburg 1887, S. 4.

kittet sind. Diese kaum 0,50 m starke Schicht wird an fast allen Punkten der Neustadt von Ton überlagert«. Wenn diese diluviale Zwischenschicht sich tatsächlich zwischen Grünsand und Ton einschiebt, und diese Lagerung ist durchaus wahrscheinlich, dann ist der Septarienton während einer der beiden älteren Eiszeiten als Scholle auf den Grünsand aufgeschoben.

Ganz ähnliche Verhältnisse zeigte im Sommer 1919 die Grube der Rosenplenter'schen Ziegelei, westlich von Olvenstedt. Hier war an einer Stelle ein Kern von aufgepreßtem Unteren Sand sichtbar, um den sich in Schichten von $^1/_4$—1 m Mächtigkeit: Geschiebemergel, Septarienton, Geschiebemergel, Septarienton legten. Das Ganze wurde von $1^1/_2$—2 m Löß überlagert. Hier ist die Wirkung des Inlandeises, die Überschiebung des Septarientones auf diluviale Schichten einwandfrei zu beobachten. Vielleicht läßt sich daraus der Schluß ziehen, daß ein großer Teil, wenn nicht alle Septarientonvorkommen unterhalb der 70 m-Kurve auf sekundärer Lagerstätte sich befinden.

Oberoligocäne und pliocäne Ablagerungen kommen nicht auf dem Blatte vor.

Quartär.

Die Diluvialbildungen des Blattes gehören der ersten (?), zweiten und dritten Eiszeit an. Die Mächtigkeit des Diluviums ist im allgemeinen nicht groß, beträgt meist nur wenige Meter und scheint nur im Südosten des Blattes stärker anzuschwellen; denn in der schon erwähnten Bohrung östlich des Junker-Berges liegen 19 m Diluvium über dem Buntsandstein. Das Diluvium gliedert sich in Löß, Talsand, Geschiebemergel, Hochflächensande und Tonmergel. Dazu kommen noch einige ältere Schichten, die Schreiber bei den Tiefbauten der Stadt beobachtet hat.

Wenn man zwei Aufsätze Schreiber's[1]) aus den Jahren 1870 und 1889 miteinander verbindet und nach modernen Gesichtspunkten verwertet, so ergibt sich für das Diluvium im Unter-

[1]) A. Schreiber, Die Bodenverhältnisse Magdeburgs. Jahresber. d. Naturw. Vereins Magdeburg 1870. — Glazialerscheinungen bei Magdeburg. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1889, S. 603—608.

grunde Magdeburgs folgendes Ergebnis: Der das Palaeozoicum bedeckende Grünsand ist durch die diluvialen Wässer zerfurcht und in den entstandenen Rinnen und Mulden ein Feinsand abgelagert, der zahlreiche Tertiärfossilien, zerriebene Braunkohle, Bernsteinstücke und Nadelholzreste enthält. Der Sand besteht hauptsächlich aus ziemlich gleichmäßigen, abgerundeten Quarzkörnern mit weißen und einzelnen braunen Glimmerschüppchen, denen wenig rote Feldspatkörnchen und Kalkpartikelchen beigemengt sind. Der Feinsand enthält danach im wesentlichen aufgearbeitetes Tertiär mit geringer Beimischung diluvialen Sandes.

Über diesem Feinsand, auf den Kuppen des Grünsandes lagert eine $^1/_2$—2 Fuß mächtige ockrige Schicht, die an manchen Stellen festverkittet ist und zahlreiche Geschiebe und mächtige Blöcke enthält, darunter besonders Granit, Syenit, silurische Kalkgeschiebe mit Trilobiten, verkieselte Stämme des Tertiärs und Knochen quartärer Säugetiere, z. B. *Rhinoceros*.

Seitlich geht diese Konglomeratschicht in Geschiebemergel über und stellt daher das Auswaschungsprodukt derselben dar. Die Grundmoräne, die stellenweise auch der Grauwacke unmittelbar auflagert, hat nach Schreiber eine Mächtigkeit bis zu 5 m; sie wird unmittelbar von Löß oder Talsanden überlagert und könnte dem westlich Magdeburgs auf dem Blatte verbreiteten Geschiebemergel entsprechen. Das Vorkommen der Säugetierknochen erinnert sehr an das gleichartige Vorkommen bei Oderberg und macht die Annahme möglich, daß ein vorhandenes Interglazial durch das Eis zerstört, in die Grundmoräne aufgenommen und dann aus dieser durch das Schmelzwasser wieder an sekundärer Lagerstätte abgelagert wurde. Bei der Altersbeurteilung der Feinsande, die an sich wohl einem interglazialen Flusse entsprechen könnten, muß maßgebend sein, daß sie keine quartären Fossilien ergeben haben und daher als glazial anzusehen sind und der ersten Eiszeit entsprechen werden. Andererseits besteht durchaus die Möglichkeit, daß dieser Geschiebemergel der ersten Eiszeit angehört, daß er während der nachfolgenden ersten Zwischeneiszeit z. T. aufgearbeitet wurde und daß zwischen

den groben, vom Interglazialfluß nicht weiter verfrachteten Kiesen und Schottern einzelne Knochen von Wirbeltieren erhalten geblieben sind. Ich möchte dieser Deutung den Vorzug geben.

Die Hochflächensande sind besonders gut zwischen Diesdorf und dem westlichen Blattrande aufgeschlossen. Die Diesdorfer Sandgruben zeigen horizontal und kreuzgeschichtete Sande, die meistens sehr grobkiesig bis steinig sind. Unter den Geschieben überwiegen die einheimischen, nämlich Unterer Buntsandstein als rote, tonige Letten und Rogenstein, helle Sandsteine des Mittleren Buntsandsteins, Muschelkalk, sehr große Septarien aus dem Mitteloligocän und oberoligocäne Eisensteine. Die sehr zahlreichen Triasgeschiebe können nur von weiter südlich gelegenen Orten stammen, da nördlich von Diesdorf nur das Palaeozoicum ansteht. Es müssen die Buntsandstein- und Muschelkalkgeschiebe also zunächst durch zwischeneiszeitliche Flüsse nach Norden verfrachtet sein, bis das herannahende Eis sie dann wieder nach Süden schob. Dabei ist auffällig, daß diese so stark mit heimischem Material beladenen Sande keine weite Erstreckung nach Norden haben, daß nördlich der Ohre das Diluvium so gut wie frei ist von triadischen Geschieben.

Die Lagerung der Sande ist nicht immer horizontal, sondern vielfach gestört und unter mehr oder weniger steilem Winkel einfallend. Als Ursache ist der Druck des Eises anzusehen, dessen Grundmoräne die Sande überlagert oder ihnen angelagert ist. Am Sandberg bei Hohendodeleben sind die Sandschichten aufgepreßt und dann geschleppt; der braune Diluvialton, der offenbar vor dem Eise in ruhigen Seebecken abgelagert wurde, ist in den Sand hineingeknetet oder, wie an den Hängelsbergen, mit Sandschichten auf andere Sandschichten aufgeschoben. Bei Niederndodeleben ist auch eine $^1/_2$ m mächtige Geschiebemergelbank in die fast seiger stehenden Sande eingelagert, so daß an der Druckwirkung des Eises nicht zu zweifeln ist.

Es wäre nicht ausgeschlossen, daß diese gemischten Diluvialsande bereits der ersten Eiszeit entstammten, aber sie zeigen nirgends eine Entkalkungsrinde, so daß ich sie als Vorschüttungs-

POLITECHNIKA GDAŃSKA

sande der zweiten Vereisung auffasse. Im Hügelberg, Sandberg, Junker-Berg und den Hängels-Bergen bilden sie, z. T. durch Aufpressung, geneigt stehende Durchragungen, die einer Stillstandslage des Eises entsprechen und als Stau-Endmoränen aufzufassen sind. Auf den Kuppen tragen sie eine Anreicherung an Geschieben.

Die Grundmoräne überlagert teils die Sande, teils das ältere Gebirge vom Tertiär bis zum Culm. Bei Hohenwarsleben bildet sie oft in dünner Decke den Rücken der Septarientonberge (Langer Berg, Dehmberg, Galgenberg, Höhe 116,9, Kleiberg) oder sie ist völlig denudiert und nur einzelne Findlingsblöcke sind als letzte Zeugen der Grundmoräne zurückgeblieben (Felsenberg bei Dahlenwarsleben).

Gletscherschrammen sind im Untergrunde Magdeburgs mehrfach auf der Grauwacke beobachtet worden. SCHREIBER[1]) erwähnt W 6° S verlaufende Schrammen auf der Grauwacke zwischen dem Ulrichstor und dem Eisenbahnübergang. Die Gletscherspuren »stellten sich nicht nur in Form von Schrammen, sondern auch als glatte, förmlich ausgehobelte Rinnen dar und folgten in ihrer Richtung genau dem Streichen der Formation W 6° S, waren also den am Südrande des Felsrückens aufgefundenen Rinnen und Schrammen gleichgerichtet«. Auch an der Nordfront, 190 m nordwestlich vom jetzigen Krökentor, an der NW-Ecke des Kaiser Wilhelmplatzes fand SCHREIBER[2]) Grauwacke, die ebenfalls W 6° S-Richtung geschrammt war. MERTENS[3]) fand an der Strumpfwirkerwuhne unter Geschiebemergel eine völlig glattgeschliffene Oberfläche der Grauwacke.

Der Löß bedeckt den größten Teil des Blattes, mit Ausnahme des alluvialen Elbtales und des östlichen Talsandstreifens. Auf

[1]) A. SCHREIBER, Glazialerscheinungen bei Magdeburg. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1889, S. 603.

[2]) A. SCHREIBER, Gletscherspuren bei Magdeburg. Jahresber. d. Naturw. Vereins 1889, S. 125—135.

[3]) A. MERTENS, Gletscherschliffe auf der Culmgrauwacke im Untergrunde der Strumpfwirkerwuhne in der Neustadt-Magdeburg. Abh. d. Naturw. Vereins III, 1919, S. 286.

der eigentlichen Hochfläche erreicht er selten 2 m Mächtigkeit, wohl aber in dem Gelände zwischen Hochfläche und Talsandstufe. Es ist hier im Bohrer kaum zu unterscheiden, wie weit der Löß primär oder sekundär ist. Er ist jedenfalls weit in das Urstromtal hineingeschwemmt worden. In der Baugrube der Reichsbank am Dom war die sekundäre, mit Sandstreifen wechselnde Lagerung des Tallösses deutlich zu erkennen. Eine Abtrennung beider Lösse ist aber praktisch nicht durchführbar.

Die Alluvialbildungen bestehen aus Schlick und Sand.

Talbildung.

Der Ostrand der Hochfläche ist außerordentlich stark zertalt; ein Teil der Täler ist mit über 2 m mächtigem gelbem, kalkhaltigem Löß erfüllt, ein anderer mit tiefschwarzen, humosen, feinstsandigen Abschlämmassen. Nur in diesem Teil der Täler liegen die heutigen, die Entwässerung des Geländes bewirkenden Bäche und Gräben. Es ist anzunehmen, daß die Täler bereits während der letzten Zwischeneiszeit sich herausgebildet haben, gleichzeitig mit der starken Denudation, die den Geschiebemergel zerstörte; dann sind die mit gelbem Löß erfüllten Täler zur Bildungszeit des Lösses mit diesem erfüllt, während die Erosion der übrigen Täler zunächst noch fortschritt — denn sie liegen tiefer und schneiden zuweilen mit einer Stufe gegen die älteren ab — und die Ausfüllung mit tiefschwarzem, humosem Löß, durch Abspülen desselben von den Hochflächen, erst in der Alluvialzeit vor sich ging.

Das schönste Beispiel für das hohe Alter der Täler ist das auch landschaftlich schöne Cirkustal, das sich westlich von Gersdorf bis Hermsdorf erstreckt. Das Tal erweitert sich nach hinten auf 1—1½ km Breite und steigt dann plötzlich mit steilen, in den Septarienton eingeschnittenen Wänden von 83 auf 130 und mehr Meter der Hochfläche.

Solche Talbildungen beweisen ebenso sehr das höhere Alter der Grundmoränen der Hochfläche, wie die außerordentlich starke Denudation, die den Geschiebemergel vielfach bis auf eine Steinsohle zerstört oder auch diese noch weggeführt hat. Durch die

nach Osten gerichteten Täler ist die Hochfläche randlich in eine Reihe O—W verlaufende Bergrücken aufgelöst, die nur auf der Kuppe noch eine dünne Grundmoränendecke tragen, während der Sockel aus Septarienton besteht.

Am wichtigsten ist die Frage nach dem Alter des Elbtales selbst, die aber nur in Verbindung mit der Tektonik zu lösen ist.

Tektonik.

Es war bereits erwähnt, daß zwischen Culm und Rotliegendem eine streichende Verwerfung liegt, die der Haupt- oder Ohretalspalte parallel gehen muß. Eine weitere Verwerfung liegt zwischen dem Mittleren und Oberen Oberrotliegenden, und andere, zwischen Buntsandstein und Zechstein, sind zum mindesten wahrscheinlich. Eine Querverwerfung im Oberrotliegenden zwischen Magdeburg und Diesdorf ist auf Grund der starken Änderung im Einfallswinkel von 4 auf 40° anzunehmen.

Diese Verwerfungen, die in Verbindung stehen mit der Heraushebung des Flechtinger Höhenzuges, mit der Südwestneigung der Schichten des jüngeren Palaeozoicums und dem Aufreißen der Ohretalspalte, sind gleichaltrig mit der Tektonik des Gesamtgebietes und älter als die Obere Kreide.

Zu den auf gebirgsbildenden Vorgängen beruhenden Verwerfungen kommen nun im Bereich des Zechsteins und der Unteren Trias die auf Auslaugung beruhenden Störungen. Das Normalprofil des nur 15 km südlicher gelegenen Zechsteins bei Schönebeck ist nach E. Seidl[1]):

2,75 m Oberer Zechstein	30 m	Obere Letten
	140 »	Jüngere Salzfolge
	100 »	Ältere Salzfolge
60 » Mittlerer Zechstein	2 »	Anhydrit
	5 »	Stinkschiefer
	20 »	Anhydrit
	3 »	Steinsalz
	30 »	Anhydrit
12 » Unterer Zechstein	5 »	Zechstein
	1,5 »	Kupferschiefer
	5,5 »	Weißliegendes

[1]) E. Seidl, Die Permische Salzlagerstätte im Graf Moltkeschacht und in der Umgebung von Schönebeck a. d. Elbe. Archiv für Lagerstättenforschung, Heft 10. Berlin. Geol. Landesanst. 1914.

Von diesen insgesamt 347 m Zechstein haben die Bohrungen in der Sudenburg nur noch 7,2 am Bahnhof, 40 m in der großen Tiefbohrung am Südende und 39 m in der Zuckerfabrik von Helle — 112 m dagegen in Salbke — angetroffen. Es ist also eine Schicht von 300—340 m Salz, Gips und Ton durch das Wasser ausgelaugt und weggeführt, und die hangenden Buntsandsteinschichten sind damit unter gleichzeitigem Aufreißen von Spalten zum Nachbruch gekommen. Diese Vorgänge haben vermutlich vom Obersenon bis in das Untere Tertiär hinein gedauert.

Das Tertiär der Magdeburger Gegend und des Flechtinger Höhenrückens besteht aus Unter- und Mitteloligocän und aus Schottern, die zum Präglazial gestellt worden sind, aber besser dem Pliocän zugerechnet werden, da der Begriff des »Präglazials« sehr unbestimmt ist und am besten ausgeschaltet würde.

Bei der Betrachtung des Tertiärs auf den Blättern Erxleben, Neuhaldensleben, Wolmirstedt und Magdeburg ergibt sich nun folgendes. Die Unterkante des Unteroligocäns hat auf Blatt Erxleben zwischen Bodendorf und Bischofswald eine durchschnittliche Meereshöhe von 140 m, auf Blatt Magdeburg in der Sudenburg von 32—38 m auf dem Zechstein, von etwa 20 m auf dem Buntsandstein bei Salpke (Blatt Schönebeck). Das bedeutet ein Absinken des Elbtals um 100—120 m gegen Bischofswald. Der mitteloligocäne Septarienton liegt südlich der Ohre am Rande der Hochfläche bei Althaldensleben bei 75—70 m auf dem Unteroligocän, auf Blatt Magdeburg bei Hohenwarsleben bei etwa 70 m auf dem Magdeburger Grünsand, der sich auf unserem Blatte zwischen Unteroligocän und Septarienton einschiebt, in der Neuhaldenslebener Gegend aber fehlt. Nördlich und nordöstlich der Hochfläche, im Ohretal, liegt der Septarienton bedeutend tiefer und hat zwischen Vahldorf und Elbeu eine Oberkante von nur 50—53 m ü. d. M., während die Unterkante bei Neuhaldensleben am Bahnübergang tiefer als —8 m liegt. Danach muß der Septarienton nordöstlich des Hochflächenrandes abgesunken sein um 80—100 m.

Die pliocänen, bezw. präglazialen Schotter liegen bei Bischofswald am Spitzberg 150 m auf dem Unteroligocän; bei Althaldens-

leben bei 75—80 m auf dem Septarienton; bei Ammensleben bei etwa 72,5 m ebenfalls auf dem Septarienton; auf Blatt Magdeburg fehlen sie. Ein natürliches Gefälle vom Spitzberg bis Althaldensleben um 75 m auf eine Strecke von noch nicht 20 km ist ganz unwahrscheinlich, es ist also auch hier ein Abbrechen des rechten Flügels des Flechtinger Höhenzuges nach Osten hin anzunehmen. Vielleicht haben diese tektonischen Vorgänge bereits im Jüngeren Miocän eingesetzt, wie weiter westlich in der Helmstedter Braunkohlenmulde, sie haben ihr Ende aber sicher erst in der Postpliocänzeit erreicht, nämlich im Anfang des Quartärs.

Beim Herannahen des ersten Eises war das Elbtal bei Magdeburg daher schon als Senke vorhanden; zwischen dem Tertiärplateau im Westen und dem Gommerner Quarzitufer im Westen. Es ist mithin sehr wahrscheinlich, daß die Grundmoräne, die über den gekritzten Grauwackenfelsen Magdeburgs liegt, der ersten Eiszeit angehört. Während der ersten Zwischeneiszeit wurde der Geschiebemergel bis auf wenige Reste im Tal wie auf den Höhen zerstört; in der zweiten Eiszeit wurde die Landschaft wieder mit Grundmoräne ausgekleidet, die in der nachfolgenden zweiten Zwischeneiszeit abermals in erheblichem Maße der Denudation zum Opfer fiel.

7. Provinz Brandenburg.

Herr A. Klautzsch berichtet über die wissenschaftlichen Ergebnisse auf Blatt Jessen (G.-A. 59, Nr. 30).

Das Gebiet des Blattes Jessen umfaßt den zwischen Spremberg und Senftenberg gelegenen Teil der Niederlausitz. Die Nordhälfte des Blattes bildet einen Teil der Hochfläche des Lausitzer Grenzwalles, die Südhälfte einen Teil des ältesten diluvialen Urstromtales, des Breslau-Hannoverschen Haupttales. Größere Wasserläufe fehlen heute diesem Talstück: durch die dem ebenen Talboden flach ein gesenkten Alluvionen entwässern nur der Obere und der Untere Landgraben, nördlich und südlich an Bluno vorbei, westwärts zur Sornoer Elster, die weiterhin bei Senftenberg in die Schwarze Elster einmündet. Der Talboden liegt in etwa 115—110 m Höhe,

der nördliche Talrand beginnt bei etwa 113—118 m Höhe. Das Tal wird erfüllt von jungdiluvialen Talsanden, unterbrochen von alluvialen Rinnen und Senken, die von Torf oder Moorerde erfüllt sind. Besonders südlich Haidemühl finden sich eine größere Zahl durch Stau erzeugte Teiche, die der Fischzucht dienen. Der Große Lugteich bei Sabrodt ist heute entwässert und dient als Wiese und Weide.

Der Nordrand des Tales verläuft von O nach W nördlich an Terppe und südlich von Gosda vorüber an Haidemühl, nördlich von Proschim vorbei. In sanftem Anstieg erhebt sich zunächst vom Talrand ab nach N zu das Gelände, bildet dann aber eine wechselnd breite Terrainwelle, die von Pulsberg über Jessen auf Welzow zu verläuft und hier östlich des Tagebaues 2 von Grube Clara Höhen bis 145,7 m erreicht und ziemlich schroff gegen Westen abbricht. Ihr folgt im Gebiet der Wälder von Gosda, Jessen und Stradow eine wellige Hochfläche in etwa 130—140 m Höhe mit aufgesetzten Dünenrücken (z. B. den Weißen Bergen, 150,6 m), der im Osten zwischen Roitz und Pulsberg eine breite Talmulde eingelagert ist, die ostwärts über Kochsdorf zum Spreetal bei Spremberg entwässert. Noch weiter nach N zu folgt dann wiederum eine ebene, sanft nordwärts ansteigende Fläche, die sich gegen jene scharf absetzt in etwa 125—130 m Höhe, über die sich am Nordrande des Blattes noch einzelne Rücken bei Dollan bis zu 150 m Höhe erheben, die einem weiterhin auf Bl. Drebkau verlaufenden, O—W streichenden Höhenzug angehören, der von Geisendorf über Wolkenberg auf Stradow-Gr. Buckow hin sich erstreckt.

Dieser Oberflächenbau des Gebietes steht in engstem Zusammenhang mit seinem geologischen Aufbau. Daran beteiligen sich oberflächlich nur Bildungen der jüngsten Erdgeschichte, des Diluviums und des Alluviums; im tieferen Untergrunde sind aber durch Bohrungen, Schächte und Tagebaue fast über das ganze Blattgebiet hin auch die tertiären Ablagerungen des Miocäns nachgewiesen. Die hier vorkommenden Braunkohlen werden im Westen durch die Gewerkschaft Eintracht zu Neu-Welzow in den Tage-

bauen Clara I und II abgebaut (Jahresförderung 18—20 Mill. hl = 1,3 Mill. Tonnen), während im Osten die Gruben Konsul und Anna bei Pulsberg unter Tage bauen. Die Grube Gustav Adolf bei Terppe ist auflässig geworden, während das Gebiet der Gemarkung Gosda noch der Erschließung durch die Gewerkschaft Eintracht und das von Jessen durch die Grube Anna harrt. Auch weiter nordwärts auf Stradow und Wolkenberg zu liegen noch zahlreiche gemutete, bisher aber unverritzte Felder.

Besprechen wir zunächst aber die die Oberfläche bildenden diluvialen und alluvialen Ablagerungen. Im Südteil des nördlich angrenzenden Blattes Drebkau verläuft in jenem bereits oben erwähnten Höhenzug von Geisendorf über Wolkenberg bis gegen Stradow die älteste Endmoräne der jüngsten Eiszeit. Um Dollan und in einzelnen Rücken weiter östlich greifen ihre Absätze in Form von Geröllmassen und steinigen, kiesigen Sanden noch auf unser Blattgebiet über. Südwärts vor ihr folgt ein sanft abfallender ebener Sander, dessen Bildungen nach Westen zu um die massivartigen Höhen von Welzow herumgreifen und bei Proschim-Haidemühl in das alte Urstromtal einmünden. Die Südgrenze dieses Sanders verläuft längs den Höhen des Waldgebietes zwischen Welzow, Gosda, Jessen und Stradow, die ihrerseits sich aus vornehmlich sandigen Bildungen der Haupteiszeit aufbauen. Örtlich treten auch Geschiebemergelablagerungen auf, wie bei Gosda, Jessen, Pulsberg und Roitz. Sie sind stets völlig kalkfrei, toniglehmig und erscheinen oft nur als eine Art Lokalmoräne, die aus mit nordischem Material gemischten, aufgearbeiteten miocänen Tonen mit kohligen Beimengungen besteht.

Zwischen Gosda und Kausche treten innerhalb dieser älteren Sande zahlreiche kleine Kuppen und Rücken auf, die Durchragungen älterer Kiese darstellen, die fast nur aus Gesteinsmaterial südlicher Herkunft bestehen, besonders aus Quarz und Kieselschiefer, denen sich auch verwitterte Granitbestandteile des Lausitzer Granitmassivs beigesellen. Nach den Aufschlüssen in den Tagebauen bei Welzow und Kausche, wo sie, wie zuerst Gagel 1914 beobachtete, ein kleines, vornehmlich holzige Reste der

Kiefer bergendes Torflager einschließen, wurden sie als δig (Kiese des I. Interglazials) bezeichnet.

Die ungefähr dem Talrand parallele, von Haidemühl nach N aufbiegende Geländewelle endlich besteht vornehmlich aus einzelnen, W—O streichenden Kiesrücken, vielfach in enger Verbindung mit Geschiebemergel. Sie stellt eine Endmoräne der Haupteiszeit dar und ist die Fortsetzung der um Senftenberg von Keilhack beobachteten gleichartigen Bildungen. Südlich Gosda, Jessen und Pulsberg ist auch ihr wiederum ein zum Urstromtal hin flach abfallender ebener Sander vorgelagert.

Die alluvialen Bildungen des Blattes erfüllen hauptsächlich das Gebiet des alten Urstromtales. Es sind vorwiegend Flachmoortorf und Moorerde, die zumeist in nur geringer Mächtigkeit alluvialen Sanden auflagern. Eine Torfgewinnung in kleinem Umfange geschieht zurzeit nur in den Wiesen am Oberen Landgraben bei Proschim. Innerhalb der diluvialen Ablagerungen treten gleiche Bildungen nur in der Gegend von Gosda, Jessen und Pulsberg auf, wo in dem dem Zuge der Endmoräne angehörigen Gebiet bewegtere Geländeformen herrschen und größere Senken und Rinnen sich entwickelt haben. Quer durch Roitz verläuft noch eine von jungen Abschlämmassen erfüllte schmale Talung, die über Kochsdorf zum Spreetal hin ostwärts zieht.

Eine größere Verbreitung innerhalb des Tales und der diluvialen Sandgebiete haben die Dünen. Sie bilden meist kuppige ungefähr W—O verlaufende, schmale langgestreckte Rücken, zeigen aber gelegentlich auch schöne gegen O gerichtete Bogendünenformen, besonders in der hohen Düne südlich Bluno, die den dortigen Feuerturm trägt. In den Wäldern von Gosda und Jessen treten gleichfalls zahlreiche Dünen auf; sie bilden hier unter anderen die sogenannten Weißen Berge, die bis 150,6 m Höhe das Gelände beträchtlich überragen.

Die unter Tage anstehenden und fast über das ganze Blattgebiet verbreiteten älteren Schichten gehören dem jüngeren Tertiär, dem Miocän, an und sind wegen ihrer Braunkohlenflöze auch praktisch von größter Bedeutung. Sie sind innerhalb der Hoch-

fläche von den diluvialen Vorgängen nur wenig beeinflußt: sie lagern unter dem diluvialen Deckgebirge, das bergwärts an Mächtigkeit schnell zunimmt, fast völlig horizontal und zeigen nur örtlich durch die diluvialen Schmelzwasser erzeugte Auswaschungsrinnen oder randliche Zerschneidung. Die hangenden Schichten bis zum sogenannten Oberflöz, dieses mitinbegriffen, sind unter der Hochfläche erhalten; im Urstromtal hingegen sind sie durch die Erosion zerstört, und finden sich hier nur die liegenderen Schichten mitsamt dem Unterflöz. Auch diese Schichtteile sind noch zwischen Proschim-Haidemühl und Bluno und um Terppe, wie die Tiefbohrungen erweisen, durch die Erosion zerstört und ohne Kohle. Der Schichtenbau des Miocäns ist hier derselbe wie in der Senftenberger Gegend: die jüngsten Bildungen sind weißgraue sogenannte Flaschentone, rötlich-violette Schiefertone und weiße Quarzsande, mit eingelagerten kiesigen Schichten in wechselnder Lagerung; sie bilden das Hangende des jüngsten sogenannten Oberflözes. Zumeist lagern dem Flöze feine oder grobkörnige Quarzsande auf, doch findet sich örtlich auch noch direkt über der Kohle ein dünner Lettenbesteg. An anderer Stelle lagern noch über den Letten stark anschwellende Tone oder ein Schiefertonband und Ton- und Lettenlagen durchziehen die Sande. Das Hangendste bilden zumeist die Flaschentone, doch treten gelegentlich auch über ihnen noch einmal Quarzsande auf. In der Mitte der oft 10—20 m mächtigen Quarzsande stellen sich häufig feine Quarzkiese von gleichmäßigem Korn ein, die gelegentlich zu starken Eisensandsteinbänken verkittet sind. In den Schiefertonen finden sich in weiter Verbreitung zahlreiche Pflanzenreste. Sie waren besonders schön aufgeschlossen im Ostfeld der Grube Mariannenglück bei Kausche, sind aber auch aus den Tagebauen Clara I und II bekannt. Unter den pflanzlichen Resten konnten nach der gütigen Bestimmung durch Herrn Dr. Nagel festgestellt werden:

Taxus grandis	Taxaceae
Taxodium distichum	Pinaceae
Libocedrus salicornioides	»

Picea spec.	Pinaceae
Populus latior	Salicaceae
Salix spec.	»
Engelhardtia spec.	Juglandaceae
Alnus Kefersteini	Betulaceae
Betula spec.	»
Fagus attenuata	Fagaceae
Ulmus longifolia	Ulmaceae
Zelcowa Ungeri	»
Magnolia spec.	Magnoliaceae
Cinnamomum polymorphum	Lauraceae
Sorbus aucuparia?	Rosaceae
Acer trilobatum	Aceraceae
Acer crenatifolium	»
Nyssa rugosa	Nyssaceae
Gardenia Wetzleri	Rubiaceae

Im Gegensatz zu den liangenden Quarzsanden kennzeichnen sich die unter dem Oberflöz folgenden feinen Sande als graue Glimmersande. Ihre Mächtigkeit beträgt etwa 35—45 m. Dann folgt das sogenannte Unterflöz und unter ihnen in etwa 80 m Mächtigkeit die weißen sogenannten Glassande, die weiter im SW um Hohenbocka besonders zahlreich durch Gruben erschlossen sind.

Ober- und Unterflöz haben eine durchschnittliche Mächtigkeit von 10—12—15 m. Örtlich treten auch noch einige dünne Zwischenflöze auf, besonders innerhalb der Glimmersande zwischen den beiden Hauptflözen. Gelegentlich wie in Clara II spaltet sich auch das Oberflöz und enthält ein toniges Zwischenmittel. Das Oberflöz erscheint stets völlig ungestört und lagert durchweg ganz horizontal. Örtliche Schwankungen seiner Mächtigkeit beruhen auf oberflächliche Abtragung durch Erosion. Im Gebiete von Welzow verdünnt es sich stark nach Osten zu, bei Kausche im Westfeld schwillt seine Mächtigkeit von S nach N an. Im Gegensatz dazu nimmt beim Unterflöz die Mächtigkeit ostwärts zu und nach W und NW ab. Eine tiefe, bis in das Oberflöz eingreifende Auswaschungsrinne verläuft von Mariannenglück Westfeld

über Clara I bis zum Dorfe Welzow hin. Die Kohle des Oberflözes ist eine gute Stückkohle mit wechselndem, aber immer vorhandenem Gehalt an Hölzern. Besonders auf der abgedeckten Oberfläche und der abgebauten Sohle finden sich zahlreiche aufrechte, oft gewaltige Baumstümpfe der Gattungen *Taxodium* und *Sequoia*, — ein Beweis übrigens für die Autochthonie dieser Flöze. Besonders auf der Oberfläche des Flözes liegen zahlreiche Baumstämme, gelegentlich bis zu 24 m Länge, kreuz und quer, sind aber zumeist leicht auf bestimmte Stubben beziehbar.

Das Unterflöz ist in Neu-Welzow in 67,5—76,5 m Tiefe festgestellt, im Grubenfelde Martha westlich Welzow bei etwa 60 m unter Oberfläche. Auf Grube Clara lagert es ungefähr 30—50 m unter der Sohle des Oberflözes. Weiter im Osten auf Jessener Gebiet und um Pulsberg erscheint es in verschiedene Flöze gespalten; das Hauptflöz liegt in einer Tiefe von etwa 60—80 m. Es zieht sich auch unter dem südlichen Talboden hindurch, ist hier allerdings in breiter Zone zwischen Bluno, Sabrodt und Terppe ausgewaschen, findet sich aber weiter südwärts in der Hoyerswerdaer Forst wieder allerorts in Tiefen von 20—35—45 m. Im Gegensatz zum Oberflöz zeigt es aber vielfache Störungen, Sattelungen und Überschiebungen. Die Kohle selbst ist, wie der Tagebau Brigitte in der Neudorfer Heide auf Blatt Spremberg erweist, im Gegensatz zu der stark lignitischen des Oberflözes mehr eine stückreiche Glanzkohle mit örtlicher Druckschieferung. Sie erscheint auch von dunklerer Farbe und ist auf den Schichtflächen reich an Schwefelausblühungen. Baumreste sind selten und auch nicht von den Abmessungen wie bei Kausche und Welzow.

Herr F. SCHUCHT berichtet über die wissenschaftlichen Ergebnisse der Aufnahmen im Jahre 1920.

Die Aufnahmen auf den Blättern Wellmitz (46, 57) und Guben (60, 3), soweit sie bisher vorliegen, führten zu folgenden Ergebnissen:

Tertiär, und zwar miocäne Sande, Glimmersande und

Letten, steht im Bereiche der Staumoräne nordöstlich von Guben, sowie an verschiedenen Stellen auf der Osthälfte des Blattes Guben an; in Bohrungen wurde das Miocän beim Hauptgut Wellmitz bei 73,8 m, bei Aue-Vorwerk bei 35 m Tiefe unter diluvialen Bildungen angetroffen.

Das Diluvium macht den Hauptanteil der oberflächlichen Bildungen östlich und westlich des Neißetals aus. Das Höhendiluvium, eine Ablagerung der letzten Vereisung, besteht aus Decksanden von meist $^1/_2$ bis 2 m Mächtigkeit und darunter folgender Grundmoräne, einem bis 4 m mächtigen, meist bräunlichgrauen Geschiebemergel. An verschiedenen Stellen, namentlich im Osten des Neißetals, fehlt die Grundmoräne in der Regel; es lagern hier die Decksande und umgelagerten Ausschlemmprodukte der Grundmoräne unmittelbar auf den Unteren Sanden, deren Altersstellung, ob der letzten oder vorletzten Vereisung angehörig, fraglich ist. Ältere Grundmoränen sind nicht mit Sicherheit nachgewiesen.

Die Randzone im Höhendiluvium westlich des Neißetals von Gut Wellmitz über Dorf Wellmitz nach Bresinchen und Koschen hat eine durchschnittliche Höhenlage von 60—70 m über NN. und hebt sich in seiner relativ niedrigen Höhenlage und ebenen Oberflächengestaltung scharf ab von dem westlich angrenzenden, bis 100 m und darüber hohen Gebiet. Die ganze Oberflächengestaltung und der geologische Bau dieses Gebiets machen es wahrscheinlich, daß die „Unteren Sande" dieser niedrigen Randzone Ablagerungen einer interglazialen Talterrasse der Neiße darstellen, die dann von den Bildungen der letzten Vereisung bedeckt wurden.

Die Endmoränen, welche in zwei Zügen das Blatt Guben — am Nord- und Südrande — durchziehen, müssen in ihrem weiteren Verlauf und ihrer Einordnung in die Endmoränen der weiteren Umgebung noch näher untersucht werden. An die Gubener Staumoräne (vergl. den Aufsatz von K. Keilhack) schließen sich nach NO zu die Wallwitzer Kiesmoräne und auf dem Nachbarblatte Kanig eine Reihe weiterer Teilstücke an,

die sich um 30—40 m über die Umgebung erheben. Der Endmoränenzug im Süden des Blattes Guben, dessen Alter und Verlauf ebenfalls noch weiterer Untersuchungen bedarf, zeigt in den Höhen bei Schlagsdorf eine Reihe von tiefen Aufschlüssen, welche Wechsellagerungen von Geschiebepackungen, Geröllen und Kiesen erkennen lassen. Auffallend ist hier die außerordentlich starke und tiefgehende Eisenausscheidung und das Vorkommen von verschleppten Exemplaren von *Paludina diluviana*, so daß die Frage, ob hier nicht Bildungen älterer Endmoränen vorliegen, noch näher zu prüfen sein wird.

Das Taldiluvium ist auf den Blättern Wellmitz und Guben, namentlich auf dem ersteren, in vier Stufen entwickelt, die folgende Höhenlagen aufweisen: a) 48—53 m, b) 42—45 m, c) 38—40 m, d) 35—37 m. Die zweite Stufe ist die Hauptterrasse und bildet auf Blatt Wellmitz den größten Teil der östlichen Blatthälfte.

Das Alluvium des Oder- und Neißetals besteht aus Schlick und Flußsanden. Ferner treten Flachmoorbildungen, Wiesenkalk und Dünen auf. Raseneisenerz findet sich in den moorigen Niederungen der Talsande auf der Osthälfte des Blattes Guben.

Herr Cramer berichtet über die Aufnahmen auf Blatt Weißwasser O./L. (Gr.-Abt. 60, Nr. 26) im Sommer 1920.

Auf Blatt Weißwasser liegt ein Teil des bekannten Muskau-Kölziger Faltungsgebietes.

Geographisch gehört dieses zu dem sogenannten Lausitzer Grenzwall, der, soweit er als Endmoräne entwickelt ist, die östliche Fortsetzung des Flämings bildet. Dieser erscheint östlich der Spree bei Spremberg zunächst wieder im Georgenberg und zieht von da in langgestrecktem Zuge als Aufschüttungsendmoräne nördlich der Weißwasser—Spremberger Bahn über Graustein bis Schönheide nach Osten, wo er nach NO umbiegend sich mit dem Muskau—Kölziger Faltungsgebiet vereinigt. Dieses beginnt auf Blatt Döbern (Gr.-Abt. 60, Nr. 20) ungefähr bei Jocksdorf und

streicht über Döbern-Wolfshain nach Süden. Bei Halbendorf biegt das Streichen in NW—SO-Richtung, bei Kromlau in W—O um. Von Muskau an bis zu seinem Ende bei Läsgen, nördlich Teuplitz (Blatt Tzschechen, Gr.-Abt. 60, Nr. 22) verläuft das Streichen gleichmäßig von SW nach NO.

Das aufgefaltete Gebiet stellt also einen großen nach Norden geöffneten sichelförmigen Bogen dar, dessen Länge ungefähr 45 km, dessen größte Breite bei Wolfshain ungefähr 7 km beträgt.

Dieser Bogen besteht aus einer großen Zahl streng paralleler Rücken, die durch tiefe, steile, seltener flache, breitere Senken (Rinnen) voneinander getrennt sind und sich oft kilometerweit verfolgen lassen. Schon dieser streng gesetzmäßige, ganz auffallende topographische Aufbau läßt vermuten, daß man es hier mit keiner normalen Lagerung der Schichten zu tun haben kann. Aufschlüsse und Bohrungen haben gezeigt, daß unter einer verschieden mächtigen Decke jungdiluvialer Sande und Kiese miocäne Braunkohlen, Sande und Kiese stark gefaltet auftreten. Und zwar, wie hier gleich bemerkt sei, entsprechen topographischen Sätteln tertiäre Mulden, topographischen Mulden tertiäre Sättel oder Sattelflügel.

Diese gefalteten Schichten verdanken ihre Entstehung dem von Norden her in großer Mächtigkeit heranrückenden Inlandeise. Auffallend im Gegensatz zu den meisten anderen ähnlichen Faltungsgebieten ist die bogenförmige Anordnung der Schichten. Sie ist nur so zu erklären, daß der Eisrand nicht in gerader Linie vorgerückt ist, sondern hier eine gewaltige Eiszunge vorgeschoben hat, die das Gebiet im Innern des großen Bogens ausfüllte. Es ist nun klar, daß eine derartige Eiszunge auf allen ihren Seiten die unterlagernden Schichten von sich hinweg und aufpreßte, so daß an ihrem Westrande ein N—S-Streichen der Schichten, an ihrem Südrande ein W—O-Streichen, an ihrem NO—SW-Rande ein NO—SW-Streichen der Schichten entstehen mußte, wie es auch tatsächlich der Fall ist.

Das Inlandeis hat bei seinem weiteren Vorrücken nach Süden die emporgefalteten Schichten überschritten und bedeckt. Dabei

hat es nach Durchfrierung des Bodens die am meisten hervorragenden Stellen, in diesem Falle die aufgefalteten Sättel, z. T. überkippt, z T. abgehobelt, Erscheinungen, wie sie aus zahlreichen Grubenprofilen bekannt sind. Beim Rückzuge und Abschmelzen des Eises ließ dieses den mitgeführten Schutt, u. a. auch große mächtige Blöcke, diese oft aufeinander gepackt in Form von Blockpackungen, liegen, seine Schmelzwasser schütteten Sande und Kiese auf das aufgefaltete Gebiet und erfüllten damit namentlich die tertiären Mulden.

Das Muskau-Kölziger Faltungsgebiet ist eine Verbindung von Aufschüttungs- und Aufpressungsendmoräne.

Wie schon erwähnt, entsprechen den Sattelflügeln oder, wo sie noch unzerstört erhalten sind, den ganzen Sätteln topographische Mulden. Und zwar sind diese Mulden um so schmaler, je steiler aufgerichtet ein Sattelflügel ist. Sind diese schwächer einfallend, oder ist der Sattel ganz erhalten — ich erwähne die neuesten Bohrungen im Jagen 254 der Muskauer Forst, wo unter der dortigen breiten alluvialen Fläche ein ausgedehnter Kohlensattel erbohrt wurde —, so sind die Rinnen breiter und bilden oft ausgedehnte ebene Wiesenflächen.

Geschlossene Mulden und Sättel finden sich auf dem auf Blatt Weißwasser liegenden westlichen und südlichen Teile des Faltungsgebietes seltener als im östlichen. Meistens sind Sättel und Mulden abgerissen bezw. ausgewalzt.

Der dem äußeren Rande des sichelförmigen Bogens zugekehrte Muldenflügel, der Hauptflügel, fällt fast stets nach dem Mittelpunkt des Bogens ein, während der dazu gehörige Gegenflügel vom Mittelpunkt fort nach außen einfällt.

Dieser Gegenflügel ist im Gegensatz zu dem schwächeren Einfallen des Hauptflügels, 30—50°, steil aufgerichtet, oft senkrecht stehend, z. T. überkippt.

Auch im Streichen der Flöze treten Störungen auf. Es kommt nicht selten vor, daß ein Flözsattel im Streichen sich allmählich abflacht, das Flöz im weiteren Streichen horizontal lagert und schließlich in eine Mulde übergeht. Oft heben sich die Sättel an

einzelnen Stellen stärker empor, um dann im Streichen in größere Tiefen zu sinken und in weiterer Entfernung sich wieder herauszuheben.

Die topographische Karte zeigt häufig zwei durch einen Rücken getrennte Senken, die sich dann vereinigen, oder anders ausgedrückt eine Senke, die sich gabelt, indem sich ein Rücken einschiebt. Hier liegt ein Fall vor, wo sich ein einheitlicher Flözsattel gabelt. Die Ursache hierfür dürfte in einer stärkeren Druckwirkung des Eises an dieser Stelle zu suchen sein.

Mit dem Braunkohlenflöze sind naturgemäß auch alle anderen dem Miocän angehörenden Schichten (Sande, Tone) gefaltet worden, ebenso Ablagerungen des älteren Diluviums. Auf Blatt Weißwasser sind Aufschlüsse, in denen dieses aufgeschlossen ist, sehr selten. Nur in der zurzeit nicht in Betrieb befindlichen kleinen Tongrube in Weißwasser, östlich der Chaussee Weißwasser-Muskau, über dem »M« von D. S. M., wurde älteres Diluvium beobachtet. Hier liegt am Wege (der NO-Ecke der Grube) unter einer $^1/_2$—$^1/_3$ m mächtigen Decke von jungdiluvialen Sanden und Kiesen zunächst knapp 1 m brauner sandiger Lehm, darunter dunkelbrauner bis schwarzgrauer sandiger Lehm von der gleichen Mächtigkeit, die beide der älteren Eiszeit angehören dürften. Die den Lehm unterlagernden groben Quarzsande sind wahrscheinlich schon von miocänem Alter und überlagern den in der Grube abgebauten Ton. Alle Schichten, bis auf die diskordant auflagernden jungdiluvialen Sande und Kiese, fallen nach Norden ein.

Der eben erwähnte Ton ist mit dem Ton der anderen Ziegeleien bei Weißwasser und den Tonen im Kromlauer Park und bei Reuthen ident. Es ist der bekannte Flaschenton, der auf Blatt Muskau größere Ausdehnung gewinnt.

Die Reihenfolge der Tertiärschichten auf Blatt Weißwasser ist ziemlich regelmäßig die folgende: unter dem Diluvium liegen z. B. in der Herrmannsmulde, der Neuanlage der Grube Caroline, ungefähr 8 m graue feine Glimmersande, die von dünnen, oft nur wenige Millimeter starken Lagen von Alaunton durchsetzt sind. Darauf folgen 2 m reiner Alaunton, unter diesem die Kohle,

10—12 m mächtig. In der Kohle tritt bei ungefähr 4 m ein sogenannter klarer Streifen auf, der als Leithorizont für die Bergleute wichtig ist. Unter der Kohle liegt ein graugrüner Ton, der wieder von Glimmersanden unterlagert wird. Bisweilen erscheint in diesen Sanden noch ein kleines, 1—2 m starkes Begleitflöz. Schwierigkeiten in der Deutung bereitet die Entstehung der augenblicklichen Topographie der Gegend, auf die schon öfters hingewiesen wurde.

Die geologische Schichtenfolge ist die, daß die topographischen Sättel bis herab in das Niveau der Mulden aus diluvialen Sanden und Kiesen bestehen, während in den topographischen Mulden unter einer wenig mächtigen Decke von Moorerde, Torf oder Abschlämmassen, die von den begrenzenden Rücken stammen, meist sofort die Kohle auftritt. Größere, mehrere Meter mächtige Sand- und Kiesbedeckungen fehlen also. Sicher sind die Rinnen keine reinen Erosionserscheinungen. Die bei der Beschreibung des glazialgefalteten Gebietes im westlichen Fläming bei Loburg (Jahrb. f. 1910, I, S. 105 ff.) von Herrn Schmierer gegebene Deutung für die eigenartige Ausbildung in dortiger Gegend scheint mir auch für das Muskau-Kölziger Faltungsgebiet die geeignetste zu sein. Herr Schmierer meint, daß schon damals, gleich nach der Auffaltung des Gebietes, die dem Eisrande entströmenden Wassermassen naturgemäß zuerst die tertiären Mulden mit ihren Sanden ausgefüllt haben müssen, während sich auf den Sätteln wenig oder nichts ablagerte. Auf diesen Sattelköpfen, die bei der Auffaltung in sich gelockert und z. T. wohl aufgerissen waren, konnte die Denudation am stärksten einsetzen. Die Sattelköpfe bestanden dazu außer der Kohle aus feinen Sanden und Tonen, die durch Regengüsse usw. leichter zerstört und fortgeführt werden konnten als die mächtigen Sand- und Kiesablagerungen, in denen das Wasser einfach versickerte. Dazu kann möglicherweise noch eine Einschrumpfung der Flöze getreten sein, wie sie als Erklärung der Rinnenbildung namentlich von Giebelhausen und später von Priemel angenommen wird, hervorgerufen durch einen Verkohlungs- und Zersetzungsprozeß der die Kohle zusammensetzenden pflanzlichen Bestandteile.

Am Südrande des Blattes liegt noch ein Teil der diluvialen Hochfläche, die auf Blatt Nochten große Ausdehnung gewinnt. Sie schiebt sich keilförmig in die ebene Landschaft nach NW bis Trebendorf und besteht aus kiesigen Sanden, unter denen Geschiebemergel in nicht zu großer Tiefe liegt. Dieser ist stark tonig (durch aufgenommenes Tertiärmaterial), kalkfrei und dürfte bereits der mittleren, der Hauptvereisung, angehören.

Alle anderen Flächen des Blattes sind äußerst eben, nur von schmalen alluvialen Rinnen durchzogen. Etwas welliger ist nur der am Südrande des Blattes südwestlich Trebendorf gelegene Teil der Muskauer Forst, wo unter einer dünnen, oft nur schleierhaften Sandbedeckung Geschiebemergel ansteht.

Die dem durch die Endmoräne dargestellten damaligen Eisrande entströmenden Schmelzwasser ergossen sich in breiten Strömen nach Süden und vereinigten sich mit den gewaltigen Wassermassen des südlichsten, des Breslau-Magdeburger Urstromtales.

Die in dem Urstromtale zum Absatz gelangten Sande gehen auf Blatt Weißwasser meist ganz allmählich in die Sande (Sander) über, die von den Abschmelzwassern des Eises aufgeschüttet wurden. Nur am Westrande des Blattes, südlich Schönheide und südwestlich Lieskau, tritt der Sander vor der Endmoräne als großer Schuttkegel auf, der durch eine scharfe, klare Geländefalte von den Talsanden geschieden ist.

Zwischen der Trebendorfer Hochfläche und der Endmoräne bildete sich ein schmales Tal, in dem die Schmelzwasser sich sammelten und nach NW abflossen. Jetzt ist das Tal zum größten Teile vertorft.

Die hinter der Endmoräne im NO liegenden weiten ebenen Sandflächen werden wohl am besten als Ablagerungen eines großen Stausees aufgefaßt. Die in ihm angesammelten Wassermassen haben bei Klein- und Groß-Düben und Halbendorf den Endmoränenwall durchbrochen und sich mit den Wassern der Sanderströme und des Urstromtales vereinigt.

Die Herren H. Hess von Wichdorff und E. Picard berichten über die geologischen Aufnahmen auf Blatt Spremberg in der Niederlausitz im Sommer 1920.

Das Blatt Spremberg[1]) stellt eine flachwellige bis nahezu ebene Hochfläche dar, die ihre Hauptgliederung durch das in der westlichen Hälfte scharf eingeschnittene, annähernd von Süden nach Norden verlaufende Spreetal und den Niederlausitzer Grenzwall erfährt.

An der Zusammensetzung der Oberfläche des Blattgebietes sind ausschließlich Quartärbildungen beteiligt. Den tieferen Untergrund bildet die miocäne Braunkohlenformation.

Das für die Braunkohlenindustrie der Niederlausitz wichtige Miocän ist schon seit Jahren in der Gegend südwestlich von Spremberg durch Bergbau in geringem Umfange erschlossen worden. In neuerer Zeit ist in der südwestlichen Blattecke westlich Spreewitz in der Neudorfer Heide ein großer Braunkohlentagebau der Gewerkschaft »Brigitta« aufgeschlossen worden, in welchem die Kohle für die elektrische Überlandzentrale zwischen Trattendorf und Zerre gewonnen werden soll. An dem Aufbau des Miocäns sind vor allem Quarzsande, Tone, Letten und die Braunkohle beteiligt. In dem Aufschlusse der Grube Brigitta beträgt die Mächtigkeit der bisher erschlossenen Braunkohle 12—14 m; das Flöz zeigt stark gestörte Lagerungsverhältnisse. Im Hangenden der Kohle sind 2—3 m miocäne Letten und Quarzsande aufgeschlossen, darüber liegen diluviale Sande von durchschnittlich 12 m Mächtigkeit. In der Umgebung nimmt das Deckgebirge im Hangenden der Kohle bis zu etwa 60 m Mächtigkeit zu. Die Störungen der Braunkohlenformation sind größtenteils auf die Druckwirkungen des Inlandeises zurückzuführen; daneben haben die Schmelzwasser eine erodierende Tätigkeit ausgeübt. Mit Rücksicht auf die angedeuteten verwickelten Lagerungsverhältnisse des Miocäns muß darauf hingewiesen werden, daß ein genaues Bild des miocänen Untergrundes dieser Gegend, besonders

[1]) Die nordwestliche Ecke des Blattes westlich der Spree ist bereits im Jahre 1909 von K. Keilhack aufgenommen worden.

östlich der Spree, erst durch systematische Abbohrung gewonnen werden kann.

Die Diluvialbildungen des Blattes gliedern sich in:

Grundmoränenablagerungen einschl. ihrer Auswaschungsprodukte,
die Niederlausitzer Endmoräne mit Sanderbildungen,
das Niederlausitzer Urstromtal,
die Spreetal-Terrassen
und Dünenbildungen.

Die Grundmoräne in ihrer Entwicklung als Geschiebemergel tritt in dem bearbeiteten Gebiet fast ganz zurück. Sie ist mehrfach in Ziegeleigruben aufgeschlossen und geht häufig unvermittelt in ziegelrote bis braune, fette Tone über. Gegenüber der geringen Verbreitung des Geschiebemergels bildet der kiesige Sand als Decksand den Hauptanteil am Oberflächenaufbau des Blattgebietes; er ist als Auswaschungsprodukt der Grundmoräne aufzufassen und erreicht, wie z. B. in den Sand- und Kiesgruben von Slamen, größere Mächtigkeit.

Die bereits in der Literatur erwähnte Lausitzer Endmoräne durchzieht die nördliche Hälfte des Blattes in ost-westlicher Richtung und biegt bei Slamen nach Nordwesten um. Sie tritt in geschlossenem Zuge landschaftlich als schmaler Höhenrücken scharf hervor und bildet die höchsten Erhebungen der Gegend. Sie setzt sich vorwiegend aus kiesigen Sanden und Kiesen zusammen und zeigt noch heute stellenweise, wie z. B. am Eichberg, typische Blockpackungen. Einen isolierten Abschnitt unmittelbar hinter einem Gletschertor der Lausitzer Endmoräne bildet der gleichgerichtete, steile Höhenrücken, der südlich Bloischdorf und Türkendorf verläuft und zu der Lausitzer Endmoräne gehört.

Südlich der beschriebenen Endmoräne des Lausitzer Grenzwalls schließt sich nun im Gebiet der Spremberger Heide und Muskauer Forst ein typischer Sander an, dessen anfangs recht deutliches Gefälle nach Süden allmählich in eine kaum geneigte, nur flach wellig bewegte Ebene übergeht. Der Sander zeichnet

sich durch eine stärkere kiesige und teilweise steinige Bestreuung aus, die naturgemäß nach Süden abnimmt. Diese Kiesführung des Sanders ist nur auf seine Oberfläche beschränkt. Sie läßt deutlich erkennen, daß im ganzen Sandergebiet eine außerordentlich starke, spätere Auswehung der feineren Sandbeimengungen stattgefunden hat, während die gröberen kiesigen und steinigen Bestandteile in relativer Anreicherung zurückgeblieben sind und häufig Windschliffbildungen zeigen. Aus dem ausgewehten Sand der Sanderbildungen sind auf dem Blatte selbst nur vereinzelte Dünenhügel hervorgegangen, die Hauptmenge ist weiter gewandert.

Einen Hauptanteil an der Südhälfte des Blattes Spremberg hat das Lausitzer Urstromtal, das im wesentlichen von Ost nach West in einem ungefähr 3 km breiten Streifen entlangzieht mit einer bis zur Stadt Spremberg reichenden nördlichen Einbuchtung. Es ist also hier nicht in seiner vollen 10—15 km betragenden Breite entwickelt; der andere Teil dehnt sich auf das südlich angrenzende Blatt Weißkolm aus. Die Grenze gegen den Sander der Niederlausitzer Endmoräne ist nicht scharf, sondern dadurch zu erkennen, daß die Sanderflächen flach wellig sind, während der Talsand des Urstromtales ausgesprochen tischeben ist. Die Grenze wird zuweilen verwischt durch flache Verdünung des Gebietes. Die Oberfläche des Urstromtales liegt ungefähr zwischen 119 und 125 m über N. N.

In dieses Urstromtal ist in südnördlicher Richtung das heutige Spreetal mit Terrassen in verschiedener Höhenlage eingeschnitten. Der landschaftliche Charakter des Spreetales wird bedingt durch die bis zu 43 m hohen Steilufer. Die Steilkante ist häufig unterbrochen durch das Einmünden teils kurzer, teils bis zu mehrere Kilometer langer Nebentäler, die an ihrer Einmündung vielfach deltaförmige Schuttkegel zeigen.

Das heutige Spreetal erfährt seine besondere Gliederung durch zwei ältere, diluviale Flußterrassen, die scharf abgesetzt sind. Sie sind nicht zusammenhängend erhalten, sondern streckenweise durch jüngere Erosion zerstört worden. Die höhere

Flußterrasse hat eine Unterkante von 105 m, eine Oberkante von 110 m über N. N. Sie ist in der Neustädter und Spreewitzer Heide auf beiden Ufern der Spree erhalten geblieben und findet sich auch in Trattendorf und an dem nach Spremberg führenden Wege wieder. Die tiefere Terrasse hat eine Unterkante von ungefähr 98 m und steigt bis etwa 105 m über N. N. Sie erhebt sich etwa 7 m über den heutigen Talboden und stellt die Hauptterrasse des Spreetales dar. Das Alter dieser beiden Terrassen ist in den jüngsten Abschnitt der Diluvialepoche zu verlegen.

In der eigentlichen alluvialen Spree-Aue unterscheidet man Flußsand, Moorerde- und Torfablagerungen. Die Sandböden zeigen eine höhere, aus trockenen Sanden gebildete Stufe (Alt-Alluvium) und eine tiefere Stufe mit flachem Grundwasser, die oberflächlich schwach humifiziert ist.

9. Provinz Schlesien.

Herr L. Fincкh berichtet über Ergebnisse der Aufnahmen auf den Blättern Charlottenbrunn und Lauterbach im Sommer 1920.

Bereits in den früheren Berichten über die Arbeiten im Eulengebirge und seinem Vorlande war darauf hingewiesen worden, daß bei der Gliederung der den Gneisen eingelagerten Amphibolite vornehmlich die Frage nach ihrer Entstehung aus Diabasen und Diabastuffen einerseits und aus Gabbrogesteinen andererseits zu berücksichtigen sei. Mit der Erkenntnis, daß ein großer Teil der Gneise dieses schlesischen Gebietes in krystalline Schiefer umgewandelte alte Sedimente vermutlich cambrischen und silurischen Alters darstellen, deren Umwandlung mit der Intrusion der Gneisgranite in engstem Zusammenhang steht, war die Folgerung gegeben, daß die diesen alten Schichten eingelagerten Diabase entsprechende Amphibolite geliefert haben müssen. Tatsächlich konnte auch für die z. T. weniger stark metamorphen Amphibolite des Zobtengebietes eine solche Herkunft erwiesen werden.

In dem niederschlesischen Schiefergebirge sind die Diabase örtlich mit Keratophyren, also mit typischen Alkaligesteinen vergesellschaftet. Die effusiven Diabase Schlesiens, die den Basalten der atlantischen Sippe BECKES entsprechen, waren durch die Führung von titanhaltigen Augiten und einen reichlichen Gehalt an Titaneisen gekennzeichnet. Der Titangehalt dieser Gesteine macht sich in den aus ihnen entstandenen Amphiboliten durch die oft recht reichliche Führung von Titanit oder gelegentlich auch von Rutil bemerkbar.

LEPSIUS[1]) vertrat nun die Ansicht, daß die Gabbros und Serpentine Schlesiens durch Aufschmelzung aus Diabasen oder Olivindiabasen entstanden seien. Es sprechen jedoch gegen diese Auffassung gewichtige Gründe, auf die schon an anderer Stelle[2]) hingewiesen wurde. Es muß aber zugegeben werden, daß die Gabbros häufig in den älteren Diabasen aufsetzen und daß manche Beobachtungen dafür sprechen, daß örtlich Einschmelzungen von Diabas in das Gabbromagma stattgefunden haben.

Als Einlagerungen in den Gneisen wurden die Gabbros und die Serpentine Schlesiens in früherer Zeit als Glieder der Gneisformation und damit als archaisch angesprochen. Auf Grund der Arbeiten im Zobtengebiet kam ich zu der Anschauung, daß diesen Gesteinen ein paläozoisches Alter zukommt und ich vertrat die Ansicht, daß sie älter sind, als die jüngeren Granite von Striegau, Zobten und Strehlen, und jünger als die Gneisgranite des Eulengebirges. Neuere Beobachtungen haben in mir Zweifel an der Richtigkeit dieser Altersbestimmung aufkommen lassen, indem Anzeichen dafür vorliegen, daß die Gabbros und Serpentine älter sind als die Gneisgranite. Es scheint, daß die Intrusionen der ersteren die gebirgsbildenden Vorgänge, mit denen die Intrusionen der Gneisgranite aufs innigste zusammenhängen, eingeleitet haben.

---

[1]) R. LEPSIUS, Geologie von Deutschland, Bd. III, Teil 1. Schlesien und die Sudeten 1913, S. 29.

[2]) L. FINCKH, Zur Kenntnis der Gneise und Amphibolite des Eulengebirges, sowie des Gabbro und der Amphibolite des Zobtengebietes. Jahrb. Pr. G. L.-A. f. 1915, Bd. XXXVI, Teil II 1916, S. 552.

H. Cloos[1]) weist in seiner Geologie der Schollen in schlesischen Tiefengesteinen darauf hin, daß die Gabbro- und Serpentinstöcke der Zobtengruppe, der Gegend von Frankenstein und Baumgarten und des Gebietes von Volpersdorf an oder nahe den Grenzen des Gneisdreiecks der Eule gegen seine Umrahmung liegen. Die unter Vorbehalt hierher gestellten Diabasmassen der Gegend von Freiburg gehören nicht zu den Gabbros, es sind echte Diabase. Dagegen finden sich innerhalb des Gneisdreiecks an zahlreichen Stellen im Eulengebirge selbst, wie in seinem östlichen Vorlande kleinere Vorkommen von Gabbrogesteinen, die teils kleinere Stöcke bilden, teils in gangartiger Lagerung in den Gneisen aufsetzen. Diese z. T. noch recht frisch erscheinenden Gesteine sind im Gegensatz zu den eugranitischen Gabbros der randlichen Gabbrostöcke durch ophitisches Gefüge ausgezeichnet. Sie bestehen im wesentlichen aus einem dem Bytownit nahestehenden Plagioklas, einem diallagartigen Pyroxen, der von Hypersthen in wechselnder Menge begleitet wird, und Olivin. Magnetkies, der in keinem dieser Vorkommen ganz fehlt, reichert sich gelegentlich etwas an. Es sind Hyperite, die in der Art und Ausbildung ihrer Gemengteile überraschend mit den schwedischen Hyperiten Törnebohm's[2]) übereinstimmen. Zu den Hyperiten gehören auch die beiden von Kalkowsky[3]) als Olivindiabas und als Proterobas beschriebenen Gesteine vom Heidelberg bei Oberleutmannsdorf und von Friedrichsgrund, ferner die von E. Dathe[4]) Flasergabbro genannten Gesteine bei Neubielau, sowie die von ihm als Diabas bezeichneten Ganggesteine an der Hohen Eule.

Die chemische Zusammensetzung dieser Gesteine ergibt sich

---

[1]) H. Cloos, Geologie der Schollen in schlesischen Tiefengesteinen. Neue Untersuchungen im Grenzgebiete der Gebirgsbildung. Abh. d. Pr. G. L.-A. Neue Folge, Heft 81, 1920.

[2]) A. E. Törnebohm, Über die wichtigsten Diabas- und Gabbrogesteine Schwedens. Neues Jahrb. f. Min. 1877, S. 377 ff.

[3]) E. Kalkowsky, Die Gneisformation des Eulengebirges. Leipzig 1878, S. 51—54.

[4]) E. Dathe, Erläuterungen zu Blatt Langenbielau der Geol. Karte von Preußen 1904, S. 37—38 und Erläuterungen zu Blatt Rudolfswaldau 1904, S. 100.

aus der nachfolgenden von A. Hesse ausgeführten Analyse eines Hyperits vom Ende des Blümeltales bei Steinseifersdorf (Bl. Reichenbach):

SiO_2	47,90
TiO_2	0,74
Al_2O_3	19,72
Cr_2O_3	Spur
Fe_2O_3	1,22
FeO	6,13
MnO	Spur
CaO	10,24
MgO	11,01
K_2O	0,25
Na_2O	2,36
H_2O	0,51
FeS_2	0,34
P_2O_5	0,34
	100,50
Spez. Gew.	3,0402

Die Hyperite des Eulengebirges zeigen wie die entsprechenden schwedischen Gesteine vielfach kelyphitische Strukturen und lassen häufig die auf rein dynamometamorphen Vorgängen beruhende Umwandlung in Flasergabbro erkennen. In einzelnen Vorkommen besteht fast die ganze Gesteinsmasse aus Flasergabbro, so am Wacheberg bei Jauernig und im Kaufmannswald bei Blumenau; in anderen Vorkommen dagegen, z. B. bei Heinrichau an der Straße nach Wüstewaltersdorf, zeigt sich nur eine schmale Randzone des geflaserten Gesteines, während die Hauptmasse wenigstens makroskopisch keine Veränderung erkennen läßt. Die geflaserten Hyperite zeigen örtlich Übergänge in Amphibolite, die man dann auch als Hyperitamphibolite bezeichnen kann. Dathe hat solche Gesteine in den Erläuterungen zu Blatt Langenbielau als Gabbroamphibolite beschrieben.

An manchen Stellen finden sich im Eulengebirge und in seinem östlichen Vorlande Amphibolite mit kleinen Serpentinvor-

kommen zusammen, die man nach ihrer Gesteinsbeschaffenheit nicht als Diabasamphibolite deuten kann. Bei Girlachsdorf konnten innerhalb eines solchen Amphibolitlagers noch Partien von deutlich erkennbarem eugranitischem Gabbro beobachtet werden. Auch bei Oberweistritz lassen manche Beobachtungen darauf schließen, daß die mit Serpentin vergesellschafteten Amphibolite, die man früher als das Muttergestein des ersteren auffaßte, aus Gabbro entstanden sind. Dort tritt im Verbande mit dem Serpentin und dem Amphibolit eklogitartiger Granatamphibolit auf, der im Eulengebirge auch an zahlreichen anderen Stellen teils für sich, teils mit anderen Amphiboliten und Serpentin zusammen Einlagerungen im Gneis bildet.

Die Serpentine stimmen in ihrer Zusammensetzung, besonders auch hinsichtlich ihres Gehaltes an Chromit vollkommen mit den Serpentinen der randlichen Gabbrostöcke überein. Nachdem nun für die mit ihnen vergesellschafteten Amphibolite wenigstens in einigen Fällen nachgewiesen werden kann, daß sie aus Gabbro entstanden sind, liegt die Annahme nahe, daß diese Gesteine mit den Gabbros und Serpentinen der Randgebiete des Gneisdreiecks der Eule zusammengehören, also gleichalterige Massen darstellen. Mehrere Beobachtungen sprechen dafür, daß die kleineren Gabbro- und Serpentinvorkommen des Eulengebirges die Tiefenmetamorphose, durch die die Paragneise entstanden sind, ebenfalls durchgemacht haben. Dann wären also diese Gabbros und Serpentine, wie schon oben bemerkt, älter als die Gneisgranite des Kernmassivs der Eule. Für diese Auffassung spricht besonders auch das erwähnte Vorkommen von eklogitartigem Granatamphibolit. Dieses Gestein ist aus Eklogit hervorgegangen, der bei der Umwandlung der Schiefer in Paragneis aus einer olivinführenden Partie des Gabbros entstanden ist. Ferner treten in dem Plagioklasamphibolit desselben Vorkommens kleine glimmerführende dioritische Partien auf, die sich durch Aufschmelzung erklären lassen. An der Talsperre im Schlesiertal fand sich in dem Steinbruch auf der linken Talseite in einer kleinen stark zerrissenen und von Pegmatit durchsetzten Serpentinmasse ein etwa kopf-

großer Block von Olivinfels mit einer Strahlsteinschale. Ein solches eigenartiges Vorkommen von Strahlstein erwähnt auch BECKE[1]) aus dem niederösterreichischen Waldviertel. Nach seiner Beschreibung und der von ihm gegebenen Abbildung handelt es sich um dieselbe Erscheinung, die BECKE mit den Worten erklärt: »Die Umwandlung muß unter Umständen erfolgt sein, die überhaupt zur Bildung der Gemengteile der krystallinen Schiefer führten«. Denselben Eindruck erhielt auch ich von dem Vorkommen im Schlesiertal, wo Serpentin und Amphibolit in einem von Pegmatit und granitartigen Massen stark durchsetzten Paragneis eingelagert sind und ebenfalls von biotitführendem Pegmatit durchbrochen werden.

Soweit man aus den bisherigen Beobachtungen schließen kann, haben die Hyperite nicht die weitgehenden durch Metamorphose in einer Tiefenzone bedingten Umwandlungen durchgemacht. Sie sind zweifellos jünger als die eugranitischen Gabbros und Serpentine der Randgebiete. Nach einer Beobachtung von E. MEISTER in der Gegend von Gnadenfrei, nach der anscheinend Hyperit in Diorit und vielleicht weiterhin in Syenit übergeht, stehen die Hyperite vermutlich in einem ähnlichen Verhältnis zu den Syeniten des Nimptscher Syenitmassivs, wie die älteren Gabbros zu den Gneisgraniten der Eule. Für einen solchen Zusammenhang spricht vielleicht auch der Umstand, daß im Gebiete der Brünner Eruptivmasse[2]), die hinsichtlich ihrer Gesteinsbeschaffenheit mit den Syenitmassiven von Nimptsch und von Reichenstein große Verwandtschaft zeigt, ebenfalls hyperitartige Gesteine auftreten, die als bronzitführender Olivindiabas[3]) beschrieben werden, wenn auch für das Brünner Gebiet eine solche Beziehung noch nicht ausgesprochen wurde.

---

[1]) F. BECKE, Die Gneisformation des niederösterreichischen Waldviertels. Tscherm. Min. petr. Mitt. IV, 1881, S. 329 und 333.

[2]) FRANZ E. SUESS, Bau und Bild der Böhmischen Masse. Wien 1903, S. 66.

[3]) L. v. TAUSCH, Über die krystallinen Schiefer- und Massengesteine, sowie über die sedimentären Ablagerungen nördlich von Brünn. (Geolog. Beschreibung des Kartenblattes Boskowitz und Blansko.) Jahrb. K. K. Reichsanst. Wien XLV für 1895. Wien 1896, S. 278 und 312.

Für das Vorhandensein zweier verschiedenalteriger Gabbros sprechen auch Beobachtungen, die von E. Meister[1]) und mir im Bereiche des Neuroder Gabbrozuges gemacht wurden. Es scheint, daß der ophitische Gabbro der Schlegeler Berge, der grobkörnige Diabas Dathe's ein älteres Gestein darstellt, das durch den Volpersdorfer Gabbro, der gegen ihn scharf abzugrenzen ist, am Kontakt unter Saussuritbildung verändert wurde. Auch R. Michael[2]) hält den Gabbro von Möhlten und die aus ihm hervorgegangenen Gabbroamphibolite für älter als den Volpersdorfer Gabbro. Den Gabbro von Möhlten halte ich für gleichalterig mit den Gesteinen der Baumgartengruppe und des Zobtengebirges. Es ergibt sich nunmehr die Frage, ob der ophitische Gabbro der Schlegeler Berge ebenfalls zu diesen älteren Gabbrovorkommen zu rechnen ist und also nur eine ophitische Facies der eugranitischen Gesteine darstellt. Für diese Deutung und gegen die Auffassung, daß dieses Gestein zu den Hyperiten gehört, spricht einerseits das Fehlen des rhombischen Pyroxens und des Olivins, andererseits die Tatsache, daß solche ophitischen Gesteine auch mit dem Gabbro des Zobten zusammen vorkommen. Dagegen liegt die Annahme nahe, daß der Volpersdorfer Gabbro und die Hyperite in einem engeren Zusammenhange stehen, zumal auch ein Teil der Volpersdorfer Gesteine sich als hypersthenführend erwiesen hat.

Die vermutlich aus älteren Gabbros entstandenen eklogitartigen Granatamphibolite des Eulengebirges sind eingelagert in Paragneisen, deren petrographische Beschaffenheit erkennen läßt, daß sie durch Tiefenkontakt entstanden sind, daß sie also der tiefsten Zone der krystallinen Schiefer angehören. Es ist nun bemerkenswert, daß die Granatamphibolite und die mit ihnen zusammen auftretenden Feldspatamphibolite nach ihrem Mineralbestande als Gesteine einer mittleren Tiefenstufe aufzufassen sind. Dieser scheinbare Widerspruch läßt sich aber dadurch erklären, daß diese Gesteine, wie auch oben schon kurz erwähnt wurde, eine

[1]) E. Meister, Zeitschr. d. D. G. G. Bd. 72, 1920, Monatsber. S. 100—102.
[2]) R. Michael, Über das alte Gebirge der Grafschaft Glatz. Ebenda S. 98.

nochmalige Umwandlung erfahren haben. Die Granatamphibolite sind aus Eklogiten hervorgegangen. Die Umwandlung der aus Eklogiten sich ableitenden Amphibolite erfolgt, wie LAURA HEZNER[1]) für die verwandten Gesteine des mittleren Ötztales betont, bei der Versetzung in eine höhere Zone. Es scheint, daß die pyroxenreichen Gesteine unter solchen veränderten Bedingungen leichter einer weiteren Umwandlung unterliegen, als die Gneise. Nur dort, wo stärkere Druckwirkungen ausgelöst wurden, haben auch die Gneise eine nochmalige Metamorphose durchgemacht. Wie schon an anderer Stelle von mir (a. a. O. S. 555) ausgeführt wurde, stellen die Zweiglimmergneise des Eulengebirges, soweit es Paragneise sind, solche doppeltmetamorphe Gesteine dar.

Die Mannigfaltigkeit der amphibolitischen Gesteine des Eulengebirges in Aussehen und Mineralbestand erklärt sich also einerseits durch die verschiedene Herkunft, andererseits durch die Unterschiede der Bildungsbedingungen.

Zum Schluß sei noch darauf hingewiesen, daß der von E. DATHE[2]) früher als Gemengteil eines Teiles der Amphibolite erwähnte Skapolith in den Amphiboliten des Eulengebirges nicht enthalten ist. Es scheint, daß auch DATHE in seiner Auffassung der betreffenden Gesteine später schwankend geworden ist, da er in den Erläuterungen seiner Eulengebirgsblätter skapolithführende Amphibolite nicht mehr erwähnte.

Herr VON ZUR MÜHLEN berichtet über die Ergebnisse der Aufnahmen auf Blatt Ingramsdorf.

Das kristalline Grundgebirge taucht auf Blatt Ingramsdorf in Form isolierter Kuppen und Berge aus den jüngeren Ablagerungen des Tertiärs und Diluviums empor und wird zumeist von einem dünnen Lösschleier bedeckt. Es zerfällt in drei Zonen, von denen die innerste und südlichste aus Graniten und diese in

[1]) L. HEZNER, Ein Beitrag zur Kenntnis der Eklogite und Amphibolite mit besonderer Berücksichtigung der Vorkommen des mittleren Ötztales. Tscherm. Min. Petr. Mitt. Bd 22, 1903, S. 573.

[2]) E. DATHE, Jahrb. d. Pr. G. L.-A. 1884, S. LXXVI; siehe auch TRAUBE, Minerale Schlesiens. Breslau 1888, S. 217.

südost-nordwestlicher Richtung durchsetzenden Quarzzügen besteht, an die sich ein breiter, ost-westlich zu verfolgender Streifen von glimmerhornfelsartigen, metamorphen Schiefern, Graphit-Quarzitschiefern, verquarzten sericitähnlichen Glimmerschiefern und Amphiboliten anlegt. Den äußersten und nördlichsten Gürtel bilden amphibolitische, phyllitische und chloritische Schiefer, die teilweise stark metamorph veränderte Eruptivgesteine, teilweise wahrscheinlich Sedimentgesteine darstellen.

Den Übergang des Zobtener Granitmassivs in das von Striegau bilden die Granite der südlichen Zone. Im Osten des Blattes, bei Guhlau und Gohlitsch ähneln sie den am Zobten zutage gehenden Gesteinen, mit denen sie in südost-nordwestlicher Richtung verlaufende Quarzgänge und verquarzte Zonen gemeinsam haben. Petrographisch setzen sie sich aus Orthoklas, Oligoklas, Quarz und Biotit zusammen und gehören somit zu den typischen Biotitgraniten der dortigen Gegend. Bei Gohlitsch ist in ihnen eine hochgradig veränderte, als Glimmerhornfels zu bezeichnende Schieferscholle eingeschlossen, von der uns CLOOS in seiner Abhandlung über die Geologie der Schollen eine ausführliche Schilderung gibt und deren petrographisch-chemische Untersuchung zurzeit von einem Schüler von Herrn Prof. MILCH in Breslau ausgeführt wird. Im nördlichen Teil der gleichen Granitkuppe liegt eine zweite, auf stark kontaktmetamorphe Vorgänge hinweisende Glimmer-Hornfelsscholle. Das Gestein besteht hier aus einer verquarzten Grundmasse mit vielen Biotiten und strahlenförmig angeordneten Sillimanitnadeln, zu denen sich noch vereinzelte Muskovitblätter, geringe Mengen von Titaneisen und kleine Granaten gesellen. Dieser Glimmerhornfels schließt seinerseits einen Porphyrit der Diabas-Keratophyr-Reihe ein, der in der Hauptsache aus leistenförmigen Plagioklasen, Amphibolen und Titaneisen beziehungsweise Titanit gebildet wird und größere Plagioklaseinsprenglinge führt. Ob hierbei ein nach der Granitintrusion aufgestiegenes Ganggestein vorliegt, oder ob dasselbe mit den Glimmerhornfelsen zusammen in das granitische Magma eingeschlossen worden ist, kann mit Sicherheit nicht mehr entschieden

werden. Für die zweite Annahme spricht die Tatsache, daß das Gestein in seiner Zusammensetzung den in der zweiten Zone weit verbreiteten Diabas-Amphiboliten ähnelt, die zweifelsohne älter als die Granite sind und daß es ferner lappigbegrenzte, auf kontaktmetamorphe Vorgänge hinweisende vollkommen frische Glimmerblättchen enthält. Sonst zeigt es einen frischen, kaum auf eine Kontaktmetamorphose hinweisenden Habitus.

Im Westen des Blattes zwischen Schönfeld und Neu-Sorgau, bei Konradswaldau, Saarau und Würben steht ausschließlich Zweiglimmergranit an. Dieses Gestein ist ferner beim Saarauer Kriegerdenkmal auf Blatt Striegau und bei Teichenau (Bl. Schweidnitz) von GÜRICH beobachtet worden. FINCKH erwähnt es von Goglau (Bl. Weizenrodau) und vor allen Dingen von Ströbel (Bl. Mörschelwitz), wo es nach seinen Untersuchungen die Randfacies des Zobtener Granits bildet. Man hätte sich eine in Bogenform über Saarau-Konradswaldau und Würben-Teichenau nach Goglau verlaufende Zone vorzustellen, in der das Granitmagma, sei es seitlich oder im Scheitelpunkt, in naher Berührung mit den übrigen Nebengesteinen stand. Die bei Saarau und Konradswaldau, lokal auch bei Ströbel beobachtete flaserige, gneisartige Struktur des Gesteins, sowie das Auftreten von Granaten in den Ströbeler Steinbrüchen gibt eine weitere Bestätigung dieser Vermutung.

Außer den in den Graniten beobachteten Quarzgängen und verquarzten Zügen kennt man sie noch innerhalb der benachbarten metamorphen Schiefer. Hierauf soll nach genauerer mikroskopischer Untersuchung an anderer Stelle ausführlicher eingegangen werden.

In dem gleich nördlich an die Granite grenzenden Gürtel treten die von Domanze, Schönfeld und Saarau bekannten Graphit-Quarzitschiefer auf. Bei Domanze bilden sie in Wechsellagerung mit granatführenden, glimmerhornfelsartigen, metamorphen Schiefern die zusammenhängende beträchtliche Kuppe des Krähen- und Galgenberges. Das Gestein, das Andalusitkrystalle enthält, die gleich den Granaten der metamorphen Schiefer auf Kontaktmetamorphose hinweisen, ist teilweise, namentlich im südlichen, den Graniten zugewandten Abschnitt des Berges voll-

kommen verquarzt. Analoge Verhältnisse liegen bei Saarau vor, wo der die Verquarzung bedingende Granit hart südlich ansteht.

Reine Graphit-Quarzitschiefer finden sich noch an der Gohlitsch-Hohenposeritzer Chaussee, ferner in kleineren Vorkommen in Gemeinschaft mit Amphiboliten im Parke von Schönfeld. Das Alter dieser mutmaßlich auf Graptolithenschiefer zurückzuführenden Schiefer ist nicht sichergestellt, kann jedoch mit ziemlicher Wahrscheinlichkeit als ein cambro-silurisches angesprochen werden.

Selbständig treten die glimmerhornfelsartigen metamorphen Schiefer am Hohenbrückenberg bei Domanze und im Schönfelder Park auf, wo sie seitlich von Amphiboliten eingeschlossen werden. Sie führen Granaten und bilden wahrscheinlich die ehemaligen nicht bituminösen Schichten der Graptolithenschiefergruppe. Am Hohenbrückenberg trennt ein schmaler Streifen von Graphit-Quarzitschiefern sie vom Amphibolit des Domanzener Schloßberges. Neben Verquarzungen zeigen sie auf Druckmetamorphose zurückzuführende griffelartige Strukturformen. Am Hohenbrückenberg wurde in ihnen eine unbedeutende Amphibolitapophyse beobachtet.

Die dritte Gruppe der an die Granite anschließenden kristallinen Schiefer bilden z. T. vollkommen verquarzte und mit Quarzgängen durchsetzte helle sericitähnliche Glimmerschiefer. Als großer Komplex legen sie sich an den Konradswaldauer Granit an, ferner treten sie beim Bahnhof Ingramsdorf und bei der Buschmühle in kleineren Vorkommen inmitten des Tertiärs und Diluviums auf. Auch ein Teil des Raaben-Berges scheint von ihnen gebildet zu sein. Die Untersuchung dieser Schiefergruppe ist noch nicht zu Ende geführt.

Die zweite kristalline Schieferzone zeichnet sich durch isolierte Vorkommen von Diabas-Amphiboliten aus. Diese bilden meist kleinere Kuppen und Hügel inmitten des Diluviums und der Schiefer. Auf der Strecke Konradswaldau-Hohenposeritz legt sich ein solcher Stock zwischen die Kontaktzone des Granits und der kristallinen Schiefer. Die Amphibolite setzen sich aus Amphibolen und Plagioklasen zusammen und enthalten in wechselnder Menge Titaneisen, bezw. Titanit. Bei Schönfeld und Hohenposeritz führen sie Kalksilikatausscheidungen und rein weiße Pla-

gioklasadern. Die mehr im Westen bei Konradswaldau und Reusewinkel zutage gehender Gesteine sind mittelkristallinisch ausgebildet und zeigen häufig eine auf Druckerscheinungen zurückzuführende streifenförmige oder lagenförmige Anordnung der Amphibole und Plagioklase. Im Gegensatz hierzu zeichnen sich die Amphibolite zwischen Domanze und Schönfeld durch dichtes Gefüge aus. An der nordöstlichen Flanche dieses Komplexes wie bei Freudenthal, westlich Tarnau und z. T. am Raaben-Berge sind die Amphibolite schriefrig ausgebildet, teilweise auch cloritiduid und gehen allmählich in den äußersten Gesteinsgürtel über. Ihrem Ursprung nach stellen alle diese Gesteine ehemalig metamorph-veränderte Diabase dar.

Bei der Bildung der Gesteine der zweiten Zone haben außer den zweifelsohne vorhergegangenen dynamometamorphen Vorgängen beträchtliche jüngere kontaktmetamorphe, auf Granitintrusionen zurückzuführende Veränderungen mitgespielt, womit gleichzeitig die ausgedehnten Verquarzungserscheinungen innerhalb der Schiefer verknüpft gewesen sind. Inwieweit beide Phasen ineinander hineingegriffen haben, kann zurzeit nicht entschieden werden. Das unmittelbare Auftreten der Granite in nächster Nähe mit den stark metamorph veränderten Gesteinen und die allgemeine Verbreitung von Granaten und Chiastoliten innerhalb letzterer sprechen neben den Verquarzungen für eine ansehnliche Kontaktmetamorphose.

Zum äußersten Gesteinsgürtel gehört eine breite Zone phyllitischer, chloritischer und amphibolitischer, in ihrer Färbung weißlicher bei dunkelgrüner, sich über die Höhen von Tarnau und den Pitschenberg bis nach Viehau hinziehender Streifen kristalliner Schiefer. Sie bilden die direkte Fortsetzung der z. T. verquarzten Sericitschiefer und sind vermutlich teilweise auf ehemalige Sedimente, teilweise auch auf Eruptivgesteine, namentlich Amphibolite, mit denen sie mineralogisch wie beim Pitschenberg und bei Tarnau vollkommen übereinstimmen, zurückzuleiten. Die Quarzausscheidungen innerhalb dieser Gesteine besitzen nur eine untergeordnete Bedeutung. Von den übrigen Schiefern makroskopisch nicht zu trennende diabasähnliche, stark metamorphosierte Ganggesteine

treten inmitten des Pitschenberges auf. Die Untersuchung dieser Zone, die mancherlei Schwierigkeiten in sich birgt, kann noch nicht als abgeschlossen gelten.

Die Streichrichtung der auf Blatt Ingramsdorf zutage gehenden Gesteine ist im allgemeinen eine nordwest-südöstliche, doch lassen sich unter Bildung von lokalen Mulden und Sätteln beträchtliche Abweichungen feststellen. So bildet die Schieferinsel bei Viehau eine kleine Aufwölbung der am Pitschenberg anstehenden Schiefergruppe. Eine Ablenkung erfährt das Streichen im S in der Nähe des Kontaktes mit den Graniten. Die Graphitquarzitschiefer an der Hohenposeritzer Chaussee und die Glimmerschiefer von Schönfeld zeigen dort bei steilem Einfallen eine um 45° gedrehte west-östliche Streichrichtung, die gleichfalls für die noch südlicher gelegene Gohlitscher Scholle zutrifft.

Das auf dem Blatte braunkohlenführende Tertiär ist in seinen wichtigsten Zügen in früheren Arbeiten besprochen worden, desgleichen haben die auf tertiäre Verwitterungsvorgänge zurückzuführenden Kaolinvorkommnisse neuerdings in der Zeitschrift für praktische Geologie ausführlich Erwähnung gefunden.

Volle Übereinstimmung mit den Nachbarblättern zeigt das vom Löß bedeckte Diluvium. Beachtung verdienen hier die durch die Kartierung festgestellten Endmoränenhügel von Penkendorf-Schmellwitz und Bockau-Borgani.

Herr Meister berichtet über das Grundgebirge auf Blatt Gnadenfrei.

Die Höhenrücken bestehen in der Hauptsache aus Gneis, während die sie trennenden flachen Senken von Diluvium erfüllt sind derart, daß zu unterst fluvioglaziale Vorschüttungssande und Kiese erscheinen, über denen der Geschiebemergel der Grundmoräne liegt, beide überdeckt von einer einheitlichen Lößdecke der jüngeren Eiszeit, die in großen Flächen auch auf den vom älteren Diluvium befreiten Gneis an den Abhängen der Höhenrücken übergreift. Das Gebiet geschlossener Lößbedeckung findet aber an einer von Gnadenfrei über Gut Haunold nach dem Lohetal verlaufenden Linie eine scharfe Grenze. Nördlich davon

fehlt — von einzelnen isolierten Lößfetzen abgesehen — der Löß und Geschiebemergel tritt zutage.

Die orographische Orientierung der kristallinen Höhenrücken entspricht den tektonischen Verhältnissen des Untergrundes. Im westlichen Blattanteil wurde ein Streichen des Gneises nach NW beobachtet; in der Querlinie der Höhenrücken vom Hopfenberg über den Vogel- und Lehnsberg in den Kleutschbergzug biegt die Streichrichtung allmählich nach O—W um. Westlich und östlich vom Dorf Kleutsch streichen die Gneisschichten durchschnittlich N 60° W bei steilem Einfallen nach SW. Am Zollberg ist mit N 80—85° W fast die genaue O—W-Richtung erreicht; auch hier ist das Einfallen mit ca. 50° steil nach S.

Weiter nach O sind alsdann die einzelnen Kuppen in nordsüdlichen bezw. nordnordöstlichen Höhenzügen angeordnet. Am Pilzberg streicht der Gneis N 20° O und fällt mit 57° nach OSO ein. Weiter nach O in der Zone der metamorphen Schiefer und Grauwacken weicht die allgemeine Streichrichtung nur noch wenige Grad nach O von der N—S-Linie ab.

Als tektonischer Hauptzug des ganzen Gebietes ist also eine Faltung, ein Umbiegen der Schichten aus der NW-Richtung über OW nach NNO zu erkennen.

Es ist nicht wahrscheinlich, daß so weit ausgreifende Bewegungen im kristallinen Gebirge ohne Bruch erfolgt seien. Die diluviale Bedeckung macht es aber leider unmöglich, diese Zusammenhänge genau zu verfolgen.

Indessen ist die Beobachtung, daß gerade an der Umbiegungsstelle nach NNO die beobachteten Streichrichtungen in schmalem Raum fast senkrecht oder gar spitz aufeinander zulaufen, auffällig und berechtigt zu dem Schluß, daß Brüche vorhanden sind. Bezeichnenderweise erscheinen gerade in dieser Zone fast NS verlaufende Talzüge. Einer solchen Bruchlinie folgt die Lohe von ihrer Umbiegungsstelle westlich Höhe 362 (westlich Dittmannsdorf) bis südlich Haunold. Fast in ihrer genauen Fortsetzung nach N verläuft zwischen Schwemmberg und den Schwarzen Bergen das enge Tal von Schobergrund. Daß hier eine in

große Tiefe hinabsetzende Bruchspalte vorhanden ist, beweisen schwefelwasserstoffhaltige Quellen — ähnlich denen von Bad Dirsdorf —, auf die man bei Anlage von Hausbrunnen wiederholt gestoßen ist.

Außer diesen im wesentlichen N—S verlaufenden Bruchlinien sind noch zwei Störungsrichtungen festzustellen, die etwa senkrecht aufeinander stehen, und von denen die nordwest-südöstliche ungefähr dem außersudetischen Randbruch parallel läuft; es sind zudem die gleichen Richtungen, denen im Syenit von Gaumitz die vertikalen Kluftsysteme folgen und die auch in größeren Gneisaufschlüssen (Vogelberg) als Hauptkluftrichtungen hervortreten.

Die NW—SO streichenden Brüche sind für die Gegend um Schobergrund, vor allem aber für die Schwarzen Berge charakteristisch, wo durch 3 bis 4 solcher Parallelbrüche eine Gneispartie im Gabbroamphibolit zerstückelt ist, und die einzelnen Stücke staffelartig seitlich verschoben wurden. Unter den NO—SW-Brüchen treten drei Verwerfungsspalten (am Questenberg bei Gnadenfrei, am Faulen Berg südlich Ober-Mittel-Peilau und südlich Kittlitzheide) klar hervor, da sie Einlagerungen im Gneis erfaßt haben.

Die Zahl solcher Brüche ist aber sicher weit größer als bei der weiten diluvialen Überdeckung und in der Masse der petrographisch durchaus gleichartigen Gneise zu beobachten ist.

Die oben beschriebene Schichtenumbiegung ist aber noch in anderer Hinsicht von grundlegender Bedeutung für unser Gebiet. Sie bedingt und erklärt das Auftreten bestimmter Eruptivmassen im kristallinen Grundgebirge. Die Umbiegung war notgedrungen mit einer Auflockerung und teilweisen Aufblätterung der Schichten verbunden, durch die dem aufsteigenden Magma die bequemsten Wege geschaffen wurden. Die Eruptiva stellen sich somit als natürliche Ausfüllungsmassen der Hohlräume dar, und damit ist ihre relative Altersbeziehung zum Gneis insofern gegeben, als sie zwar jünger als die kristallinen Schiefer selbst sind, aber nicht wesentlich älter als deren Faltung sein werden[1]).

Hierher gehört der Syenit von Gaumitz und Nimptsch und

[1]) H. Cloos: Der Mechanismus tiefvulkanischer Vorgänge. Vieweg, Braunschweig 1921, S. 44—47.

weiter südlich zwischen Schönheide und Löwenstein ein basischer Eruptivkörper von teilweise dioritischem, vorwiegend aber gabbroidem Habitus. Die Beyrich-Roth'sche Karte verzeichnet nördlich und südlich Löwenstein dieses Gestein als Syenit. Die petrographische Untersuchung ist noch nicht beendet, läßt aber erkennen, daß es ein gabbroides Gestein mit Übergängen zum Diorit ist. Besonders hervorzuheben ist, daß die eugranitische Struktur vielfach schon im Handstück sichtbar (Punkt 334 an der Straße Kleutsch-Frankenstein) einer deutlichen ophitischen Platz macht und den Verdacht auf hyperitisches Gestein erweckt.

In überwiegender Hauptmasse beteiligt sich der Gneis am Aufbau des Grundgebirges. Es ist jener als Lagengneis zu bezeichnende Biotitgneis, der durch die Anhäufung des dunklen Glimmers und der hellen Quarz-Feldspatmassen in besonderen sich mehr oder weniger regelmäßig ablösenden Lagen charakterisiert wird und in dieser oder gelegentlich mehr grobflaserigen, zuweilen auch körnig-schuppigen Ausbildung die Hauptmasse der Gneise des Eulengebirges und seines östlichen Vorlandes ausmacht. Wie gelegentliche, weniger veränderte Partien unmittelbar erkennen lassen, ist er aus ursprünglichen Sedimenten — Tonschiefer, Grauwacken, Arkosesandsteinen — hervorgegangen, für deren metamorphe Umwandlung eine große Tiefenstufe angenommen werden darf. Das Aussehen solcher Kataparagneise verändert sich sodann noch dadurch, daß sie in gewissen Zonen — Hopfenberg-Vogelberg-Lehnsberg — granitisches Magma meist entlang ihrer Schichtung aufgenommen haben und zu Injektionsgneisen werden, ferner auch durch die überaus zahlreichen pegmatitischen Bildungen, die in allen Ausmaßen von selteneren starken Gängen bis zu feinen Adern und kleinsten Trümern den Gneis durchschwärmen. Unter den stärkeren Pegmatitgängen sind aus dem vorjährigen Untersuchungsraum besonders 3 hervorzuheben — am Schwemmberg und am südöstlichen Hang des Pilzberges —, von denen derjenige am Pilzberg z. T. als reiner Quarzgang entwickelt ist. Alle drei erscheinen an der Grenze gegen Amphiboliteinlagerungen.

Die Einlagerungen von Amphiboliten und veränderten

basischen Tiefengesteinen sind in den mittleren und östlichen Teilen des Gebietes in weit geringerer Zahl vorhanden als im Westen und scheinen nach Osten ganz allgemein seltener zu werden; sie fehlen zudem innerhalb der noch zu erwähnenden Zone metamorpher Schiefer und Grauwacken vollkommen. Bei der vorjährigen Besprechung der Amphibolite wurde besonders auf die Gruppe der Gabbroamphibolite hingewiesen, die schon makroskopisch erkennbare Übergänge aus Amphibolit — zumeist Granatamphibolit — in mehr oder weniger verändertem Gabbro aufwiesen derart, daß der Amphibolit mehr die randlichen Partien, der Gabbro den Kern der Einlagerung einnimmt, während als dynamometamorphes Zwischenglied der Flasergabbro anzusehen ist. Die petrographische Untersuchung eines Teiles dieser Gesteine stellte darin außer reichlich Olivin rhombischen, schwach pleochroitischen Pyroxen (Hypersthen) fest. Der Olivin ist häufig von einer kelyphitischen Zone umgeben. Dazu kommt eine mikroskopisch, in manchen Fällen auch schon makroskopisch sehr ausgeprägte ophitische Struktur des Gesteines und ein bemerkenswerter Reichtum des Gesteines an Magnetkies. Die Summe dieser Beobachtungen bringt diese Gesteine in nahe Verwandtschaft mit den Hyperiten des südlichen Schweden und Norwegen. Eine große Zahl der basischen Tiefengesteine einschl. der Flasergabbros unseres Gebietes dürften sich als Hyperite bezw. Hyperitamphibolite erweisen.

Erwähnt seien vorläufig zwei typische Vorkommen im Wege von Kleutsch nach Haunold westlich des Eichberges und östlich Rosenbach. Zweifellos sind aber auch normale (Diallag-) Gabbros und aus ihnen hervorgegangene Amphibolite vorhanden, wie z. B. am Lehnsberg nördlich Schönheide, und auch die große Amphibolitmasse der Schwarzen Berge gehört hierher.

Etwas anders ist der Amphibolit am Westhang des Schwemmberges ausgebildet; er ist wesentlich feldspatreicher und nähert sich mehr denjenigen Feldspatamphiboliten, die als Diabasamphibolite den Gabbroamphiboliten gegenüber gestellt werden. Zum Teil wird dieser Reichtum an farblosen Gemengteilen des

Schwemmberg-Amphibolites auf den Einfluß sacharitähnlicher Spaltungsprodukte des benachbarten Syenites zurückzuführen sein.

Zwischen dem Gneis des Schwemmberges und dem Syenit am Ostrande des Tannenberges schaltet sich eine Zone von Gesteinen ein, die zwar unzweifelhaft regionalmetamorph verändert sind, aber in weit geringerem Maße als die Gneise; wir bezeichnen sie als metamorphe Schiefer und Grauwacken. Wie der gewählte Ausdruck besagt, sind darin zwei Gesteinstypen vereinigt, die aber auf engem Raum so miteinander verknüpft sind und ineinander übergehen, daß ihre Zusammenfassung berechtigt ist. Gelegentlich tritt der Quarzbestandteil stark hervor und bedingt die Ausbildung sehr feinkörniger, deutlich geschichteter Quarzite (Bruch im Dirsdorfer Wald südl. Chaussee Peilau—Dirsdorf). Die kohlige Substanz der alten Tonschiefer ist in Graphit verwandelt und, wie einzelne Lesestücke (Höhe 311.8 nordöstlich Haunold) zeigen, hie und da so angereichert, daß man von Graphitschiefer sprechen könnte.

Bemerkenswert ist eine Einlagerung von Kieselschiefer in den metamorphen Tonschiefern und Grauwacken; es ist ein graublaues bis schwärzliches, gelegentlich dichtes und gebändertes, häufiger aber sehr feinkörniges Kieselgestein. Die feinkörnige Abart zeichnet sich durch einen großen Reichtum an Eisenglanz in feinst verteilten Einsprengungen aus; zum Teil ruft schichtige Anordnung der Einsprengungen eine Bänderung des Gesteins hervor, das im übrigen am ehesten mit Itabirit zu vergleichen ist. In dem Schieferkomplex nördlich der Chaussee von Peilau nach Dirsdorf wurden diese Quarzgesteine in einer zusammenhängenden Zone beobachtet, die aber gegen den Nordrand des Blattes allmählich zu verschwinden scheint, um weiter im Norden auf Blatt Lauterbach in größerer Verbreitung wiederzukehren.

Im Gebiet des Tannenberges erscheinen östlich der Zone der metamorphen Schiefer und Grauwacken Syenite, die durch eine Reihe von Steinbrüchen, die z. T. noch vor kürzerer Zeit in Betrieb waren, aufgeschlossen sind. Der Habitus des Gesteines ist durchaus granitisch, seine Struktur hypidiomorph-körnig, die sehr häufig

porphyrisch wird, indem die Feldspäte einsprenglingartig in recht vollkommener krystallographischer Umgrenzung hervortreten.

Der herrschende Gemengteil ist ein sehr heller, meist weißer Orthoklas, der durch seine Häufigkeit die helle Grundfarbe des Gesteines bedingt.

Farbige Gemengteile sind reichlich vorhanden und durch grünfarbige gemeine Hornblende und braunen, metallisch glänzenden Biotit vertreten. Hornblende überwiegt den Biotit; Quarz ist in dem Gestein gar nicht oder nur ganz wenig enthalten; feinkörnige und dunkle Konkretionen als Zusammenballungen ältester Ausscheidungen sind häufig.

Nach diesem Mineralbestande ist der Syenit des Tannenberges, der sich in unveränderter Ausbildung über Gaumitz nach N auf Blatt Lauterbach fortsetzt, zu denjenigen gleichartigen Syeniten zu stellen, die Rosenbusch als »Plaunschen Grund-Typus« bezeichnet. Vor Jahren ist bereits auf Veranlassung von E. Dathe dieser Syenit analysiert worden, das Analysenergebnis bisher aber nicht veröffentlicht. Die benutzte Probe stammt aus dem Bruch von Johannestal bei Nimptsch, also aus der nördlichen Fortsetzung unseres Syenites vom Tannenberg.

Folgende Werte wurden gefunden:

SiO_2	58,93	MgO	3,95
TiO_2	0,58	K_2O	3,44
Al_2O_3	17,36	Na_2O	2,80
Fe_2O_3	1,93	H_2O	0,74
FeO	4,99	P_2O_5	0,43
CaO	4,85		100,00 vH.

Spez. Gew. 2,789 (analys. A. Lindner, 1896).

Diese Analyse stimmt recht gut überein mit den Werten, die Rosenbusch vom Hornblendesyenit des Plaunschen Grundes angibt. (Elemente d. Gesteinslehre 1910, S. 121, Analyse 5.) Verschiedenheit zeigt sich eigentlich nur bei K_2O, das Rosenbusch mit 6,57 vH. wesentlich höher angibt.

Zu beachten ist die Parallelanordnung der Gemengteile. Sie ist schon im einzelnen Handstück zuweilen deutlich, im großen Gesteinsverband des Bruches aber auffallend und mit einer Deformation einzelner Gemengteile verbunden. Die porphyrischen

Feldspäte sind gelegentlich von narbenartigen Linien durchzogen, die Spaltflächen folgen, längs denen Teile derselben Individuen um einen geringen Betrag verschoben sind; an einer Stelle ist eine derartige Wundnaht durch Quarzmasse wieder ausgeheilt. Auch Biegungen der Feldspatflächen sind nicht selten. Diese Beobachtungen zeigen, daß es sich nicht um eine magmatische, sondern dynamische Strukturform handelt; der Syenit ist gestreckt; eine Zunahme der Streckungsintensität führt zur Schieferung; der Syenit wird alsdann gneisartig (Hornblendegneis z. T., Walkmühle bei Nimptsch).

Nach Westen grenzt der Syenit an die metamorphen Schiefer und Grauwacken des Tannenberges; die Berührungsfläche ist leider nirgends aufgeschlossen und im Hochwald auch schwer zu verfolgen; sie läuft aber im allgemeinen dem Schieferstreichen parallel. Im Osten am Windmühlberg von Neudorf und am Weinberg westlich Dirsdorf ragen wieder Gneise aus dem Geschiebelehm heraus

Der Syenit erweist sich somit als eine breite gangartige Einlagerung zwischen metamorphen Schiefern und Gneis, die nach Süden sich ziemlich rasch zu verjüngen scheint. Wohl als kleinere Apophysen aufzufassende isolierte gangartige Vorkommen innerhalb der metamorphen Schiefer sind südlich der Chaussee Peilau—Dirsdorf in der Umgebung von Haunold noch mehrfach festzustellen.

Eine größere Syenitmasse erscheint sodann weiter südlich am Schillerberge nördlich Dittmannsdorf. Die Kartierung wurde hier noch nicht durchgeführt; über das Gestein ist aber bereits zu sagen, daß es wesentlich feinkörniger und dunkler ist als der Syenit des Tannenberges. Der Biotit ist darin sehr gleichmäßig verteilt und ihm gegenüber tritt die grüne Hornblende sehr, zuweilen vollkommen zurück, so daß makroskopisch an vielen Stücken nur weißlicher Feldspat oft mit einem Stich ins Bläuliche und Biotit zu erkennen ist. Porphyrische Ausbildung der Feldspäte wurde nicht beobachtet, hingegen größere und kleinere Einschlüsse von Schiefer. Überhaupt dürfte dieser Syenit Schiefermasse in erheblicher Menge geschluckt haben und sein hoher Biotitgehalt hierauf zurückzuführen sein.

Bericht über die Tätigkeit der Preußischen Geologischen Landesanstalt für das Jahr 1920.

Leitung: Präsident BEYSCHLAG.
Revisionen im Gebirgslande: Abteilungsdirektor KRUSCH.
Revisionen im Tieflande: Abteilungsdirektor KEILHACK.

I. Geologische Aufnahmen im Maßstabe 1:25000.

1. Rheinprovinz.

L.-G. WUNSTORF kartierte auf Bl. Kettwig (G. A. 52, 40) das Produktive Carbon und einen Teil des Gebietes des Flözleeren und des Untercarbons.

B.-G. SCHMIDT begann die Aufnahme der Südhälfte des Bl. Gummersbach (G. A. 53, 56) mit den Untersuchungen zur Klärung der Stratigraphie.

Geol. PAECKELMANN setzte die geol. Kartierung des Massenkalkes, Oberdevons, Untercarbons und Tertiärs auf Bl. Elberfeld (G. A. 52, 47) fort.

Geol. KEGEL beendete die Aufnahme der preußischen Anteile auf Bl. Wetzlar und Bl. Rodheim (G. A. 68, 26 u. 20) bis auf die Durchführung der auf Bl. Wetzlar neu vorgenommenen Gliederung der Gießener Grauwacke.

Auf Bl. Cleeberg (G. A. 68, 32) wurde mit Übersichtsbegehungen begonnen.

L.-G. KRAUSE setzte die Aufnahme auf Bl. Mechernich fort (G. A. 66, 26).

Abkürzungen: L.-G. = Landesgeologe, B.-G. = Bezirksgeologe, B.-R. = Bergrat, Geol. = Geologe, M.-A. = Mitarbeiter, B.-A. = Bergassessor.

Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten.

L.-G. WUNSTORF verfolgte die neuen Aufschlüsse im linksrheinischen Steinkohlengebirge.

Geol. PAECKELMANN untersuchte die nutzbaren Gesteine der Umgegend von Elberfeld (G. A. 52, 47).

Geol. QUIRING begann mit der Durchsicht des Lagerstättenmaterials im Bergrevier Daaden-Kirchen.

L.-G. FLIEGEL entwarf eine Karte vom Untergrunde der Niederrheinischen Bucht i. M. 1:200000.

Geol. ZIMMERMANN II führte Vorarbeiten zur Braunkohlenvorratsberechnung im Nieder- und Mittelrheingebiete aus.

B.-G. BÄRTLING untersuchte auf Bl. Elberfeld die pflanzenführenden Schichten an der unteren Grenze des Flözleeren.

2. Westfalen, Lippe und Pyrmont.

Geol. QUIRING nahm bei den Siegerländer Ganguntersuchungen Teile der Bl. Siegen und Freudenberg auf (G. A. 66, 10 u. 11).

B.-G. MESTWERDT stellte Bl. Bielefeld (G. A. 40, 56) fertig und begann mit der Aufnahme des Bl. Halle i. Westf. (G. A. 40, 55).

B.-G. BÄRTLING setzte die Aufnahmen auf Bl. Hattingen (G. A. 52, 42) fort. Ferner wurden Bl. Ochtrup (G. A. 38, 48) zu einem Drittel fertiggestellt und im Zusammenhang damit auf den Nachbarblättern Rheine (G. A. 39, 43), Gronau (G. A. 38, 47), Schüttdorf und Bentheim (G. A. 38, 41, 42) Übersichtsbegehungen ausgeführt.

Geol. BURRE führte zusammen mit B.-G. MESTWERDT die geol. Aufnahme von Bl. Bielefeld (G. A. 40, 56) aus und begann alsdann die des Bl. Herford-West (G. A. 40, 50).

Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten.

B.-G. FUCHS führte die abschließenden Revisionsbegehungen für die geol. Übersichtskarte des nördlichen Sauerlandes und des bergischen Landes i. M. 1:100000 bis auf kleine Reste aus. Ferner wurde die Übersichtsaufnahme der Nordhälfte des Bl.

Gummersbach (G. A. 53, 56) zur Veröffentlichung i. M. 1:25000 vervollständigt.

Im Siegerlande erledigte er Übersichtsbegehungen und begann dann die Aufnahme des Eisenzecher Zuges unter Tage i. M. 1:1000.

B.-G. BÄRTLING setzte die Arbeiten an der Bohrkarte des niederrheinisch-westfälischen Kohlenbezirks fort und verfolgte neue bergbauliche Aufschlüsse im rechtsrheinischen Kohlenbezirk. Die Bl. Bochum und Essen (G. A. 52, 35, 36) der Flözkarte 1:25000 wurden ergänzt und Vorarbeiten zur Festlegung der jungen Bodenbewegungen am Niederrhein außerhalb des Bergbaugebietes ausgeführt.

Gemeinsam mit B.-G. SCHMIERER und Geol. KEGEL fand eine Begehung des Flözleeren zwischen Barmen und Menden statt.

Geol. PAECKELMANN untersuchte einige neue Höhlen im Hönnetal (Bl. Balve G. A. 53, 40) und die Eisenerzlagerstätte von Schwelm (Bl. Barmen G. A. 52, 48).

Geol. PAECKELMANN unternahm eine achttägige Begehung im Oberdevon der Gegend Brilon-Balve und Adorf zur Verfolgung des Roteisensteinhorizontes des Sauerlandes.

B.-G. MESTWERDT und B.-G. HAACK untersuchten die Schichtenlücken des Weißen Jura im Beriche der abbauwürdigen Wealdenkohlen des Teutoburger Waldes und des Wiehengebirges.

B.-G. SCHMIDT stellte die Lehmvorkommen auf Bl. Drohlshagen (G. A. 53, 57) für Siedlungszwecke fest.

Geol. QUIRING nahm die Gruben Brüderbund bei Eiserfeld und Ver. Henriette bei Nieder-Schelden zur Klarstellung der Gang- und Nebengesteinsverhältnisse geologisch über und unter Tage auf.

B.-G. SCHMIDT führte die Kartierung der Gruben Alter Flußberg bei Eiserfeld und Kunst bei Struthütten aus.

3. Provinz Hessen-Nassau.

L.-G. LEPPLA stellte die geol. Aufnahme des Bl. Eltville

(G. A. 67, 59) fertig und begann mit der Neubearbeitung des Bl. Wehen (G. A. 67, 54).

L.-G. NAUMANN beendete die Aufnahme des Bl. Hessisch-Oldendorf (G. A. 40, 54).

B.-G. SCHMIERER setzte die Aufnahmen des Bl. Biedenkopf fort (G. A. 68, 2).

Geol. SCHLOSSMACHER nahm Bl. Gräbenwiesbach (G. A. 68, 37) weiter auf.

M.-A. BÜCKING beendete die geol. Aufnahme des östlichen und südlichen Teiles des Bl. Rommerz (G. A. 69, 32) und führte auf Bl. Hintersteinau (G. A. 69, 31) Begehungen aus.

M.-A. BLANCKENHORN begann mit der geol. Aufnahme der Bl. Schrecksbach und Neustadt (G. A. 68, 12, 11).

Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten.

Geol. KEGEL führte Begehungen in der Lahnmulde für den erläuternden Text zu der von AHLBURG hinterlassenen Übersichtskarte 1:100000 aus und setzte gemeinsam mit B.-A. KLEWITZ die Untersuchung der Phosphatlagerstätten des Lahngebietes fort. Ferner verfolgte Geol. KEGEL die neuen Aufschlüsse der Erzlagerstätten an der Lahn und Dill.

Geol. SCHLOSSMACHER führte petrographische Untersuchungen der Grünschiefer auf den Bl. Königstein und Eltville (G. A. 68, 49 und G. A. 67, 59) aus.

B.-A. KLEWITZ beendete die Untersuchung der verliehenen Felder im Bereiche der Bergreviere Weilburg, Diez, Dillenburg und Neuwied (von den beiden letzteren nur die Braunkohlenverleihungen).

L.-G. NAUMANN untersuchte die Eisen- und Manganerzgruben bei Asbach (G. A. 70, 13) und Bieber (G. A. 68, 54), die Schwerspatgrube bei Braunhausen (G. A. 55, 58), die Braunkohlenzechen Himmelsberg bei Fulda (G. A. 69, 26) und Keuzelbuch bei Flieden (G. A. 69, 38).

M.-A. BLANCKENHORN stellte im Kreise Homberg a. d. Efze

(G. A. 55, 35) Nachforschungen nach Rohmaterial für Traßbausteine an.

B.-G. Haack und Geol. Burre beschäftigten sich mit Braunkohlenberechnungen in den Bergrevieren Schmalkalden und Cassel.

B.-A. Fulda führte Untersuchungen auf den Kalilagerstätten des Werra-Fuldagebietes aus.

4. Provinz Hannover und Braunschweig.

Abteilungsdirektor Keilhack stellte die Kartierung der Insel Borkum (G. A. 21, 21, 27) fertig.

L.-G. Wolff arbeitete auf den Bl. Bederkesa und Köhlen (G. A. 23, 22, 28).

L.-G. Naumann führte die Aufnahme des Bl. Hameln (G. A. 41, 19 bis auf $^3/_8$ aus.

L.-G. Fliegel brachte die geol. Aufnahme des Bl. Blankenburg (G. A. 56, 16) bis auf eine Schlußbegehung zu Ende und begann diejenige von Bl. Derenburg (G. A. 56, 10).

Probegeol. Beck beteiligte sich an den Arbeiten auf denselben Blättern.

B.-G. Grupe beendete die geol. Aufnahme des Bl. Ärzen (G. A. 40, 60).

B.-G. Haack stellte Bl. Iburg (G. A. 39, 53) bis auf einen kleinen Rest im Norden fertig und führte Begehungen im Südwestteil des Bl. Osnabrück (G. A. 39, 47) aus.

Geol. Behrend beendete die geol. Aufnahme des Bl. Hessen (G. A. 42, 57).

M.-A. Stille setzte die Neuaufnahme des Bl. Göttingen (G. A. 55, 28) für die Neuherausgabe fort.

M.-A. Bode brachte die geol. Aufnahme des Bl. St. Andreasberg zum Abschluß (G. A. 56, 14).

M.-A. Range nahm je $^3/_8$ der Bl. Ebersdorf (G. A. 23, 29) und Bremervörde (G. A. 23, 35) auf.

M.-A. Wildvang stellte die geol. Aufnahme des Bl. Hage (G. A. 21, 24) fertig und begann diejenige des Bl. Westermarsch (G. A. 21, 29).

Geol. Woldstedt arbeitete auf Bl. Meine (G. A. 42, 38).

Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten.

L.-G. FLIEGEL setzte die Begehungen im Mittelharz zur Gewinnung eines Überblickes über das Alter der wichtigsten Schichtenfolgen und deren Tektonik fort und führte gemeinsam mit B.-A. STAHL montangeologische Untersuchungen von Erzlagerstätten im Harz aus.

B.-A. STAHL durchmusterte die im Bergrevier Zellerfeld und in einem Teil des Bergreviers Goslar verliehenen Bergwerksfelder. Er setzte die im Jahre 1919 begonnenen praktisch-geologischen Untersuchungen im Oberharzer Ganggebiet fort und nahm Stellung zu einzelnen von den Oberharzer Berg- und Hüttenwerken geplanten größeren Untersuchungsarbeiten im Clausthaler Ganggebiet.

B.-G. FUCHS begann mit der geol. Spezialaufnahme des Rammelsberggebietes für bergwirtschaftliche Zwecke.

B.-G. STOLLER untersuchte mehrere Tiefbohrungen in den Erdölgebieten von Hänigsen, Obershagen-Nienhagen (G. A. 41, 29) und von Oberg-Gadenstedt (G. A. 41, 48).

Geol. BEHREND prüfte die Ursachen des Wasserdurchbruchs auf der Saline Schöningen (Braunschweig) (G. A. 42, 52).

L.-G. WOLFF untersuchte die Mergellager im Regierungsbezirk Stade und erörterte mit den Behörden und den landwirtschaftlichen Organisationen die Frage ihrer Nutzbarmachung für Bodenmeliorationen.

B.-G. GRUPE stellte Erhebungen über Tertiärquarzitvorkommen in der weiteren Umgebung von Hann. Münden an und untersuchte die Wasserverhältnisse im Bergbaugebiet des Deisters.

M.-A. WILDVANG begutachtete den Untergrund der Friedhöfe in der Stadt Emden.

L.-G. KOERT untersuchte die Aufschlüsse der Braunkohlengrube Robertshall (Bl. Harburg, G. A. 24, 34).

L.-G. SCHROEDER setzte die geol. Untersuchung des Kaliwerkes Vienenburg fort und bearbeitete die im Bergrevier Goslar verliehenen Felder.

B.-A. FULDA untersuchte die fiskalischen Grundstücke der Prov. Hannover auf ihre Kalisalzführung.

5. Provinz Schleswig-Holstein.

L.-G. WOLFF prüfte das angebliche Ölvorkommen in Ostergasse bei Xcherrebeck (Nordschleswig).

6. Provinz Sachsen.

L.-G. SCHROEDER stellte den Vorlandanteil des Bl. Wernigerode (G. A. 56, 9) fertig und setzte die Aufnahme der Bl. Schwanebeck, Dardesheim und Osterwieck (G. A. 56, 3, 4 u. 5) fort.

L.-G. WEISSERMEL nahm Bl. Wegeleben (G. A. 56, 12) weiter auf und brachte die Südwesthälfte des Bl. Kochstedt (G. A. 57, 7) dem Abschluß nahe.

L.-G. VON LINSTOW bearbeitete die Bl. Torgau (West) und Schildau (G. A. 58, 28, 34).

L.-G. KOERT begann zunächst die Kartierung von Bl. Hötensleben (G. A. 42, 53) und schloß diejenige der Nordhälfte des Bl. Gr. Ottersleben (G. A. 43, 56) ab.

L.-G. KORN stellte die geol. Aufnahme des Bl. Wanzleben (G. A. 43, 55) fertig und ging dann auf Bl. Seehausen (G. A. 42, 54) über, das etwa zur Hälfte fertiggestellt wurde.

Kustos PICARD beendete die geol.-agronom. Aufnahme des Bl. Delitzsch (G. A. 58, 25).

B.-G. WIEGERS schloß die geol. Aufnahme des Bl. Magdeburg (G. A. 43, 50) ab und nahm dann die nördliche Hälfte des Bl. Rogätz (G. A. 43, 39) auf.

B.-G. DAMMER stellte Bl. Atzendorf (G. A. 57, 2) fertig und kartierte den preußischen Anteil der Bl. Predel (G. A. 57, 54) und Gr.-Görschen (G. A. 57, 48).

B.-G. STOLLER nahm den linkselbischen Anteil der Südhälfte des Bl. Rogätz (G. A. 43, 39) und der Nordhälfte des Bl. Niegripp (G. A. 43, 45) auf.

B.-G. ASSMANN kartierte den rechtselbischen Teil des Bl. Schönebeck (G. A. 43, 57), die Hälfte des Südteils des Bl. Grö-

ningen (G. A. 56, 6) und einen Teil des Bl. Groß-Ottersleben (G. A. 43, 56).

B.-G. Barsch stellte den preußischen Anteil der Nordhälfte des Bl. Gröningen (G. A. 56, 6) fertig und begann die Aufnahme des Bl. Oschersleben (G. A. 42, 60).

Geol. Behrend führte die Kartierung des Bl. Hamersleben (G. A. 42, 59) und des Bl. Hessen (G. A. 42, 57) aus.

M.-A. Erdmannsdörffer erledigte die Aufnahme des Gebirgsanteils von Bl. Wernigerode (G. A. 56, 9) zum größten Teile und nahm einzelne Revisionsaufnahmen auf Bl. Elbingerode (G. A. 56, 15) vor.

Geol. Dienemann kartierte auf Bl. Gr.-Rosensleben (G. A. 43, 49) und stellte es gemeinsam mit dem Geol. Behrend fertig.

Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten.

L.-G. Schroeder beendete die Untersuchung der Süßwasserkalke am Nordrand des Fallsteins auf den Bl. Hornburg und Hessen (G. A. 42, 56, 57).

Präsident Beyschlag und B.-A. Fulda begannen mit der Untersuchung der Lagerstätten im Zechstein der Mansfelder Mulde.

B.-A. Fulda stellte den bergbaulichen Teil für Blatt Halle-Süd (2. Auflage) (G. A. 57, 34) fertig und führte Arbeiten über fiskalische Kaligerechtsame und über fiskalische Salinen aus.

B.-G. Dammer erstattete Gutachten über die Möglichkeit der Wasserentziehung von zwei Dorfwasserleitungen durch einen neu anzulegenden Braunkohlentagebau bei Neidschütz-Boblas (Bl. Naumburg).

Abteilungsdirektor Keilhack, B.-G. Wiegers und B.-G. Stoller führten auf den Blättern Rogätz und Kolbitz eine Begehung zur Festlegung der Südgrenze der letzten Eisbedeckung aus.

B.-R. Baldus bearbeitete die Felderinventur in den Bergrevieren Naumburg und Magdeburg.

B.-R. KOHL diejenige der Bergreviere Eisleben, Ost-Halle und Nordhausen. Außerdem erstattete B.-R. KOHL ein Gutachten über die Möglichkeit der Braunkohlengewinnung in dem Faltungsgebiet des Hohen Fläming bei Straach, Zahna, Wittenberg und Wartenburg.

B.-G. HESS VON WICHDORFF setzte seine Studien zur Geschichte des Thüringer Bergbaues fort in Verbindung mit Forschungen über die Erzlagerstätten des Thüringer Waldes; er untersuchte petrographisch und geologisch die Beschaffenheit der Thüringer Wetzsteine und ermittelte eine Anzahl neuer Vorkommen zwecks allmählicher Ausschaltung der ausländischen Einfuhr von Wetzsteinen nach Deutschland.

L.-G. ZIMMERMANN I führte Revisionsbegehungen auf Bl. Jena für die Übersichtskarte 1:200000 aus.

7. Provinz Brandenburg.

Abteilungsdirektor KEILHACK führte die Neuaufnahme der Bl. Klettwitz und Senftenberg (G. A. 59, 28, 29) für die 2. Auflage aus und bearbeitete das Nordwestviertel des Bl. Guben (G. A. 60, 3).

L.-G. GAGEL stellte Bl. Schmolde (G. A. 26, 48) und die preußischen Anteile der Bl. Meyenburg, Dammwalde und Freyenstein (G. A. 26, 42 u. G. A. 27, 37, 43) fertig.

L.-G. KRAUSE setzte die geol. Aufnahme des Bl. Hohenfinow (G. A. 45, 10) fort.

L.-G. KAUNHOWEN beendete die geol. Aufnahme des Bl. Drebkau (G. A. 59, 24).

L.-G. KLAUTZSCH kartierte Bl. Jessen (G. A. 59, 30).

L.-G. SCHUCHT beendete die Kartierung auf Bl. Wollmitz (G. A. 46, 57) und stellte Bl. Guben (G. A. 60, 3) bis auf ein Viertel fertig.

Kustos PICARD bearbeitete die Südhälfte des Bl. Spremberg (G. A. 60, 25).

B.-G. HESS VON WICHDORFF nahm die Nordhälfte des Bl. Spremberg (G. A. 60, 25) auf und führte die geol. Aufnahme des Bl. Kl.-Leipisch (G. A. 59, 27) aus.

B.-G. CRAMER stellte Bl. Weißwasser (G. A. 60, 26) bis auf eine Schlußbegehung fertig.

Geol. MÜLLER vollendete die Aufnahme des Bl. Burg im Spreewalde (G. A. 59, 11).

Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten.

Abteilungsdirektor KEILHACK führte eine Untersuchung der Gegend von Meseritz—Schwiebus—Züllichau für die Übersichtskarte der Provinz Brandenburg aus.

B.-R. KOHL setzte die Bearbeitung der verliehenen Bergwerksfelder in den Bergrevieren Ost- und West-Cottbus fort.

B.-R. BALDUS führte die Felderinventur im Bergrevier Görlitz aus.

B.-R. KOHL und B.-G. HESS VON WICHDORFF untersuchten die Möglichkeit der Braunkohlengewinnung bei Nettgendorf auf Bl. Hennickendorf (G. A. 44, 53),

B.-G. SCHMIERER und B.-A. PÄHR diejenige im Gubener Stadtforst.

8. Provinz Pommern.

L.-G. KLAUTZSCH beendete die Aufnahme des Bl. Wusterhusen (G. A. 11, 50) und kartierte etwa die Osthälfte des Bl. Griebenow (G. A. 10, 60). Außerdem wurde Bl. Greifswald (G. A. 11, 55) fertiggestellt.

L.-G. SCHULTE führte die geol. Aufnahme des Bl. Kolzow (G. A. 29, 2) zu Ende und begann die Kartierung der Bl. Wollin und Dobberphul (G. A. 29, 8, 9).

Geol. ZIMMERMANN II kartierte einen Teil der Bl. Wusterhusen (G. A. 11, 50) und Hanshagen (G. A. 11, 56).

Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten.

Abteilungsdirektor KEILHACK führte Untersuchungen älterer Aufschlüsse in Hinterpommern aus.

9. Provinz Schlesien.

L.-G. ZIMMERMANN I stellte die geol.-agronom. Aufnahme des Bl. Kauffung (G. A. 75, 4) fertig.

L.-G. KÜHN setzte die geol. Kartierung des Bl. Naumburg a. Queis (G. A. 61, 19) fort.

L.-G. MICHAEL stellte Bl. Glatz (G. A. 76, 32) fertig und begann die Aufnahme von Bl. Reinerz (G. A. 76, 31).

L.-G. KAUNHOWEN kartierte einen Teil des Bl. Muskau (G. A. 60, 27).

L.-G. FINCKH beendete die geol. Aufnahme des Bl. Lauterbach (G. A. 76, 15) und setzte die Bearbeitung des Bl. Charlottenbrunn (G. A. 76, 13) fort.

B.-G. BEHR brachte Bl. Münsterberg (G. A. 76, 23) dem Abschluß nahe und nahm Übersichtsbegehungen auf Bl. Lindenau vor (G. A. 76, 29).

B.-G. BERG beendete die Kartierung des Bl. Flinsberg (G. A. 75, 7) sowie des anschließenden Bl. Strickerhäuser (G. A. 75, 13) und führte Orientierungsbegehungen auf den Bl. Friedeberg (G. A. 75, 1) und Wiegandsthal (G. A. 74, 6) aus.

Geol. VON ZUR MÜHLEN führte die geol. Aufnahme des Bl. Ingramsdorf (G. A. 76, 2) zu Ende.

Geol. MÜLLER bearbeitete den südöstlichen und östlichen Teil des Bl. Ruhland (G. A. 59, 34).

Geol. MEISTER bearbeitete einen Teil des Bl. Gnadenfrei (G. A. 76, 21) und stellte sodann den Anteil des Kreises Trebnitz auf Bl. Auras (G. A. 62, 46) fertig.

Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten.

L.-G. MICHAEL begann mit der geol. Durchmusterung der verliehenen Bergwerksfelder im Bergrevier Ost-Waldenburg und prüfte das Goldvorkommen bei Ziegenhals.

B.-G. BEHR und B.-G. BARSCH untersuchten die Ausdehnung der Magnesitlagerstätten bei Frankenstein und ihre Bedeutung für die wirtschaftlichen Verhältnisse des deutschen Magnesitbergbaues.

10. Provinz Ostpreußen.

L.-G. KAUNHOWEN begutachtete die ostpreußischen Braunkohlenvorkommen, machte Vorschläge für Braunkohlenbohrungen im staatlichen Forstrevier Kommusin und untersuchte den Bernsteintagebau in Palmnicken.

L.-G. KAUNHOWEN und B.-A. PÄHR nahmen Untersuchungen der Braunkohlenvorkommen in Ostpreußen auf ihre Bauwürdigkeit vor.

II. Andere Arbeiten.

1. Instruktionskurse und Lehrvorträge.

Anläßlich der Einführung der Geologie in den Lehrplan der höheren Schulen und zur Förderung des Interesses für die Geologie an Volksbildungsstätten wurden zahlreiche Instruktionskurse und Lehrausflüge ausgeführt und zwar in:

Rheinprovinz: Gegend von Barmen, Elberfeld und Mettmann.
Westfalen: Gegend von Dornberg b. Bielefeld und Altenhundem.
Hessen-Nassau: Gegend von Limburg, Hadamar und Diez, Bad Homburg i. T. und Frankfurt a. M.
Hannover: Vortragskurse in Emden, Norden, Weener, Pewsum.
Sachsen: Gegend von Magdeburg und Neuhaldensleben.
Brandenburg: Gegend von Freienwalde und Senftenberg.
Schlesien: Vortrag im Seminar und Volksbildungsheim zu Münsterberg.

2. Wasserversorgungen.

Die Anstalt wirkte beratend mit in den Wasserversorgungsangelegenheiten folgender Gemeinden, Behörden und Privatunternehmungen:

Rheinprovinz: Nördlicher Teil des Niederrheinisch-Westfälischen Industriebezirks, insbesondere der Staatlichen Steinkohlenbergwerke, Eisenbahnwerkstätte Langenberg, Bahnhof Ronheide und Aachener Hauptbahnhof, Bissenberg.
Westfalen: Ibbenbüren, Teutoburger Wald-Eisenbahn, Herford.
Hessen-Nassau: Lindenholzhausen, Bad Soden i. Taunus. Karlhafen.

Hannover: Grundwasserverhältnisse am Bahneinschnitt bei Walle.
Sachsen und Anhalt: Gernrode, Königsau, Pr. Börnecke, Schneidlingen, Naumburg.
Schlesien: Strehlen, Reichenstein.

3. Talsperren und Stauanlagen.

Es wurden begutachtet die Projekte usw. der Talsperren an der oberen Ahr und Nahe, der Hennetalsperre, der Talsperren bei Lauscha i. Thür. und bei Klaushof und Plate in Pommern und 35 Talsperrenprojekte in der Grafschaft Glatz.

4. Untersuchungen von Heilquellen und Abgrenzung von Schutzbezirken

wurden bewirkt für die Solquelle von Jastrzemb O/S., für die Behringer Quelle in Gernrode und für die Quellen in Bad Ems.

5. Kanal-, Brücken- und Wasserbauten.

Es erfolgten Beratungen und Untersuchungen bei Projekten und Aufschlüssen folgender Bauwerke: Lippe-Kanal, Stichkanal Mülheim-Ruhrort, Mittellandkanal, Anschlußkanal Fürstenberg—Cottbus—Senftenberg, Untersuchung des Baugrundes der Sternbrücke in Magdeburg.

6. Eisenbahn- und Tunnelbauten.

Rheinprovinz: Liblar—Rommerskirchen, Liblar—Ahrweiler—Rech, Velbert—Kettwig, Simmern—Gemünd—Stockhausen—Beilstein, Wesel—Datteln, Treis—Bruttig.
Westfalen: Mülheim (Ruhr)—Essen-West, Witten—Barmen, Vorhall—Volmarstein, Holzwickede—Unna.
Hessen-Nassau: Haiger—Gusternhain, Höchst—Limburg, Blankenheimer Tunnel.
Hannover-Braunschweig: Hannover—Celle, Hannover—Lehrte, Celle—Braunschweig, Verden (Aller)—Rothenburg, Ülzen—Dannenberg, Stolberg—Rottleberode, Bahnhofserweiterung Hameln.
Sachsen-Thüringen: Merseburg—Zöschen, Dorndorf—Kaltennordheim, Salzwedel—Arendsee, Salzwedel—Lüchow, Mo-

krehna—Schildau, Klötze—Kalbe a. M., Wasungen (Bahnhofstunnelbau), Vacha (Bahnhofsumbau), Kirchheilingen—Haussömmern.

Brandenburg: Gransee—Neuglobsow, Michendorf—Mahlsdorf, Untergrundbahn Berlin.

Pommern: Plönzig—Schönow.

Schlesien: Arnsdorf—Liegnitz, Königswalde (Bahnhofsumbau).

7. Untersuchung von Domänen und Gütern.

L.-G. KAUNHOWEN: Untersuchung der Domänen Polommen, Skomatzko, Sperling und Czymochen auf das Vorkommen von Mergel.

L.-G. KLAUTZSCH: Untersuchung des Gutes Grabow auf Rügen auf Mergel- und Torfvorkommen.

L.-G. WOLFF: Untersuchung des Oberförstereibezirks Syke bei Bremen auf Flottlehmvorkommen.

Geol. VON ZUR MÜHLEN: Untersuchung des Gutes Klein-Gandern auf Geschiebelehm und Kies zu Bauzwecken. — Untersuchung des Gutes Moddrow auf Lehmlager und Braunkohle.

B.-G. STOLLER: Geolog.-agronom. Kartierung der Gegend von Beetzendorf—Klötze für die Landwirtschaftsschule Klötze.

8. Verfolgung und Bearbeitung von Bohr- und Schachtaufschlüssen.

Die im Laufe des Jahres ausgeführten Bohrungen wurden von den Geologen in ihren Arbeitsgebieten verfolgt und die eingegangenen Bohrproben laufend bearbeitet. Von wichtigeren Bohr- und Schachtaufschlüssen sind besonders folgende zu erwähnen: Aufschlüsse im westfälischen Industriegebiet, fiskalische Steinkohlenbohrungen bei Ibbenbüren und Vornhagen, Erdölbohrungen bei Wathlingen, Hänigsen, Nienhagen, Oberg und Gadenstedt, staatliche und private Bohrungen bei Albaxen, Arnshausen, Altenplathow, Athensleben, Königsaue, Dente, Harburg, Bündheim, Groß-Mühlingen, Elm, Schlüchtern, Gudensberg, Spremberg, Biederitz, Schönebeck, Niederbarkhausen, Neugraben, im Westerwald, Salzuflen, im Fuldagebiete, bei Cammin, Salzgitter, Kirchwehren und bei Plötz.

Ferner Untergrundbohrungen für den Mittelland-Kanal, den Ems-Jade- und den Plauer Kanal.

Wasserwerksbohrungen der Städte Staßfurt, Sperenberg und Bad Nenndorf.

9. Arbeiten im Laboratorium.

In der chemischen Abteilung der Geologischen Landesanstalt wurden im Jahre 1920 insgesamt 371 Proben untersucht. Unter diesen befinden sich 151 Boden-, 52 Gesteins-, 54 Erz- (darunter 47 edelmetallverdächtige), 15 Ölschieferaschen-, 25 Ölschiefer-, 2 Graphit-, 1 Metall-, 30 Kohlen-, 5 Koks-, 5 Torf- und 7 Teerproben.

Die Untersuchungen bestanden aus 147 Vollanalysen, 34 Tonbestimmungen, 44 Schwel-, 11 Extrakt-, 4 Elementar-, 22 Gasanalysen und 502 Einzelbestimmungen.

Außerdem wurden noch folgende Fragen wissenschaftlicher und technischer Art bearbeitet:

Abteilungsvorsteher GANS arbeitete und berichtete:

a) über die Herstellung von Mörtel aus verschiedenem Material,
b) über die Verwendbarkeit der bei der Tonerde-Gewinnung aus heimischen Tonen abfallenden hydratischen Kieselsäure,
c) über die Bodenreaktion und die Auswahl des Düngers, setzte seine Arbeiten über die Erkennung der Düngebedürftigkeit der Böden und über die Verwendbarkeit von Anhydrit zu Bauzwecken fort und begann Arbeiten über die Verwertbarkeit von Ölschieferaschen und über die Herabsetzung des Schwefelgehaltes in den Ölschieferaschen.

Abteilungsvorsteher GANS und Chemiker BÖHM führten eine Studienreise aus zur Besichtigung der der Kohlenforschung dienenden Institute und Laboratorien des Ruhrgebietes und des Braunkohlengebietes in Halle und nahmen an der Kommissionssitzung für Bodenuntersuchung des Verbandes deutscher landwirtschaftlicher Versuchsstationen in Marburg teil.

Chem. WACHE arbeitete über die Verwendbarkeit von Lehm zu Bauzwecken; es gelang ihm, das Färben und Bleichen einer Art von Schleifsteinen, er begann Untersuchungen über den

Einfluß der Azidität auf die Löslichkeit der Phosphatsäure im Boden.

Die Chem. KLÜSS und EYME begannen die tabellarische Zusammenstellung der im Laboratorium ausgeführten Gesteins- und Mineralanalysen.

Die Chem. KRUG und HEUSELER arbeiteten über die Bestimmung von Edelmetallen, insbesondere von Platin in Gesteinen und Erzen.

Chem. BÖHM arbeitete über die Bindungsfähigkeit eines neuen Vorkommens von Humuskohle für Ammoniak, begann eine tabellarische Zusammenstellung der Analysen von bituminösen Schiefern und eine Arbeit über Verteilung und die Bindungsform des Schwefels im Schandelaher Schieferprofil.

Chem. LOEBE setzte die Untersuchungen betreffs Nutzbarmachung von Kiesabbränden und betreffs Darstellung von Tonerde über Aluminiumnitrid fort und beteiligte sich an den Versuchen zur Verwertung von Schieferaschen.

Chem. PFEIFFER führte Versuche über die Bestimmung der Bodenazidität aus und begann die tabellarische Zusammenstellung der im Laboratorium ausgeführten Mergel- und Kalk-Analysen.

Chem. LAAGE begann die tabellarische Zusammenstellung der im Laboratorium ausgeführten Analysen von Lehm-, Ton- und Sandböden.

Chem. HALLER begann eine Arbeit über die Wasserdurchlässigkeit und Verwendbarkeit der verschiedenen Bodenarten zu Dammbauten.

Chem. STOCKFISCH beteiligte sich an den Versuchen der Verschwelung und Nutzbarmachung von Braunkohlen, Schiefern und technischen Nebenprodukten.

Chem. HEYKES begann eine Arbeit über die Untersuchung und Bestimmung der Bodenkolloide.

B.-G. STOLLER führte im Laboratorium pflanzenpaläontologische Untersuchungen von diluvialen Torfen und Süßwassermergeln aus.

10. Sitzungen der wissenschaftlichen Beamten.

In den Sitzungen der wissenschaftlichen Beamten sind nachstehende Vorträge gehalten und besprochen worden:

Wolff: Bestrebungen der Geologischen Landesanstalt zur Hebung des Mergelmeliorationswesens in Nordwestdeutschland.

Gans: Über den Einfluß der Bodenreaktion und der Reaktion des künstlichen Düngers.

Schlossmacher und Zimmermann I: Kurze Einführung und Erläuterung neuangeschaffter Instrumente.

Hess v. Wichdorff: Vorläufige Mitteilung über das Wesen und die Beschaffenheit von Wetzsteinen.

Fliegel: Über die Immission der Abwässer einer Sprengstofffabrik ins Grundwasser.

Gagel: Über die Wegner'sche Kontinentalverschiebungshypothese und ihre Bedeutung für die Erkenntnis des Diluviums.

Fulda: Randfacies des Zechsteins im östlichen Thüringen (nach Tiefbohrungen).

Fuchs: Über einige Beziehungen zwischen der sauerländischen und belgischen Facies des Altpalaeozoicums.

Wunstorf: Das Produktive Carbon des westlichen Teiles der Bochumer Mulde.

Keilhack: Das Interglazial von Rabutz.

Mestwerdt: Über den Teutoburger Wald bei Bielefeld.

Haack: Über das Neocom im nordwestlichen Osning.

Berg: Referat über Cloos: Die Schollen in schlesischen Eruptivgesteinen.

Finckh: Die Gabbros und Amphibolite des Eulengebirges und seines Vorlandes sowie ihre gegenseitigen Beziehungen.

Kegel: Neuere Beobachtungen im Mittel- und Oberdevon der östlichen Lahnmulde.

Weissermel: Zur Stratigraphie und Tektonik des Ostrandes der subhercynen Mulde.

Fliegel: Der Untergrund der niederrheinischen Bucht.

Woldstedt: Glaziale Rinnen und Sanderflächen in Norddeutschland.

11. Sonstige Arbeiten.

1. Bearbeitung der Karte der nutzbaren Lagerstätten 1:200000.
2. Unterstützung der Baugenossenschaften und Siedlungsgesellschaften.
3. Ausführung von Versuchen mit Wünschelrutengängern.
4. Bodenprobenentnahmen für das Museum für praktische Geologie.

Stand der Veröffentlichungen (von R. MICHAEL).

A. Geologische Karte von Preußen und den benachbarten Bundesstaaten im Maßstabe 1:25000.

Im Laufe des Jahres 1920 sind keine Blätter zur Veröffentlichung gelangt, weil die lithographischen Anstalten mit ihren Arbeiten erheblich im Rückstande geblieben sind und andererseits bei einer Reihe im Auflagedruck vollendet vorliegender Lieferungen die Drucklegung der Erläuterungen wegen der geringen Leistungsfähigkeit der Druckereien noch aussteht.

Der Stand der noch nicht zur Herausgabe gelangten Kartenblätter ist folgender:

In der lithographischen Ausführung sind begriffen:

Lieferung	183,	Gegend	von	Friedrichroda	4 Blätter
»	211,	»	»	Essen	2 »
»	214,	»	»	Bonn	4 »
»	217,	»	»	Ballenstedt	2 »
»	220,	»	»	Meinerzhagen	4 »
»	225,	»	»	Cottbus	5 »
»	228,	»	»	Hechingen	4 »
»	233,	»	»	Herford	3 »
»	235,	»	»	Siegen	3 »
»	236,	»	»	Plettenberg	6 »
»	237,	»	»	Düben	4 »
»	239,	»	»	Degow	4 »
»	240,	»	»	Wernigerode	7 »
»	241,	»	»	Schreiberhau	3 »
»	242,	»	»	Treuenbrietzen	6 »
»	243,	»	»	Sperenberg	4 »

Lieferung	244,	Gegend von	Lübben	4 Blätter
»	245,	»	» Schöningen	4 »
»	246,	»	» Bolkenhain	3 »
»	247,	»	» Spremberg	4 »
»	248,	»	» Magdeburg	8 »
»	249,	»	» Kolbitz	4 »
»	250,	»	» Greifswald	4 »
»	251,	»	» Hameln	5 »
»	252,	»	» Meyenburg	6 »
				107 Blätter

In der 2. bis 4. Auflage sind in lithographischer Ausführung begriffen:

Lief.	5, Bl.	Halle (Nord)	1 Bl.
»	3, »	Berka	1 »
»	14, »	Hennigsdorf	1 »
»	15, »	Wiesbaden, Hochheim und Königstein . .	3 »
»	36, »	Vacha	1 »
»	39, »	Arnstadt	1 »
»	67, »	Stettin	2 »
»	26, »	Rüdersdorf (4. Aufl.)	1 »
»	94, »	Königsberg i. Nm.	1 »
»	108, »	Lüneburg (3. Aufl.)	1 »
»	143, »	Klettwitz und Senftenberg	2 »
			15 Bl.

Es wurden bisher veröffentlicht an Neuaufnahmen . .	1132 Bl.
Hierzu die in der lithographischen Ausführung begriffenen	107 »
In der 2. bis 4. Auflage befindlich	15 »
	1254 Bl.

B. Abhandlungen.

Neue Folge, Heft 57: Beiträge zur Seenkunde Teil III. Von A. JENTZSCH (im Druck befindlich).

» » » 81: Geologie der Schollen in Schlesischen Tiefengesteinen. Von H. CLOOS.

» » » 84: Diluvialprähistorie als geologische Wissenschaft. Von F. WIEGERS.

Neue Folge, Heft 85: Tektonische und paläogeographische Untersuchungen im Gebiet zwischen Hildesheim und Braunschweig. Von G. Beck (im Druck befindlich).

C. Beiträge zur geologischen Erforschung der Deutschen Schutzgebiete.

Heft 18. I: Zur geologischen Kenntnis von den Palau-Inseln, Jap, den Marianen und Ponape. Von W. Koert und L. Finckh.

II: Über Pflanzenreste aus Basalttuffen des Kamerun-Gebietes. Von P. Menzel.

(Im Druck befindlich) Geologische Spezialaufnahmen in Deutsch-Südwestafrika. Von P. Range.

D. Archiv für Lagerstättenforschung und Lagerstättenkarten.

Heft 27: Die Gänge des Oberharzes und ihre Beziehungen zur Tektonik des Ganggebietes. Von A. Stahl.

» 26: Was lehrt die Geologie über das Kalischachtabteufen in Salzhorsten. Von E. Seidl (im Druck befindlich).

» 28: Die Rolle des Phosphors im Mineralreich. Von Berg (im Druck befindlich).

Karte der nutzbaren Lagerstätten Deutschlands 1:200000.

Im Druck befinden sich:

Lieferung IX: Bl. Arolsen, Cassel, Fulda, Marburg, Frankfurt a. Main, Schweinfurt.

» X: Bl. Laar, Cloppenberg, Nienburg, Celle, Salzwedel und Stendal.

» XI: Bl. Braunschweig, Magdeburg, Halberstadt und Dessau.

Gangkarte des Siegerlandes 1:10000.

Von Lief. IV die Bl. Elkenroth, Daaden und Hornhausen.

Von Lief. V die Bl. Olpe, Littfeld, Silberg, Wenden und Müsen.

Beiblatt zur III. und IV. Lief. (2. Aufl.).

E. Weltmontanstatistik.

Nichts.

F. Jahrbuch der Preußischen Geologischen Landesanstalt.

Jahrg 1918, Teil I, Heft 3.

Ferner im Druck befindlich:

Jahrg. 1918, Teil II, Heft 2 u. 3
» 1919, » I, » 3
» 1919, » II, » 1, 2, 3
» 1920, » I, » 1 u. 2
» 1920, » II, » 1.

G. Geologische Übersichtskarte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten

a) im Maßstabe 1:200000.

Im Druck befindlich:

Die Bl. Mainz, Göttingen, Kassel, Fulda, Sondershausen, Jena, Charlottenburg, Berlin-Nord, Berlin-Süd.

b) im Maßstabe 1:500000.

Geol. Übersichtskarte der Prov. Brandenburg.

H. Sonstige Karten und Schriften.

a) Karten.

Geol.-agronom. Karte für die Landwirtschaftsschule in Wittstock (Erläuterung noch im Druck).

Für den geol. Unterricht in den Schulen:

Geol. Karte 1:50000 der Umgebung von Limburg, Hadamar, Diez.

Ferner im Druck befindliche Übersichtskarten:

FLIEGEL, Geol. Karte der Kalkmulde von Paffrath 1:50000.

STILLE, Tektonische Übersichtskarte des Gebietes der Saxonischen Gebirgsbildung 1:250000.

b) Schriften.

Mitteilungen aus dem chemischen Laboratorium der Geologischen Landesanstalt:

Heft 1: R. GANS, Kann man die Düngebedürftigkeit des Bodens auf Grund des Salzsäureauszuges erkennen?

Im Druck befindlich:

Ergebnisse von Tiefbohrungen, Heft VIII.

Geologische Literatur Deutschlands.

A. Die Literatur der Jahre 1915—1917.
Die Literatur des Jahres 1918.

B. Die Baltikum-Literatur.

Außerdem erscheint die Lagerstättenchronik als monatliche Mitteilungen lagerstättenkundlichen und bergwirtschaftlichen Inhalts aus dem Archiv der Geologischen Landesanstalt.

Verkauf der Karten und Schriften.

Im Jahre 1920 wurden verkauft:

Karten 1 : 25000	18845	Blätter
Abhandlungen	1404	Exemplare
Jahrbücher	90	»
Sonderabdrucke	1477	»
Sonstige Karten und Schriften	3221	»

Berlin, den 5. April 1921.

Geologische Landesanstalt.
Beyschlag.

Arbeitsplan der Preußischen Geologischen Landesanstalt für das Jahr 1921.

Leitung: Präsident BEYSCHLAG.
Revisionen im Gebirgslande: Abteilungsdirektor KRUSCH.
Revisionen im Tieflande: Abteilungsdirektor KEILHACK.

Allgemeines.

Bei der Aufstellung des Arbeitsplanes wurden vor allen Dingen die Gebiete der nutzbaren Lagerstätten berücksichtigt. Nur da, wo besonders wichtige landwirtschaftliche Interessen gefördert werden mußten, finden Flachlandaufnahmen statt. In beiden Fällen sind besondere Wünsche der Interessenten und die uns bindenden Verträge nach Maßgabe der uns zur Verfügung stehenden Kräfte berücksichtigt worden.

Im Rahmen dieser Aufgaben haben wir die Arbeiten derart verteilt, daß einzelne Bl. der fortlaufend erscheinenden Übersichtskarte 1:200000 möglichst gefördert werden.

Die planmäßige Durchmusterung verliehener Bergwerksfelder wird fortgesetzt, ebenso die Feststellung etwa bisher noch nicht in Untersuchung genommener, unverliehener Lagerstätten. Schließlich werden die Braunkohlen- und Erzvorratsberechnungen gefördert.

I. Rheinprovinz.

Die für uns wichtigsten diesjährigen Aufgaben sind: Die Verfolgung des westlichen und südlichen Ausgehenden

des Steinkohlengebirges. Die Untersuchung der tiefen Schichten desselben ist notwendig, da die dortigen Magerkohlenflöze mit dem Fortschreiten des rheinisch-westfälischen Bergbaus nach Norden in gasreichere Horizonte und mit der beständigen Erhöhung der Frachtsätze örtliche Bedeutung haben können.

Bei dieser Gelegenheit wird auch der Velberter Sattel genau untersucht, dessen Erzlagerstätten noch nicht als völlig erschöpft gelten können, da einzelne Gruben lediglich der Wasserzuflüsse wegen eingestellt werden mußten.

Die nächstwichtigste praktisch-geologische Aufgabe im Rheinland ist die Verfolgung der Aufschlüsse im niederrheinischen Steinkohlengebirge, der westlichen linksrheinischen Fortsetzung des westfälischen. Nördlich vom Crefelder Sattel wurde der Bergbau in den letzten Jahren rasch entwickelt; die durch ihn geschaffenen Aufschlüsse bedürfen der Registrierung.

Schließlich müssen die Bleierz führenden Sandsteine von Kommern und Mechernich in bergwirtschaftlicher Beziehung genau untersucht werden. Mit den Fortschritten auf dem Gebiete der Schwimmverfahren erscheint die Möglichkeit gegeben, die Weißbleierz führenden Knottenlager von Günnersdorf und auf dem Kalmuther Berg auszunutzen, die früher zu Zeiten schlechter Bleipreise infolge der hohen Aufbereitungsverluste von 40—50 % aufgegeben werden mußten.

Die Aufnahmen im niederrheinischen Gebiet kommen zu gleicher Zeit der Landwirtschaft zugute, deren großes Interesse an dem Fortschritt unserer Aufnahmearbeiten durch eine erhebliche Beteiligung an den Unkosten zum Ausdruck kommt.

Verteilung der Arbeiten.

Aufnahmen 1:25000.

L.-G. Wunstorf wird die geol. Aufnahme des Bl. Kettwig (G. A. 52, 40) fertigstellen und dann auf den westlichen Teil von Bl. Velbert (G. A. 52, 41) übergehen.

Geol. PAECKELMANN wird auf den Bl. Velbert und Elberfeld (G. A. 52, 41, 47) aufnehmen.

B.-R. BÄRTLING: Über die Arbeiten auf Bl. Velbert und Hattingen siehe Westfalen.

Geol. ZIMMERMANN II soll zunächst Bl. Mörs (G. A. 52, 32) (etwa 4 Wochen), sodann Bl. Kaldenkirchen (G. A. 52, 12) (etwa 3 Monate) abschließen und, falls Zeit bleibt, auf Bl. Nieukerk (G. A. 52, 31) übergehen.

B.-R. FUCHS wird 14 Tage bis 3 Wochen auf den Abschluß des Bl. Barmen (G. A. 52, 18) verwenden.

B.-R. SCHMIDT wird die geol. Aufnahme der Südhälfte des Bl. Gummersbach (G. A. 53, 56) fortsetzen.

B.-R. SCHMIDT und Geol. QUIRING: Über die Arbeiten auf Bl. Freudenberg und Wenden (G. A. 67, 10, 4), siehe Prov. Westfalen.

Geol. KEGEL: Über die Aufnahme der Bl. Rodheim, Wetzlar und Cleeberg (G. A. 68, 20, 26, 32), siehe Prov. Hessen-Nassau.

Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten.

L.-G. WUNSTORF wird nach Erledigung der Kartierung eine Begehung im Aachener Carbon zum Vergleich mit dem Westfälischen ausführen.

L.-G. WUNSTORF, B.-R. BÄRTLING und Geol. ZIMMERMANN werden die neuen Bergbauaufschlüsse im Niederrheingebiet verfolgen.

Geol. BEHREND wird die Bleierzlagerstätten von Kommern und Mechernich in bergwirtschaftlicher Hinsicht untersuchen.

L.-G. LEPPLA wird etwa 4 Wochen auf Übersichtsbegehungen für die Übersichtskarte Bl. Koblenz i. M. 1 : 200 000 verwenden.

L.-G. FLIEGEL wird die neuen Aufschlüsse in der Trias von Mechernich behufs Abfassung der Erläuterungen untersuchen.

B.-R. FUCHS wird die Lagerungsverhältnisse der Grube Leopold v. Buch b. Bensberg der Rhein. Nassauischen Bergwerks- und Hütten A.-G. feststellen.

2. Provinz Westfalen, Lippe und Pyrmont.

Die unteren Schichten der Magerkohlengruppe des Steinkohlengebirges müssen aus den bei der Rheinprovinz festgestellten Gründen weiter untersucht werden.

Die Arbeiten im Spateisensteinbezirk des Siegerlandes, die vor allen Dingen in der Untersuchung der unterirdischen Aufschlüsse bestehen, bedürfen der energischen Fortsetzung zwecks Unterstützung des dortigen Bergbaus.

Dieselben Gründe, welche die Untersuchung der Magerkohlenflöze in Westfalen wünschenswert machen, gelten auch für die Wealdenflöze im Nordosten Westfalens usw.

Die Arbeiten im Teutoburger Walde usw. dienen auch der Untersuchung der dortigen bisher wenig beachteten Eisenerzflöze.

Verteilung der Arbeiten.

Aufnahmen 1:25000.

B.-R. BÄRTLING hat den Auftrag, Bl. Hattingen (G. A. 52, 42) zu vollenden und sodann den Ostteil von Bl. Velbert (G. A. 52, 41) in Angriff zu nehmen.

B.-R. FUCHS wird die begonnenen Spezialaufnahmen der Siegerländer Gruben fortsetzen und gemeinsam mit dem B.-R. SCHMIDT und dem Geol. QUIRING die geol. Aufnahme der Bl. Wenden, Hilchenbach, Freudenberg und Siegen (G. A. 67, 4, 5, 10, 11) revidieren und druckfertig stellen. — Über die Arbeiten auf Bl. Barmen (G. A. 52, 48) siehe Rheinprovinz.

B.-R. SCHMIDT und Geol. QUIRING werden die Grubenaufnahmen im Siegerlande fortsetzen und sich an den Schlußrevisionen der obengenannten Blätter beteiligen. — Über die Aufnahme des Bl. Gummersbach (G. A. 53, 56) siehe Rheinprovinz.

B.-R. MESTWERDT wird die geol. Aufnahme des Bl. Halle i. W. (G. A. 40, 55) vollenden und dann Bl. Borgholzhausen (G. A. 39, 54) in Angriff nehmen.

Geol. DIENEMANN wird sich an der geol. Aufnahme von Bl. Halle i. Westf. (G. A. 40, 55) beteiligen und dann auf Bl. Neuenkirchen (G. A. 40, 49) übergehen.

Geol. BURRE wird das Bl. Herford-West (G. A. 40, 50) beenden. Siehe auch Prov. Hessen-Naussau.

B.-R. HAACK: Wegen der Fertigstellung des Bl. Iburg (G. A. 39, 53) siehe Prov. Hannover.

B.-R. SCHMIDT: Über Bl. Gummersbach (G. A. 53, 56) siehe Rheinprovinz.

B.-R. SCHMIERER und Geol. REICH: Über Bl. Laasphe (G. A. 68, 1) siehe Prov. Hessen-Nassau.

L.-G. WUNSTORF und Geol. PAECKELMANN: Über die Aufnahmen auf Bl. Velbert (G. A. 52, 41) siehe Rheinprovinz.

Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten.

B.-R. MESTWERDT wird die bergbaulichen Aufschlüsse im Wesergebiet verfolgen.

Geol. PAECKELMANN hat den Auftrag, die Höhlenaufschlüsse im westfälischen Massenkalk zu untersuchen.

3. Provinz Hessen-Nassau.

Im Eisenerzbezirk des Lahn-Dillgebietes werden die Grubenaufschlüsse ebenso wie die Oberflächenaufnahmen weiter gefördert. Die Arbeiten im Taunusgebiet dienen zugleich der Untersuchung der dortigen Manganerzlagerstätten.

Schließlich wird ein neues Gebiet im Norden von Hessen-Nassau in Angriff genommen, dessen Geologie zur Beurteilung der dortigen Braunkohlenvorkommen geklärt werden muß. Die Resultate dürften zu gleicher Zeit wichtiges Material für die Weser-Regulierung sein.

Verteilung der Arbeiten.

Aufnahmen 1:25000.

L.-G. LEPPLA wird die Neubearbeitung des Bl. Wehen (G. A. 67, 54) beenden.

Geol. SCHLOSSMACHER hat den Auftrag, die Kartierung auf Bl. Grävenwiesbach (G. A. 68, 37) abzuschließen und dann den preußischen Anteil des Bl. Usingen (G. A. 68, 38) in Arbeit zu nehmen.

Geol. KEGEL wird die Bl. Rodheim (G. A. 68, 20) und Wetzlar (G. A. 68, 26) fertigstellen und dann auf Bl. Cleeberg (G. A. 68, 32) übergehen.

B.-R. SCHMIERER soll die geol. Aufnahme des Bl. Biedenkopf (G. A. 68, 2) beenden und auf Bl. Laasphe (G. A. 68, 1) den Geol. REICH in die Kartierung einführen.

M.-A. BLANCKENHORN wird die Bl. Schrecksbach und Neustadt (G. A. 68, 12, 11) zum Abschluß bringen.

L.-G. v. LINSTOW hat den Auftrag, Hann.-Münden (G. A. 55, 32) zu revidieren und sodann die Aufnahme auf Bl. Hofgeismar (G. A. 55, 31) fortzusetzen.

L.-G. LEPPLA, B.-R. FUCHS und Geol. SCHLOSSMACHER werden das Grenzgebiet ihrer Bl. behufs Herstellung einer gemeinsamen Auffassung begehen.

Geol. BURRE hat den Auftrag, Bl. Kathrinhagen (G. A. 40, 18) in Angriff zu nehmen.

B.-R. GRUPE und Geol. EBERT: Über die Aufnahme der Bl. Rodenberg und Lauenau (G. A. 41, 37, 13) siehe Prov. Hannover.

L.-G. NAUMANN: Über die Aufnahme des Bl. Hameln siehe Prov. Hannover.

Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten.

L.-G. LEPPLA: Wegen der Übersichtsbegehungen für die Übersichtskarte Koblenz siehe Rheinprovinz.

Geol. KEGEL wird die Verfolgung der bergmännischen Aufschlüsse im Lahn- und Dill-Gebiet fortsetzen.

Geol. BURRE soll die bergbaulichen Aufschlüsse bei Obernkirchen untersuchen.

4. Provinz Hannover und Braunschweig.

Der größte Teil des bereits bei Westfalen erwähnten Wealdenkohlengebietes liegt in Hannover und bedarf aus den dort angegebenen Gründen dringend der Untersuchung.

Die Arbeiten im Steinkohlengebiet der Umgegend von Osnabrück werden fortgesetzt. Dabei sollen auch die dortigen Eisenerze untersucht werden.

Im Mittelharz bedarf die Tektonik und damit im Zusammenhang die Umdeutung der Altersverhältnisse gewisser Schichtenkomplexe der weiteren Klarstellung, die auch den dortigen Eisenerzlagerstätten zugute kommt.

Die bereits im vorigen Jahre begonnenen Studien der Lagerstätten des Rammelsberges werden in diesem Jahre fortgesetzt. Gleichzeitig hoffen wir die bergrechtlichen Verleihungen des gesamten Harzgebietes zum Abschluß zu bringen.

Der weiteren Untersuchung bedarf das Erdölgebiet der Lüneburger Heide.

Gegenüber diesen praktisch-geol. Arbeiten dürfen aber die Aufnahmen im Flachlande der Lüneburger Heide und in den Marschen bei Emden, welche der Ödlandkultur bezw. der Landwirtschaft und der Ziegelindustrie dienen, nicht vernachlässigt werden.

Verteilung der Arbeiten.

Aufnahmen 1:25000.

B.-R. HAACK wird nach Fertigstellung der geol. Kartierung des Bl. Iburg (G. A. 39, 53) auf Bl. Osnabrück (G. A. 39, 47) übergehen.

Geol. BURRE: Über die Aufnahme von Bl. Kathrinhagen (G. A. 40, 48) vergl. Prov. Hessen-Nassau.

L.-G. v. LINSTOW: Über die Aufnahmen auf Bl. Hann.-Münden (G. A. 55, 32) siehe Prov. Hessen-Nassau.

B.-R. GRUPE wird die geol. Aufnahme der Bl. Rodenberg, Gehrden, Lauenau und Springe (G. A. 41, 37, 38, 43, 44) bewirken und den neu eingetretenen Geol. EBERT in die Kartierung einführen.

L.-G. NAUMANN wird zunächst Bl. Hameln (G. A. 41, 49) abschließen und sodann auf Bl. Eldagsen (G. A. 41, 50) übergehen und bei diesen Arbeiten den neu eingetretenen Geol. VON BÜLOW mit unserer Kartierungsmethode vertraut machen.

Geol. WOLDSTEDT wird nach Fertigstellung der geol.-agronom. Aufnahme des Bl. Meine (G. A. 42, 38) die Kartierung des Bl. Fallersleben (G. A. 42, 33) in Angriff nehmen.

L.-G. KOERT: Über die Kartierung des Bl. Hötensleben (G. A. 42, 53) siehe Prov. Sachsen.

B.-R. STOLLER soll die Aufnahme des Bl. Gr.-Burgwedel (G. A. 41, 34) zu Ende führen und alsdann auf die Bl. Nienburg, Husum und Rodewald (G. A. 40, 24, 30 und G. A. 41, 19) übergehen, wo namentlich die in der Kultivierung begriffenen Moor- und Heideflächen auf Wunsch des Kreises kartiert werden sollen.

M.-A. RANGE wird die geol.-agronom. Kartierung der Bl. Ebersdorf und Bremervörde (G. A. 23, 29, 35) fortsetzen.

L.-G. WOLFF soll die Bearbeitung der Bl. Bederkesa und Köhlen (G. A. 23, 22, 28) zu Ende führen. Siehe auch Prov. Schleswig-Holstein.

M.-A. WILDVANG hat den Auftrag, den Festlandanteil von Bl. Juist-Ost und die Bl. Westermarsch, Loppersum und Pewsum (G. A. 21, 23, 29, 36, 35) zu kartieren.

L.-G. FLIEGEL wird mit Hilfe des Geol. BECK die geol. Aufnahme des Bl. Derenburg (G. A. 56, 10) zu Ende führen und ferner die Aufschlüsse der Rammelsberglagerstätte (G. A. 56, 1) unter Tage kartieren. Wegen des Bl. Quedlinburg siehe Prov. Sachsen.

M.-A. BODE wird sich an der Fertigstellung der geol. Aufnahme des Bl. Derenburg (G. A. 56, 10) beteiligen.

Abteilungsdirektor SCHROEDER wird eine Revision des Bl. Goslar (G. A. 56, 1) für die 2. Auflage ausführen.

Geol. BEHREND: Über die Kartierung des Bl. Hornburg (G. A. 42, 56) siehe Prov. Sachsen.

B.-R. MESTWERDT: Über die Aufnahme des Bl. Borgholzhausen (G. A. 39, 54) siehe Prov. Westfalen.

Geol. DIENEMANN: Über die Bearbeitung des Bl. Neuenkirchen (G. A. 40, 49) siehe Prov. Westfalen.

Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten.

B.-R. HAACK wird die bergbaulichen Aufschlüsse bei Osnabrück und B.-R. STOLLER die Erdölaufschlüsse in der Lüneburg-

ger Heide und die Aufschlüsse beim Bau des Mittellandkanals für die Strecke Hannover—Lehrte—Salzgitter verfolgen.

M.-A. ERDMANNSDÖRFFER wird neue Aufschlüsse im Unterdevon von Blatt Elbingerode untersuchen.

L.-G. FLIEGEL und Geol. BECK werden im Südharzgebiet größere Begehungen ausführen zur Klärung der Stratigraphie und Tektonik im Bereiche der Tanner Achse.

Abteilungsdirektor SCHROEDER wird die Spezialuntersuchung der Kaliwerke Vienenburg und Friedrichsroda (Flachstöckheim) fortsetzen.

L.-G. KÜHN und B.-R. BARSCH haben den Auftrag, Schwere-Messungen mit der Eötvös'schen Drehwage auszuführen.

5. Schleswig-Holstein.

Zur besseren Verfolgung der Erdölaufschlüsse der Provinz soll ein Geologe eine Zeitlang in ihr tätig sein.

Verteilung der Arbeiten.

Aufnahmen 1:25000.

L.-G. WOLFF wird die Kartierung des Bl. Schleswig (G. A. 7, 26) fortsetzen. Siehe auch Prov. Hannover.

Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten.

L.-G. WOLFF: Verfolgung der Öl-Aufschlüsse bei Herde (G. A. 6, 53) und der übrigen in praktisch-geol. Richtung wichtigen Aufschlüsse in Schleswig-Holstein.

6. Provinz Sachsen.

Das im Vorjahr in Angriff genommene nördliche Harzvorland mit seinen Lagerstätten und Salzen, Braunkohlen und Bausteinen soll in diesem Jahre tunlichst gefördert werden. Über die übrigen Harzarbeiten siehe Hannover-Braunschweig. Ferner wird das Niederlausitzer Braunkohlenrevier in diesem Jahre fertiggestellt werden.

Verteilung der Arbeiten.

Aufnahmen 1:25000.

L.-G. FLIEGEL und Geol. BECK werden die geol. Aufnahme des Bl. Quedlinburg (G. A. 56, 17) zu Ende führen. Siehe auch Prov. Hannover.

M.-A. ERDMANNSDÖRFFER wird die Kartierung des Bl. Wernigerode (G. A. 56, 9) beenden.

Geol. SCHRIEL wird zunächst das Rotliegende von Giebichenstein bei Halle (G. A. 57, 28) i. M. 1:5000 überarbeiten, ferner dasjenige von Meisdorf-Opperode am nördl. Harzrande (G. A. 56, 18, 24 u. 57, 13) vergleichend begehen, und dann gemeinsam mit dem neu eingetretenen Geol. v. BÜLOW die Blätter Kelbra und Frankenhausen (G. A. 56, 35, 41) für eine Neuauflage kartieren.

B.-R. BARSCH wird Bl. Oschersleben (G. A. 42, 60) geologisch bearbeiten.

B.-R. ASSMANN hat den Auftrag, in 2 Monaten Bl. Gröningen (G. A. 56, 6) zum Abschluß zu bringen.

B.-R. WIEGERS soll die geol.-agronom. Kartierung des Bl. Groß-Ottersleben (G. A. 43, 56) zu Ende führen und sodann Bl. Liebenwerda (G. A. 59, 25) bearbeiten.

Geol. BEHREND wird Bl. Hornburg (G. A. 42, 56) kartieren.

L.-G. WEISSERMEL hat den Auftrag, die Bl. Wegeleben und Kochstedt (G. A. 56, 12 und G. A. 57, 7) druckfertig abzuschließen.

L.-G. KOERT wird die geol.-agronom. Aufnahme der Bl. Hötensleben (G. A. 42, 53) und Seehausen (G. A. 42, 54) beenden.

Abteilungsdirektor SCHRÖDER soll die Kartierung der Bl. Osterwieck, Dardesheim und Schwanebeck (G. A. 56, 3, 4, 5) fortsetzen.

Kustos PICARD soll die Aufnahme des Bl. Elsterwerda (G. A. 59, 32) bewirken.

B.-R. CRAMER hat den Auftrag, Bl. Oppelheim (G. A. 59, 26) zu kartieren und wird nach dessen Fertigstellung sich an der des Bl. Mückenberg (G. A. 59, 33) beteiligen.

B.-R. ASSMANN: Über die Bl. Ruhland und Mückenberg (G. A. 59, 34, 33) und den preußischen Anteil des Bl. Lipsa (G. A. 59, 40) siehe Prov. Schlesien.

Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten.

B.-R. WIEGERS wird 8—10 Tage auf eine Spezialaufnahme in der Gegend von Calbe a. M. verwenden zur Feststellung des geologischen Alters der dortigen mesolithischen Kulturen.

B.-R. DAMMER wird 14 Tage auf eine Begehung der neuen Aufschlüsse im Zeitz-Weißenfelser Braunkohlenrevier verwenden.

7. Provinz Brandenburg.

Im Braunkohlenrevier der Niederlausitz sollen die Aufnahmen fortgesetzt und auf das Gebiet südlich vom Spreewalde und südlich von Guben, sowie zwischen Fürstenwalde und Frankfurt a. O. ausgedehnt werden. Ebenso beabsichtigen wir, im Nordwesten der Provinz, in der Priegnitz, die Aufnahmen weiter zu führen.

Verteilung der Arbeiten.

Aufnahmen 1:25000.

L.-G. KORN wird die geol. Aufnahme des Bl. Kalau (G. A. 59, 16) bewirken und dann auf Bl. Vetschau (G. A. 59, 17) übergehen.

B.-R. WIEGERS: Über Bl. Liebenwerda (G. A. 59, 25) siehe Prov. Sachsen.

B.-R. CRAMER: Über Bl. Oppelheim (G. A. 59, 26) und Bl. Mückenberg (G. A. 59, 33) siehe Prov. Sachsen.

B.-R. ASSMANN: Über Bl. Mückenberg und Ruhland (G. A. 59, 33, 34) siehe Prov. Schlesien.

L.-G. GAGEL wird 2 Monate auf die Fertigstellung des Bl. Herzberg (G. A. 45, 47) verwenden und im übrigen die Bl. Pritzwalk und Kolrep (G. A. 26, 54, 60) aufnehmen.

L.-G. SCHUCHT wird Bl. Guben (G. A. 60, 3) fertigstellen und gleichzeitig den neu eingetretenen Geol. HOHENSTEIN in die Kartierung einführen. Ferner wird er etwa 2 Monate auf die Aufnahme des Bl. Briesen (G. A. 45, 42) verwenden.

Geol. HOHENSTEIN wird nach seiner Einführung in die Kartierung seine Probeaufnahme auf Bl. Jeßnitz (G. A. 60, 9) ausführen.

Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten.

Abteilungsdirektor KEILHACK wird eine kartographische Darstellung des Niederlausitzer Unterflözes vorbereiten.

8. Provinz Pommern.

Die vertragsmäßigen Arbeiten werden auf besonderen Wunsch der landwirtschaftlichen Vertretung des Kreises Grimmen in diesem Kreise, ferner zur Vorbereitung einer 200000-teiligen Übersichtskarte auf der Insel Wollin und dem angrenzenden Festlande, sowie mit Rücksicht auf die ausgedehnten Moorkulturarbeiten im Lebamoore zur Ausführung gelangen.

Verteilung der Arbeiten.

Aufnahmen 1:25000.

L.-G. KLAUTZSCH wird die geol. Aufnahme des Bl. Griebenow (G. A. 10, 60) zu Ende führen und sodann Bl. Horst (G. A. 10, 54) kartieren.

L.-G. SCHULTE hat den Auftrag, die Bl. Wollin und Dobberphul (G. A. 28, 8, 9) fertigzustellen.

L.-G. SCHUCHT wird 3 Monate auf die Kartierung von Bl. Charbrow (G. A. 15, 20) und Geol. HOHENSTEIN 2 Monate auf die Kartierung des Bl. Schurow (G. A. 15, 26) verwenden.

9. Provinz Schlesien.

Von den im vorjährigen Arbeitsplan aufgestellten Arbeitsgebieten fällt das Oberschlesische aus politischen Gründen natürlich in diesem Jahre aus.

Im Riesen- und Isergebirge hoffen wir die Aufnahmen zum Abschluß zu bringen. Die Untersuchungen im nördlichen Schiefergürtel der Sudeten müssen fortgesetzt werden und auch in der Löwenberger Mulde hoffen wir Fortschritte zu erzielen.

Wie in vorigem Jahre wird auch in diesem der Schwerpunkt der Flachlandaufnahmen in der Untersuchung des Ober-Lausitzer Braunkohlenreviers liegen (siehe Brandenburg).

Schließlich konnten wir nicht umhin, den dringenden Wün-

schen der Landwirtschaft nördlich und südwestlich von Breslau durch eine beschränkte Flachlandaufnahme entgegenzukommen.

Verteilung der Arbeiten.

Aufnahmen 1:25000.

B.-R. ASSMANN wird Bl. Mückenberg und den Rest des Bl. Ruhland (G. A. 59, 33, 34), sowie den preußischen Anteil des Bl. Lipsa (G. A. 59, 40) geologisch bearbeiten.

B.-R. DAMMER hat den Auftrag, das Bl. Hoyerswerda (G. A. 59, 36) zu kartieren und wird gegebenenfalls auf Bl. Weißkollm (G. A. 60, 31) übergehen.

B.-R. CRAMER wird sich nach Fertigstellung des Bl. Oppelheim (G. A. 59, 26) an der Aufnahme des Bl. Mückenberg (G. A. 59, 33) beteiligen.

L.-G. KÜHN wird die geol. Aufnahme des Bl. Naumburg (G. A. 61, 49) fertigstellen und sodann die Kartierung des Bl. Alt-Kemnitz (G. A. 75, 2) in Angriff nehmen.

B.-R. BERG soll die Aufnahmearbeiten auf Bl. Tafelfichte (G. A. 74, 12) beenden und sodann auf die Bl. Wiegandsthal (G. A. 74, 6) und Friedeberg (G. A. 75, 1) übergehen.

L.-G. ZIMMERMANN I wird den Schiefergebirgsanteil des Bl. Hirschberg (G. A. 75, 3) aufnehmen und sodann die Aufnahme des Bl. Kolbnitz (G. A. 61, 59) fortsetzen.

Geol. VON ZUR MÜHLEN hat den Auftrag, die Kartierung des Bl. Mörschelwitz (G. A. 76, 3) zu beenden und das Diluvium auf den Bl. Jauer (G. A. 61, 60) und Striegau (G. A. 76, 1) zu überarbeiten.

L.-G. FINCKH soll Bl. Charlottenbrunn (G. A. 76, 13) fertigstellen und die geol. Kartierung des Bl. Frankenstein (G. A. 76, 27) in Angriff nehmen.

Geol. MEISTER wird $1^1/_2$ Monate auf die Fertigstellung des Bl. Wiese (G. A. 62, 47) verwenden, ferner die geol. Aufnahme des Bl. Gnadenfrei (G. A. 76, 21) beenden und schließlich auf Bl. Tepliwoda (G. A. 76, 22) übergehen.

B.-R. BEHR wird in etwa 4 Wochen Bl. Münsterberg (G. A. 76, 23) zu Ende kartieren und im Anschluß daran Bl. Lindenau (G. A. 76, 29) fertigstellen.

Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten.

L.-G. FINCKH und Geol. MEISTER: Weiterverfolgung der Gabbro- und Amphibolitfragen im Niederschlesischen Gebirge.

B.-R. BERG wird die für die Herausgabe einer 2. Auflage des Bl. Waldenburg erforderlichen Vorarbeiten betreiben.

10. Provinz Ostpreußen.

Nach mehrjähriger Pause werden wir die vertragsmäßigen Aufnahmen wieder beginnen und zwar im Gebiete der baltischen Seenplatte. Wir werden hier den Versuch machen, ein größeres Gebiet in der Umgebung des Spirdingsees sogleich i. M. 1:200000 aufzunehmen. Die weiteren Arbeiten dienen der Fertigstellung der Grundlagen für die 200000 teiligen Übersichtskarten sowie der Aufsuchung natürlicher Meliorationsmittel und Baumaterialien insbesondere derjenigen von Kalkstein in den Endmoränen zur Herstellung von Mörtel.

Verteilung der Arbeiten.

Aufnahmen 1:25000.

L.-G. KRAUSE wird das Bl. Allenstein (G. A. 35, 13) geologisch bearbeiten.

L.-G. KAUNHOWEN hat den Auftrag, die Bl. Grünfließ, Jablonken und Neidenburg fertigzustellen (G. A. 35, 31, 32, 37).

B.-R. HESS v. WICHDORFF soll die nördliche Hälfte der Gradabteilung 36 für eine i. M. 1:200000 zu veröffentlichende Übersichtskarte im Meßtischblattmaßstabe kartieren.

Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten.

L.-G. KAUNHOWEN und L.-G. KLAUTZSCH werden eine Untersuchung der ostpreußischen Endmoränen auf Kalkreichtum ausführen.

Berlin, den 5. April 1921.

Geologische Landesanstalt.
Beyschlag.

Personal-Bestand der Preußischen Geologischen Landesanstalt am 31. Dezember 1920.

a) Präsident.

F. Beyschlag, Dr. phil., Prof., Geh. Oberbergrat, Mitglied des Reichsgesundheitsrates, Mitglied des Zentraldirektoriums der Vermessungen.

b) Abteilungsdirektoren.

P. Krusch, Dr. phil., Prof., Geh. Bergrat, Abt.-Dir. für die Aufnahmen im Gebirgslande.

K. Keilhack, Dr. phil., Prof., Geh. Bergrat, Abt.-Dir. für die Aufnahmen im Flachlande, Doz. an der Bergbauabteilung der Techn. Hochschule.

H. Schroeder, Dr. phil., Prof., Geh. Bergrat, Abt.-Dir. für das Sammlungswesen.

R. Michael, Dr. phil., Prof., Geh. Bergrat, Abt.-Dir. für das Publikationswesen, ord. Honorarprofessor an der Bergbauabteilung der Techn. Hochschule.

R. Gans (Ganßen), Dr. phil., Prof., Vorsteher der chem. Abteilung, Privatdozent an der Techn. Hochschule.

c) Landesgeologen.

A. Jentzsch, Dr. phil., Prof., Geh. Bergrat.

E. Zimmermann I, Dr. phil., Prof., Geh. Bergrat.

A. Leppla, Dr. phil., Prof., Geh. Bergrat.

C. Gagel, 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., Doz. an der Forstakademie in Eberswalde.
F. Kaunhowen, Dr. phil., Prof.
W. Wolff, Dr. phil., Prof.
A. Klautzsch, Dr. phil., Prof.
W. Weissermel, Dr. phil., Prof., Privatdozent 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.
F. Schucht, Dr. phil., Prof., Doz. an der Landw. Hochschule Berlin.
L. Schulte, Dr. phil.
G. Fliegel, Dr. phil., Prof., Doz. an der Landw. Hochschule Berlin.
L. Finckh, Dr. phil., Prof., Privatdozent an der Bergbauabteilung der Techn. Hochschule.

d) Kustoden.

J. Boehm, Dr. phil., Prof.
O. Schneider, Dr. phil., Prof.
E. Picard, Dr. phil.
W. Gothan, Dr. phil., Prof., Doz. an der Bergbauabteilung der Techn. Hochschule.
P. Dienst, Dr. phil.

e) Bergräte (Assessoren).

A. Zöller.
P. Baldus.
E. Kohl, Dr. phil.

f) Bergräte (Bezirksgeologen).

F. Wiegers, Dr. phil.
B. Dammer, Dr. phil.
H. Hess von Wichdorff, Dr. phil.
J. Stoller, Dr. rer. nat.
J. Behr, Dr. phil.
A. Fuchs, Dr. phil.
Th. Schmierer, Dr. rer. nat.
O. Grupe, Dr. phil.
G. Berg, Dr. phil.
R. Bärtling, Dr. phil., Privatdozent an der Bergbauabteilung der Techn. Hochschule.

A. Mestwerdt, Dr. phil.
E. Schmidt, Dr. phil.
O. Barsch, Dr. phil.
R. Cramer, Dr. phil.
P. Assmann, Dr. phil.

g) Außerplanmäßige Geologen.

E. Zimmermann II, Dr. phil.
W. Haack, Dr. phil.
H. Quiring, Dr. phil. u. ing., Bergassessor.
W. Paeckelmann, Dr. phil.
W. Kegel, Dr. phil.
F. Behrend, Dr. phil.
L. von zur Mühlen, Dr. phil.
O. Burre, Dr. phil.
K. Schlossmacher, Dr. phil.
E. Meister, Dr. phil.

h) Geologen auf Probe und Assistenten.

α) Geologen auf Probe.

W. Dienemann, Dr. phil.
G. Beck, Dr. phil.
P. Woldstedt, Dr. phil.
A. Ebert, Dr. phil.
W. Schriel, Dr. phil.

β) Assistenten.

O. Seitz, Dr. phil.
H. Schmidt, Dr. phil.

i) Zur Beschäftigung überwiesen.

A. von Oheimb, Bergassessor.
E. Fulda II, Bergassessor.
M. Meisner, Bergassessor.
O. Klewitz, Bergassessor.
A. Stahl, Dr. phil., Bergassessor.
K. Westheide, Bergassessor.
H. Hasemann, Bergassessor.

k) Teilnehmer a. d. geologischen Aufnahmearbeiten.

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., Regierungs- und Bergrat.
Bücking, Dr. phil., Prof, Geh. Bergrat, Heidelberg.

l) Laboratorien.

Vorsteher siehe vorstehend unter a).

α) planmäßige Chemiker.

R. Wache, Dr. phil., ständiger Vertreter des Vorstehers.
C. Krug, Dr. phil., Prof., Doz. an der Bergbauabteilung der Techn. Hochschule.
K. Klüss, Dr. phil.
A. Böhm, Dr. phil.
R. Loebe, Dr. phil., Prof., Privatdozent an der Bergbauabteilung der Techn. Hochschule.
A. Eyme, Dr. phil.
E. Heuseler, Dipl.-Ing.
H. Pfeiffer, Dr. phil.

β) außerplanmäßige Chemiker.

A. Laage, Dr. phil.
K. Stockfisch, Dr. phil.
H. Haller, Dr. phil.
K. Heykes, Dr. phil.

m) Bibliothek.

E. Picard, Dr. phil., s. o., Vorsteher.
E. Regling, Bibliothekssekretärin.
G. Baensch, Bibliotheksgehilfin.
H. Tübben, Bibliotheksgehilfin.
K. Winckelmann, Bibliotheksgehilfin.

n) Verwaltungsbüro.

F. Baldes, Zentralbürovorsteher, Rechnungsrat.
Th. Schade, Berg-Obersekretär.
E. Doering, »
O. Hoffmann, »
J. Louis, »
Schindler, »
P. Strohm, »
Ch. Velte, Berg-Obersekretär.
A. Heinrich, »
A. Bauer, »
G. Vandam, Kanzlei-Inspektor, Vorsteher.
E. Schramm, Kanzleisekretär.
Heewig, Kanzleiassistent.

o) Kasse.

H. Lauenroth, Rendant, Rechnungsrat.

p) Zeichnerbüro für Gebirgslandsaufnahmen.

M. Pütz, Vorsteher.
J. Nowack, Kartograph.
P. Geyer, »
F. Kuhne, Kartograph.
E. Breitkopf, »
W. Schwarz, »

E. Geyer, Kartograph.
E. Zimmermann, Kartographengehilfe.
G. Scholz, Kartographengehilfe.
H. Menge, Kartographengehilfe.
W. Schmidt, »
B. Schulz, »

q) Zeichenbüro für Flachlandsaufnahmen.

Th. Wölfer, Dr. phil., Oberlandmesser, Vorsteher.
F. Sange, Kartograph.
A. Lehmann, »
G. Linke, »
P. Rothe, »
R. Schöndube, Kartograph.
C. Wagemann, Kartographengehilfe.
R. Fiedler, Kartographengehilfe.
P. Granass, »

r) Zeichenbüro für wissenschaftliche Veröffentlichungen.

G. Hoffmann, Vorsteher.
K. Többicke, Kartograph.
A. Schultze, Kartographenanwärter.

s) Topograph.

G. Otto, Topograph.

t) Vertriebsstelle.

Frau Bauer, Vorsteherin.

u) Bohrmeister und Präparator.

P. Schreiber, Bohrmeister.
F. Neubauer, Oberpräparator.

v) Lohnangestellte höherer Ordnung.

B. Rutschmann, Stenographin.
Kurt, Laboratoriumsgehilfin.
L. Staewen, Bürogehilfin.
Hascha, »
Friedericie, Dr. phil., Hilfsarbeiter.
W. Pfundt, Registraturgehilfe.
E. Hangard, »
Schulz, Lithograph.

w) Unterbeamtenpersonal.

Jung, Obermaschinist.
Kretschmann, Botenmeister.
Becker, Kastellan.
Lorenz, Drucker.
Siebert, Oberamtsgehilfe.
Ebeling, »
Eckstein, »
Barheine, Amtsgehilfe.

Krüger,	Amtsgehilfe.	Scholz,	Amtsgehilfe.
Brassel,	» (Hauswart).	Linde,	» (Hauswart).
Pinke,	»	Burgemeister,	Amtsgehilfe.

Korrespondenten der Geologischen Landesanstalt

am 31. Dezember 1920.

Rheinprovinz und Bezirk Birkenfeld.

Dr. O. Follmann, Prof., Studienrat, Koblenz, Eisenbahnstr. 38.
Alexander Hahn, Idar (Bezirk Birkenfeld).
Dr. W. Löscher, Prof., Essen, Heinickestr. 8.
Lieser, Rektor, Schweppenhausen, Bez. Kreuznach.
Dr. A. Schlickum, Prof., Cöln, Vorgebirgsstraße.
Spriestersbach, Rektor, Remscheid-Reinshagen.
Dr. Waldschmidt, Prof., Bad Wildungen.
Dr. Edmund Liebetrau, Prof., Essen, Renatastr. 2.
Schmitz, Steuerinspektor, Münstereifel.
Koch, Bergwerkdirektor, Bonn, Argelanderstr. 36.
Karl Geib, Gymnasiallehrer, Kreuznach.
Dr. W. Normann, Emmerich a. Rhein.
W. Zelter, Stadt-Bauingenieur, Barmen, Hesselnbergstr. 46.

Provinz Westfalen.

Dr. med. Torley, Arzt, Iserlohn.
Ernst Zimmermann, Schwelm i. W., Gasstr. 7.
A. Zickgraf, Dr., Prof., Bielefeld, Reichspoststr. 12.
Dr. Neumann, Prof., Herford.
Dr. med. Baruch, Sanitätsrat, Paderborn, Friedrichstr. 39.
Dr. Schrader, Studienrat, Paderborn.
Dr. H. Quantz, Studienrat, Gronau i. W., Moltkestr. 5.
A. Franke, Oberlehrer, Dortmund, Junggesellenstr. 18.
Thürnau, Reg.-Baumeister, Hemfurth a. Eder.
W. Althoff, Bielefeld, Wertherstr. 30.
Dr. Preuss, Kreisschulinsp., Soest, Osthofenstr. 29.
Langewiesche, Prof., Bündt i. W.

Provinz Hessen-Nassau.

O. Kleim, Lehrer, Cassel, Unterneustädterkirchplatz 5.

Möbus, Grubenverwalter, Oberscheld b. Dillenburg.
Schwalm, Kreisschulinsp., Obergrenzebach (Kr. Ziegenhain), Bez. Cassel.
Dr. A. Stamm, Prof., Hersfeld.
Georg, Steuerinspektor, Homberg (Bez. Kassel).
Joseph Vonderau, Prof., Fulda, Waides 15.
List, Winterschuldirektor, Ziegenhain.
Haberland, Waisenhausinspektor a. D., Cassel, Osdwauerstr. 4.
Pagenstecher, Dr., Geh. Sanitätsrat, Wiesbaden, Taunusstr.
Dr. Dahmer, Höchst a. M., Zeilsheimer Weg 21.
Dr. Schultz, Prof., Cassel, Tannenstr. 9.
Dr. Kräusel, Privatdozent, Frankfurt a. M., Hohenzollernplatz 24.

Provinz Hannover.

Battermann, Stadt-Kämmerer, Springe a. D.
Dr. phil. et med. Hamm, Osnabrück, Krahlstr. 3.
Dr. Peter Wagner, Hildesheim, Goschenstr. 36.
W. Bergmann, Hüttendirektor, Gr. Ilsede (Peine).
Brandt, Ökonomierat, Direktor der Landwirtschaftlichen Winterschule, Neustadt a. Rbge.
Beckert, Direktor der Moorversuchsstation, Aurich.
Dr. Bödige, Professor, Osnabrück, Kastanienstr. 17.
Dr. med. ter Beek, Emden.
Lohmann, Generalsekretär, Uelzen.
W. Fricke Professor, Emden.
W. Schwarzenauer, Bergwerksdirekt., Hannover, Podbielskistr. 16.
Fricke, Studienrat, Hameln, Klütstr. 6.

Oldenburg, Braunschweig und Lippe.

Cruse, Apotheker, Halle in Braunschweig.
Dr. A. Wellemann, Prof., Braunschweig, Rosental 6 I.
Dr. Ballerstedt, Prof., Bückeburg.
Kahl, P., Vermessungsinsp., Braunschweig.

Schleswig-Holstein und Lübeck.

Dr. R. Struck, Prof., Lübeck, Ratzeburger Allee 14.
Dr. Sonder, Apothekenbesitzer, Oldesloe.
König, Prof. Dr., Flensburg.

Dr. Th. Engelbrecht, Gutsbesitzer, Obendeich b. Glückstadt.
G. Kretschmann, Lehrer, Bramfeld b. Hamburg, Anderheits Allee 6.
Dr. van der Smissen, Direktor der Landwirtschaftlichen Schule, Itzehoe i. Holst.

Provinz Sachsen.

Dr. Franke, Prof., Schleusingen.
Hermann Gutbier, Stadtarchivar, Langensalza.
Koch, Oberförster, Wernigerode a. Harz.
Herbst, Ökonomierat, Artern.
Dr. Ludwig Henkel, Prof., Schulpforta.
Dr. Wiepreght, Neuhaldensleben.
Dr. W. Wolterstorff, Kustos am Museum für Natur- u. Heimatkunde, Magdeburg, Domplatz 5.
Prof. Dr. Mertens, Direktor des Museums für Natur- u. Heimatkunde, Magdeburg, Domplatz 5.
Bock, Kantor, Dorf Emden bei Neuhaldensleben.
Konrad Zechlin, Apotheker, Salzwedel.
Carl Elbe, Apothekenbesitzer, Kemberg, Bez. Halle.
Otto Landmann, Lehrer, Stolberg i. Harz.
Dr. Storp, Forstmeister, Lautenthal a. Harz.
H. Morich, Rektor, Clausthal a. Harz.
Olzhausen, Rektor, Salzwedel.
Lederbogen, Lehrer, Aschersleben, Walkmühlenweg 1.
Dr. Wünschmann, Studienrat, Halberstadt, Moltkestr. 57.
Dr. Schütze, Prof., Magdeburg, Kaiserstr. 101.

Thüringische Staaten und Anhalt.

Alfred Auerbach, Rektor, Verwalter des städt. Museums, Gera.
Heinrich Friedr. Schäfer, Bankbeamter, Gotha, Leesenstr. 23.
Dr. Paul Michael, Prof., Weimar, Kohlstr. 18.
Traug. Möbius, Bergwerksbetriebsleiter, Gr. Kamsdorf b. Unterwellenbach.
E. Lux, Kantor, Ohrdruf.
Amende, Studienrat, Altenburg, S.-A.
R. Wagner, Studienrat, Zwätzen bei Jena
Rathing, Apotheker in Leutenberg b. Eichicht.

Vollhardt, Bergrat in Lehesten (Sachsen-Meiningen).
Dr. K. Löscher, Professor, Gera, Markt 5.
Bernh. Klett, Mittelschullehrer, Mülhausen i. Th.
Dr. Schnell, Studienrat, Mülhausen i. Th.
Kirste, Ernst, Rektor, Altenburg, S.-A., Roonstr. 1.
Czygan, Landwirtschaftslehrer, Leipzig, Möbiusstr. 13.
Ernst Kretschmer, Mittelschullehrer, Gera (Reuß), Schulstr. 8.
Hermann Meyer, Betriebssekretär der Gas- und Wasserwerke, Saalfeld, Richterstr. 15.
L. Macht, Studienrat, Pölitz bei Greiz.
Dr. Karl Schlegel, Lycealdirektor, Greiz, Walderseestr. 13.
Walther, Studienrat, Pößneck i. Thür.
A. Macht, Direktor der landwirtschaftl. Winterschule, Schleiz.
G. Keller, Eisenbahn-Bauunternehmer, Eisenach, Langensalzaer Str. 7.
Dr. Arthur Weiss, Hildburghausen.
Dr. Borgstätte, Oberlandmesser, Dessau, Goethestr. 16.

Provinz Brandenburg.

Grässner, Geheimer Bergrat, Schlachtensee b. Berlin.
Dr. Eugen Höhnemann, Gymnasialdirektor, Küstrin.
Dr. Rödel, Studienrat, Frankfurt a. O.
Schülke, Obersteiger, Liebenow (Kr. Landsberg).
Krahmann, Max, Prof., Bergingenieur, Berlin W, Meineckestr. 8.
Scheer, Rektor, Alt-Glienicke i. d. Mark.
Dr. Nickel, Studienrat, Frankfurt a. O.
Domnick, Pfarrer, Bornstedt b. Potsdam.
Joh. Schmidt, Pfarrer, Ketzin a. d. Havel.
Dr. Wolf, Landrichter, Charlottenburg, Kuno Fischerstr. 1.
Weissermel, Geh. Regierungsrat, Berlin W 50, Gaisbergstr. 23.

Provinz Pommern.

Dr. Mathias, Professor, Schlawe.
Dr. Speiser, Kreisarzt, Labes.
Dr. Gerlach, Rektor, Leba i. P.
Kretschmar, Seminar-Lehrer, Köslin, Seminarstr. 2, I.
Rubow, Lehrer, Lauenburg i. Pomm.

Provinz Schlesien.

Max Grundey, Landmesser, Kattowitz, Göthestr. 3.
C. W. Zimmer, Bankier, Löwenberg.
Dr. G. Meyer, Professor, Görlitz, Reichenberger Str. 15.
Théremin, Direktor der Landw. Winterschule, Trebnitz in Schles.
Dr. G. Dittrich, Studienrat, Breslau 16, Uferzeile 14.
Reichel, Professor, Löwenberg.
Dr. Foerster, Professor, Gr. Strehlitz.
Freystedt, Landesbauinspektor, Liegnitz, Hagstr. 10.

Provinz Posen.

Müller, Winterschuldirektor, Birnbaum.
K. Vogt, Studienassessor, Kolmar i. P., Schülerheim.
H. Pertzel, Studienrat, Schneidemühl, Elisenau.

Provinz Westpreußen.

v. Broen, Apothekenbesitzer, Konitz.
Professor Dr. Seligo, Oberfischmeister, Geschäftsführer des Westpr. Fischereivereins, Danzig, Schwarzes Meer.
Dr. Semrau, Professor, Vorsitzender des Kopernikus-Vereins, Thorn.
E. Weissermel, Rittergutsbesitzer, Rittmeister a. D., Gr.-Kruschin (Kr. Strasburg, Westpr.).
Heym, Rektor, Briesen.

Provinz Ostpreußen.

Dr. J. Abromeit, Professor, Königsberg i. Pr., Goltz-Allee 28a.
Dr. Fritsch, Professor, Tilsit.
Dr. G. Klien, Professor, Dirigent der Landwirtschaftlichen Versuchsstation, Königsberg i. Pr., Langereihe 3.
Oskar Menzel, Skollmen, Post Rogehnen (Kr. Pr. Holland).
Vogel, Studienrat, Königsberg i. Pr., Prinzenstr. 8.
Scheu, Rittergutsbesitzer, Ökonomierat, Adl. Heydekrug.

Ausland.

Franz Bartonec, Bergrat, Freiheitsau (Tschechoslovakei).

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.

Aachener Facies 77
Actinostroma clathratum 146
» *stellulatum* 146
Adinolen, Pseudo- 232
Adonis vernalis 270
Alaunschiefer 161, 350
» , hangende . . 97, 100
Albit 219
Alveolites sp. 145
Amplexus helminthoides, Taf **2**, Fig. 14 142
Artefacte, diluviale 368
Aschenstruktur 231
Aster trifolium 304
Athyris globosa 136
» *minuta* 137
» *planosulcata* 137
Auenberger Schichten, Transgression 88

B.

Barmer Facies 77
Bathyarca polyfasciata 24
Beloceras multilobatum 60
Biotit 228
Blätter 103
»Blaustein« 244
Böschungssprünge 105
Brandenberg-Schichten 77
Brasenia purpurea 369
Braunkohlenformation, eocäne . 292
Buchiola angulifera 73, 133

Seite

Buchiola nodulosa, Taf. **2**, Fig. 11 134
» *peumiensis* 134
Büdesheimer Schiefer 61, 65, 68, 69, 75
Buntsandstein, Mittlerer . . . 272
» Oberer (Röt) . . 277
» Unterer 264

C.

Calyptraea chinensis 19
Camarotoechia planeplicata . . . 136
» *subreniformis* . . 136
Capitosaurus 276
Cardium fortunae, Taf. **1**, Fig. 13 43
» *papillosum* 42
» *subhispidum* 44
Cerithium deforme 14
» *scabrum* 15
Chaenocardiola Koeneni 133
Chama gryphoides 45
Cheiloceras amblylobum . . 84, 125
» *sacculum* 126
» *umblicatum*, Taf. **2**, Fig. 10 . 82, 84, 126
» -Schichten . . . 82, 95
Chirotheriumsandstein 275
Chonetes Hardrensis 139
» *muricata* 139
Cladochonus 81
» *tubaeformis* 146
Climacograptus 184
» *scalaris* 162
Clymenienmergel Barmen . . . 94
» -Schichten 88

Seite

Condrozsandstein 83
Congeria amygdaloides var. *tenius* 35
Corbula gibba 48
Cordierit 209
» , Finitisierung 239
Crickites Holzapfeli 122
Culm 96, 93
» -Plattenkalk 97
Cultrijugatuszone 389
Cyatophyllum basaltiforme . . . 141
Cyphaspis stigmatophthalma . . . 81
Cypridinenschiefer, Oberer, 79, 92, 93, 94, 97
» Roter u. Grüner 79, 89, 90, 397
» Unterer, 74, 79, 80, 88, 89
Cyrtograptus Carruthersi . 187, 190
» *Murchisoni* 187, 188, 190
» sp. 353

D.

Deckdiabas 70
Demirastrites urceolus 166
Dentalium novemcostatum . . 24, 25
Desmosit 211
Devon, Oberes 79, 394
» , Unteres 53
» Iserlohn, Profil **94**
Diabas 70, 71, 247
» , Deck- 70
» , -Keratophyr-Reihe . . . 330
» , Kontaktmetamorphose . 237
Dicranograptus 184
» *posthumus* . 163, 167
» *thuringicus* . . . 162
Didymograptus 184
Dielasma finale 135
Diluvium 258
Dimorphograptus 182
Diplograptus magnus . . . 162, 167
» *palmeus* 167
Dolomite mit *Myophoria fallax* . 277
Drehverwerfungen 108
Dryaston 384

Seite

E.

Eemzone 369
Endophyllum priscum 142
»Enkeberger Kalk« 83
Ennepestörung 53, 54, 61, 77, 88, 101, 105
Entalis ingens 130
Entomis Kayseri 111
» *latesulcata* . . . 59, 65, 113
» *nitida*, Taf. 2, Fig. 2, 81, 111
» *serratostriata* 81, 90, 112, 397
» sp., Taf. 2, Fig. 3, 4 . . 113
» *variostriata* 112
Eolithe 383
Erzgänge Altenberg i. Schl. . . 367
Etroeungt 97, 98
Eurychilina parvula 90

F.

Fahlunit 212
Faltung 90
» , atektonische 301
Fältelung 102
Famenne-Schiefer 86
» -Stufe, Untere 83
Ferrettisierungszone 369
Flinzkalk 58, 69
» schieferhorizont . . . 57, 69, 73
»Flözleeres« 97
Fossley 93, 94
» , Trangression des . . 88, 95

G.

Gangspaltensystem, radiales . . 365
Gephyroceras forcipiferum . . 63, 115
» *schwelmense*, Taf. 2, Fig. 5 114
» sp. 116
Gibbula angulata 22
Gips 291
» -keuper 290
Glassand 252
» -stein 253
Glimmersand 256
Goniatitenschiefer 64
Goniatites mixolobus 127
Graben von Lattorf 306

Seite

Graben von Naugattersleben-Üllnitz 306
Granitit 247
Graptolithen 149, 352
» , Siculae von . . . 354
Grauwacke, culmische 247
Grundmoränen 258
Grünschiefer 308, 329
Gümbelit 151, 161

H.

Hauptverwerfung, innersudetische 366
Hederella filiformis 140
Hornblende 226
Hornfelse, grüne und blaue . . 245
Hornschiefer 245

I.

Interglazialmoor 371
» torf 373
Intersertalstruktur 70
Isocardia cor. 46

K.

Kalkbreccien 67
» -knotenschiefer 68, 91
» » , rote u. grüne 79, 91
Kellwasserkalk 68, 74
Keratophyr 332, 392
» -tuff 232
Keuperformation 290
» -graben Nienburg . . . 305
Kieselkalke 97, 99
» -schiefer 97
Kloedenia n. sp. aff. *mauliensis*, Taf. 2, Fig. 1 110
Knoten 211, 241
» , in 2 Generationen . . . 217
» -adinole 222, 224
» -kalk 68
» » , bunter 95
» -schiefer, Adinolisierung . 218
» » , Albitisierung . . 218
Koenenites bifurcatus, Taf. 2, Fig. 6 120
» *lamellosus* 121

Seite

Koenenites sublamellosus 121
Kohlenkalk 97, 98
Kontakthöfe ohne Tiefengestein 363, 366
Kramenzelkalk 91, 92
Kriechspuren 90

L.

Laevigata-Kalk 95
» -Schichten 94
Lahnmulde-Porphyr . . . 347, 392
Lamprophyr 249
Leda fragilis, Taf. 1, Fig. 12 a, b 38, 39
Leperditia 110
Lettenkohle 299
Leukoxen 215, 223
Lingula subparallela 65
Loxopteria laevis 130
» *rugosa* 130
Lydit 97

M.

Macrochilina ventricosa 129
? Mandelsteine 70
Manticoceras affine 64, 119
» *bickense* . . . 64, 117
» *calculiforme* . . 59, 116
» *cordatum* . . . 59, 118
» *intumescens* 63, 118, 397
» *nodulosum* 117
» *retrorsum* . . . 64, 119
» *? Schellwieni* . . 118
Markasit, Konkretionen 350
Massenkalk 53
» Elberfeld 54
Matagne-Schichten, Obere, 64, 66, 74, 76, 80, 85, 86
» » , Untere . 65, 69
Metriophyllum Bouchardi . . . 145
» *gracile* 144
» *irregulare*, Taf. 2, Fig. 15 143
Miocän 250
Mitra Borsoni, Taf. 1, Fig. 14 . 10
Monograptus Becki 161
» *bohemicus* 164

Seite

Monograptus colonus, 163, 164, 168, 353
» *dubius*, 163, 168, 187, 188, 189
» *fimbriatus* 162
» *Nilssoni* . 163, 164, 353
» *priodon* 162
» *proteus* 162
» *retraflexus* 167
» *riccartonensis* . . 187, 188
» *Uncinatus* 164
» *turriculatus* . . . 162
» *vomerinus* . 187, 188, 189
» *Zimmermanni* . 162, 198
» Großkolonie . . . 203
Murex tortuosus 13
Muschelkalk, Mittlerer 286
» , Oberer 288
» , Unterer 279
» -formation 279

N.

Nassa Hoernesi, Taf. 1, Fig. 15 . 11
» *limata* 12
Natica helicina 20
Natronkeratophyre, porphyritische 331
Nehdener Schiefer 86
Nierenkalk 64, 71, 82, 86
Nucula nucleus 37
» sp. 131

O.

Oberkoblenzschichten 389
Ockergrube Steinach 161
Odershäuser Kalk 395
Odontostoma plicatum 21
Östricher Kalk . . . 61, 74, 76, 89
Oligocän, Unter- 299
Ontaria Clarkei 132
» sp. 132
Oolithbänke, Zone der 281
Orthis eifliensis 138
» *interlineata* 83
Orthoceras gregarium 127
» *Vicardi* 128
Orthoceratiten 351
Ostrea cochlear 25
Ostrea digitalina 26
Oxystele patula 23

P.

Paläolithische Funde 376
Pecten biradiatus, Taf. 1, Fig. 9 . 32
» *elegans*, Taf. 1, Fig. 3—4 26
» *Lilli*, Taf. 1, Fig. 7—8 . 31
» *Richthofeni*, Taf. 1, Fig. 10 bis 11 33
» *scissus*, Taf. 1, Fig. 5—6 . 28
» *Wulkae*, Taf. 1, Fig. 1—2 . 29
Pectunculus bimaculata 34
Phacops 83
» *mastophthalmus* 108
» *Posidoniae* 66
Pharciceras lateseptatum, Taf. 2, Fig. 7 121
Phillipsastraea ananas 142
Phillipsia aequalis 109
» sp. 109
Phosphorit, Konkretionen . . . 350
Plattensandstein . . . 68, 79, 83, 89
Platyceras ausavensis 129
Pleuromoia 276
Pleurotomaria turbinea 129
» *Waldschmidti* . . 128
Porphyr Mittelschlesien, Absonderung, säulige . . . 358
» Mittelschlesien, Alter . 365
» » , Einschl. 358
Porphyroide, Aschenstruktur . . 231
Posidonia venusta 90, 92, 131
Postprolobiteskalk 95
Praecardium vetustum . . . 83, 133
Productus Youngianus 140
Prolecaniten-Schichten 54
Prolecanites compressus 127
Prolobites-Kalk 95
Prosochasma dilatatum 131
» *inflatum* 132
Psilophyton sp. 147

Q.

Querstörungen, alte 103, 107

Seite

R.

Radiolarien 352
Raphitoma hispidula 9
Rastrites 182
» *abbreviatus* 166
» *hybridus* 166
» *Linnaei* 166
» *maximus* . . . 162, 167, 168
» *Richteri* 166
» *spina* 166
Receptaculites 83
Regionalmetamorphose 234
Retiolites Geinitzianus 166, 187, 188, 190
» *macilentus* . . 187, 188, 190
» *obesus* . . . 187, 188, 190
Rhynchonella anisodonta 135
Richterina elliptica . . . 76, 81, 90
» *striatula* 99
Ringicula buccinea 6
Rogenstein, Haupt- 265
Rogensteinsattel von Staßfurt . 301, 303
Roteisenstein 71
» -lager 394
Rutil 215, 235

S.

Salzauftriebe, Alter 302
» -horst 301
» -pfropfen Beesenlaublingen . 302
» -quellen 304
Sandpolitur 382
Sanduhrbau 213, 237
Sauerländische Facies 77
Schaumkalkzone 285
Schichtflächen 90
Schieferung 234
Schmelzwassersand 258
Schotter, einheimische 258
» , interglaziale 261
Spilosit 211
Spirifer eifliensis 138
» *inflata* 138
» *paradoxus* 389
» *simplex* 137
» *Urii* 92
Sprünge 103, 108

Seite

Sprünge, Böschungs- 105
» , Zerrungs- 108
Staßfurter Rogensteinsattel . . 301
Styliolinenschiefer . . . 55, 57, 69, 74
System Diopsid-Albit-Anorthit . 243

T.

Talsand 258
Tentaculitenschiefer 389
Terebratelbänke, Zone der . . . 284
Teres anceps 8
Tertiär Hattingen 106
» Lattorf 305
» Oberschlesien 1
Thracia convexa 50
Tiefengestein, Kontakthöfe ohne 363, 366
Tongallen 220
Tornoceras auris 64, 124
» *constrictum*, Taf. 2, Fig. 8 122
» *eifliense* 124
» *paucistriatum* . . . 124
» *simplex* 122
» sp., Taf. 2, Fig. 9 . .
» *undulatum* . . . 64, 123
Tournai-Stufe 98
Transversalschieferung 102
Trematosaurus 276
Trimerocephalus anophthalmus . 90, 109
» *micromma* . 389, 391
Trochitenkalk 288
Turbonilla subumblicata 22
Turitella communis, Taf. 1, Fig. 16 16, 17
» *marginalis* 16
» *subangulata*, Taf. 1, Fig. 17 18
Turmalin 226

U.

Unterflöz 251
Unteroligocän s. Oligocän
Unterkarbon 96

V.

Venus cincta 48
» *Haidingeri* 46

	Seite
W.	
Wedekinds Zone	55, 57, 59, 73
Wellenfurchen	90
Westthüringisches Schiefergebirge	149
Windpolitur	382
Wissenbacher Schiefer	390
Wocklumer Schichten	93, 94
Y	
Yoldia nitida	41
Z.	
Zechsteinsattel von Freckleben	302
Zeolithe	242
Zerrungssprünge	105

Orts-Register.

Die Meßtischblätter sind gesperrt gedruckt.

	Seite
A.	
Aderstädt	266
Albshausen	391, 395
Allertal östl. Tanne	216, 222
Altenberg i. Schl.	363, 366, 367
Altenburg	291
Alter Teich b. Möscheid	184
Alt-Gleiwitz	1
Altreichenau	365
Aprath	99
Aske	105
Atzelberg	326
Atzendorf	304, 305
Aulenhausen	391
B.	
Bad Elmen	305
Barmen	51, 79
Barmen	53, 94
Bernburg	2, 305
Bicken	75
Biere	286
Birkenheide	175
Blessenbach	391
Bolkenhain	356, 365
Borne	286, 287
Brahegebiet	422
Braunfels	391, 396, 398, 410
Braunlage	216
Büdesheim	61
Burgtal bei Hecklingen	275
C.	
Calbe	300
Collie bei Braunlage	212
Creunitz	167
D.	
Dachsbau	324
Danziger Niederung	416
Degnershausen	213
Drewenz	420
E.	
Eggersdorf	294
Eine-Tal	225
Eisenbach	390
Eisenkoppe bei Altenberg i. Schl.	364
Elberfeld	59, 77
Elbing	416

Seite
Ennepetal 106
Eppenhain 324, 326

F.

Falkenstein 327
Feengrotte bei Saalfeld i. Thür. 171, 351
Ferse 425
Flasdick 89
Förderstedt 287, 289, 304
Fribbe 419
Frohse 295

G.

Galgenberg bei Wippra 235
Gänsefurth 304
Garnsdorf 350
Gerbersdorf 170
Gevelinghausen 245
Gevelsberger Tal 106
Glatzer Mulde 356
Glettkauer Fließ 428
Glöthe 288, 306
Gräfenthal 167, 168, 169
Gräveneck 347
Grillenberg 235
Grimschleben 290, 304
Gröna 266, 305
Gr. Mühlingen 294
Gr. Wirschleben 267
Grube Alfred bei Tornitz . . . 299
» Erika 251
» Heyhe III 251
» Solvay 281
» Steinach 161
Güsten 294

H.

Haffzuflüsse bei Succase . . . 416
Hagen 77, 93, 101
Hagen 53, 79, 99
Haiger 347
Hallgarten 316
Hämmern 161
Haselbach 164
Hasselfelde 233
Seite
Hasselfelde-Rübeland (Straße) 225, 229
Hattingen . 51, 79, 89, 98, 100, 106
Hecklingen 277
Heinrichsburg b. Mägdesprung 221, 226
Hermannswaldau 192, 202
Herrstein im Birkenfeldschen . . 246
Hochwald 359
Hohenbocka 252
Hohenerxleben 304, 305
Hohenlimburg 85, 94
Holtenau 368
Hönnetal 89
Hopfenberg bei Güsten 270
Hosena 251
Hoyerswerda 247

I.

Ilbersdorf 294
Iserlohn 85

K.

Kaiser-Wilhelm-Kanal 368
Katzbachgebirge 192
Katzer Fließ 428
Kellerwald 88, 184
Kellwassertal 75
Klausen 75
Kl. Schierstedt 270
Kolonie Torno 251
Koschenberg 147, 249
Köthen 301
Küddow 430

L.

Lahnberg bei Wetzlar 388
Langenaubach 347
Langenbruch 216
Lattorf 299, 304
Laubusch 251
Leba 429
Lehesten 178, 179
Leinemühle bei Pansfelde . . . 227
Letmathe 53, 60, 79, 80, 82, 89, 93, 98
Lichtentanna-Steinbach 179
Liederhausener Rücken 77
Liethe-Bach 213

Seite

Limbach 171
Lippelsdorf 169
Lobsonka 430
Löderburg 299, 300, 304
Ludwigstadt 178
Lupbode bei Allrode 232
Lupow 430

M.

Marienburger Bach 417
Marienburger Werder 416
Markleeberg 376
Marmormühle 213
Matagne 61
Mettmann 77
Mexiko 269
Michaelisdonn 386
Mittelkopf 229
Mottlau 426

N.

Nachterstedt 295
Neuendorf 304
Neurod 320
Niederrheinische Bucht 107
Nienburg 284, 291
Nusse 385

O.

Obermühle bei Übertal 246
Oberpeißen 304
Ochsenhaag 321
Ossa 418
Osterwitter Fließ 426
Ottendorf 178

P.

Pansfelde 213
Peißen 294
Probstzella 179
Putziger Strand 429

R.

Rabenstein bei Hasselfelde . . . 221
Rabenstein bei Kirdorf . . . 327, 328
Rabenthal 232

Seite

Rammelburg bei Wippra . . . 235
Ramsenweg 216, 221
Rathmannsdorf 294, 300
Rendsburg 368
Rauental 308
Reschwitz 171
Rheda 429
Roschwitz 304
Rosenkranz 384
Rothenbachthal 171
Rübeland 347
Ruhland 253
Ruhr-Tal 245

S.

Saalfeld 171, 172
Saalfeld 349
Sattelwald 361
Schackstedt 268
Schiebuk-Tal 227
Schielo 225, 227
Schmelzers Mühle 310
Schönau a. d. Katzbach . . . 192, 195
Schwarzburg 175
Schwarzer Stamm b. Mägdesprung 213, 223, 227
Schwarzkolm 247
Schwarzwasser 424
Schwefelloch 168
Sehestedt 368
Senftenberg 147
Spechtsbrunn 164
Spechtsbrunn 165
Spengowo 426
»Stahlberg« 347
Staßfurt 284
Steinach 164
Steinberg bei Schwarzkollm (Abb.) 248
Steindorf 391, 398
Steinheid 161
Striesbach 428
Stolpe 429

T.

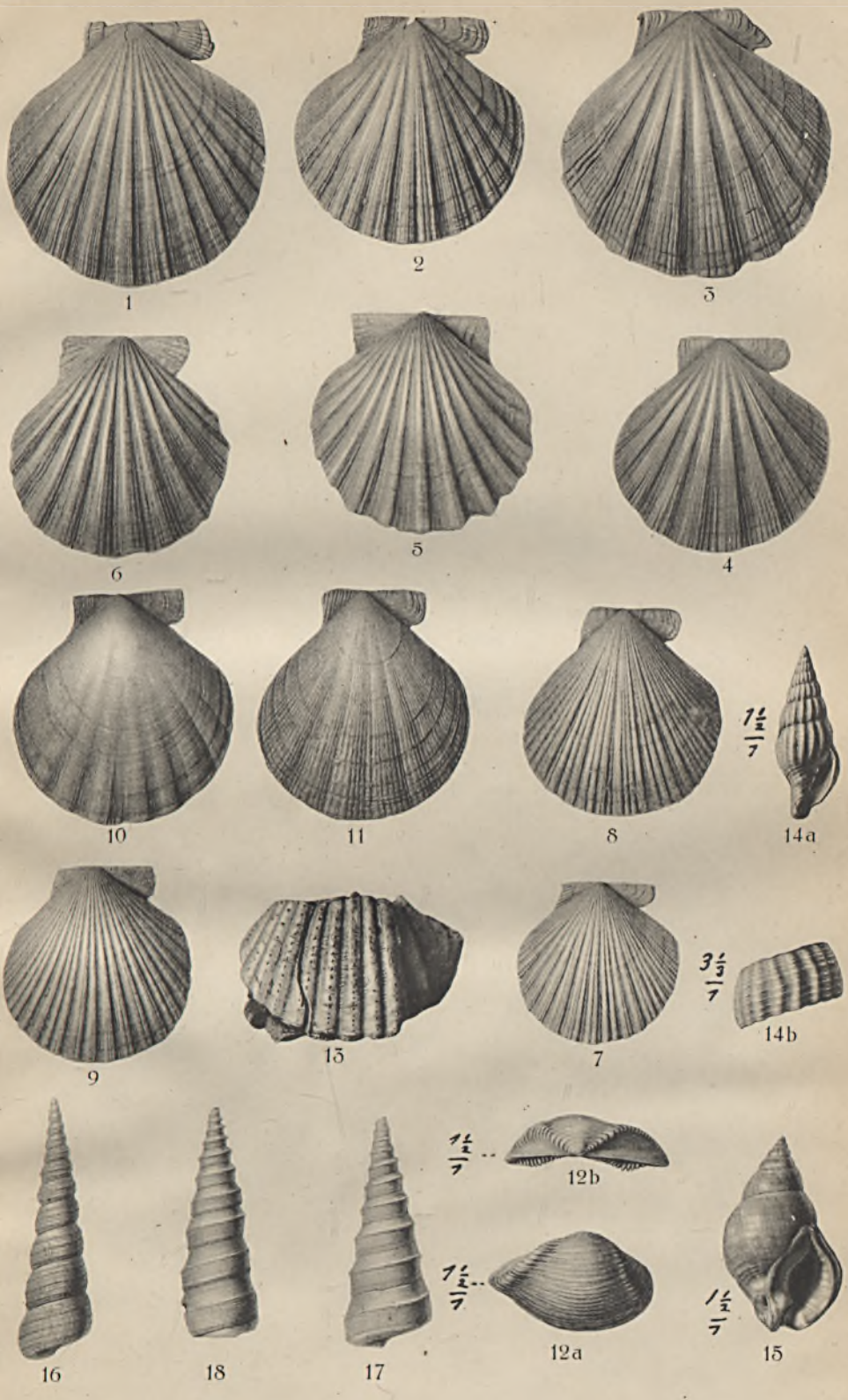
Thorner Bach 419
Thünahog 179

	Seite
Tippelskirchen	294
U	
Üllnitz	291, 301, 304, 306
Unkenteich	213
Unseburg	301
V	
Velbert-Aachen	93
Voigtsstiege	213
W.	
Waldau	305
Walluftal	310
Wartenberge bei Calbe	300
Wedlitz	304
Weichsel	422
Weilburg	390, 392
Weilmünster	390, 392, 396
Wernigeroder Mühlenteich	217
Wetzlar	387, 391, 393, 396, 398, 410
Wildweiberhäuschen	347
Willenberg	195
Wolfstal, Unteres bei Allrode	227
Wuppertal	106
Z.	
Zilliger Tal	215, 217

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Tafel 1.

Fig. 1—2. *Pecten Wulkae* Hilb. Rechte Klappen. 1 : 1 S. 29
» 3—4. *P. elegans* Andrz. Rechte Klappen. 1 : 1 . S. 26
» 5. *P. scissus* Favre var. *podolicus* Q. Linke Klappe. 1 : 1 S. 28
» 6. *P. scissus* Favre var. *podolicus* Q. Rechte Klappe. 1 : 1 S. 28
» 7. *P. Lilli* Pusch. Rechte Klappe. 1 : 1 . . . S. 31
» 8. *P. Lilli* Pusch var. *triscissus* Q. Rechte Klappe. 1 : 1 S. 31
» 9. *P. biradiatus* n. sp. Rechte Klappe. 1 : 1 . . S. 32
» 10—11. *P. (Pseudamussium) Richthofeni* Hilb. Rechte Klappe. 1 : 1 . . . . . S. 33
» 12a, b. *Leda fragilis* Chemn. var. *sulcata* Q. 3 : 2 . S. 39
a. rechte Klappe. b. Wirbelansicht der rechten Klappe.
» 13. *Cardium fortunae* n. sp. 1 : 1 . . . . . S. 43
» 14a, b. *Mitra (Uromitra) Borsoni* Bell var. *ornata* Q. S. 10
a. Gesamtansicht, 3 : 2. b. Skulptur der vorletzten Windung, 10 : 3.
» 15. *Nassa Hoernesi* Mayer var. *ornata* Q. 3 : 2 . S. 11
» 16. *Turritella communis* Risso var. *tricarinata* Q. 1 : 1 S. 17
» 17. *Turritella subangulata* Br. var. *silesiaca* Q. 1 : 1 S. 18
» 18. *Turritella subangulata* Br. var. *incisa* Q. 1 : 1 S. 18


1
2
3
6
5
4
10
11
8
14a
9
13
7
14b
16
18
17
12b
12a
15

23

BIBLIOTHEK

Tafel 2.

Mikrophotographie 1: Kontakt Nierenkalk (Obere Matagne-Schichten)-Diabas. Barmen, Kuckkuckstraße. Vergr. 18 . . . . . S. 72

» 2: Körniger Diabas. Barmen, Kreuzstraße. Vergr. 51 . . . . . S. 72

» 3: Diabasmandelstein. Barmen, Schellenbeck. Vergr. 22 . . . . . S. 72

Photographie: Steil nördlich fallende Plattensandsteine des Oberen Oberdevons; Blick auf die mit Kriechspuren bedeckten Unterflächen der Sandsteinbänke. Barmen, Ziegelei Hottenstein . . . . . S. 90



Fig. 1



Fig. 2



Fig. 3



Wolfg. Paeckelmann phot.

Fig. 4

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.

24

BIBLIOTHEK

Tafel 3.

1. *Kloedenia* n. sp. aff. *manliensis* Weller . . . . . S. 110
   Steinkern, Obere Cypridinenschiefer, Ziegelei am Westausgang von Gevelsberg.
2. *Entomis* n. sp. aff. *nitida* F. A. Roem. . . . . S. 111
   a) breite Form,
   b) längliche Form.
   Schalenexemplare aus dem Kellwasserkalk von Evertsbusch (Bl. Hattingen).
3. *Entomis* n. sp. 1 . . . . . S. 113
   Schalenexemplar aus dem Kellwasserkalk von Beule (Bl. Barmen).
4. *Entomis* n. sp. 2 . . . . . S. 113
   Abdruck eines Steinkerns. Obere Matagne-Schichten von Oberberge (Bl. Hattingen).
5. *Gephyroceras schwelmense* n. sp. . . . . S. 114
   Prolecaniten-Schichten von Oberberge. Kiessteinkerne.
6. *Koenenites bifurcatus* n. sp. . . . . S. 120
   wie vorher.
7. *Pharciceras lateseptatum* Frech sp. . . . . S. 121
   wie vorher.
8. *Tornoceras* sp. aff. *constrictum* Stein. sp. . . . . S. 122
   Untere Cypridinenschiefer, Ziegelei Beule (Bl. Barmen), Kieskern.
9. *Tornoceras* n. sp. . . . . S. 124
   Kieskern aus den Unteren Matagne-Schichten, Barmen, Winchenbachstraße.
10. *Cheiloceras* sp. aff. *umbilicatum* Sdb. . . . . S. 126
    Kieskern, Untere Cypridinenschiefer, Nordpark (Barmen).
11. *Buchiola nodulosa* n. sp. . . . . S. 134
    Kieskern aus den Prolecaniten-Schichten von Oberberge (Bl. Hattingen).
12. *Spirifer* cf. *simplex* Phill. . . . . S. 137
    wie vorher.
13. *Chonetes* sp. aff. *muricata* Hall . . . . . S. 139
    Skulpturensteinkern der großen Klappe. Obere Matagne-Schichten (Büdesheimer Schiefer). Barmen, Winchenbachstraße.
14. *Amplexus* sp. aff. *helminthoides* Frech . . . . . S. 142
    a) Untere Cypridinenschiefer, Ziegelei Beule (Bl. Barmen).
    b) Obere Matagne-Schichten, Barmen, Riescheider Straße.
15. *Metriophyllum (?) irregulare* n. sp. . . . . S. 143
    Obere Matagne-Schichten, Barmen, Riescheider Straße.

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
15000


1
2a
2b
3
4
5a
5b
5c
5d
6a
6b
6c
6d
7
7a
8
8a
9
9a
10
11
12
13
14
14a
15a
15b
15c
15d

25





Tafel 4.

Fig. 1. *Dicranograptus thuringicus* nov. spec. $^2/_1$. Zone 20. Steinach (Ockergrube) . . . . . S. 164

» 2. *Climacograptus scalaris* His. $^2/_1$. Zone 11. Lippelsdorf (Bahn) . . . . . S. 170

» 3. *Diplograptus modestus* Lapw. $1^3/_4$. Zone 12. Spechtsbrunn (Stollen) . . . . . S. 166

» 4. *Diplograptus palmeus* Barr. $1^1/_2$. Zone 14. Arnsbach. Mit Schwimmblase . . . . . S. 167

» 5. *Diplograptus palmeus* Barr. $^2/_1$. Zone 13. Lippelsdorf (Bahn) . . . . . S. 170

» 6. *Diplograptus palmeus* Barr. $1^1/_2$. Zone 14. Schmiedefeld. Mit Schwimmblase . . . . . S. 169

» 7. *Diplograptus folium* Barr. $^2/_1$. Zone 15. Arnsbach S. 167

» 8. *Diplograptus truncatus* Lapw. $^2/_1$. Zone 11. Lippelsdorf (Bahn) . . . . . S. 170

» 9. *Dimorphograptus Swanstoni* Lapw. $^2/_1$. Zone 11. Lippelsdorf (Bahn) . . . . . S. 170

» 10. *Diplograptus truncatus* Lapw. $^2/_1$. Zone 14. Spechtsbrunn (Stollen). Schwimmblase von 2 kleinen Verwerfungen an 2 Stellen zugeschnürt S. 166

» 11. *Rastrites maximus* Carr. $1^1/_2$. Zone 14. Hämmern S. 161

» 12. » *Linnaei* Barr. $^2/_1$. Zone 14. Hämmern S. 161

» 13. *Monograptus turriculatus* var. *fimbriatus* Hundt. $^1/_1$. Zone 14. Gebersdorf . . . . . S. 170

» 14. *Monograptus turriculatus* var. *fimbriatus* Hundt. $^2/_1$. Zone 14/15. Hämmern. Mit Zellhärchen . S. 162

» 15. *Monograptus millipeda* M'Coy. $1^1/_2$. Zone 14. Arnsbach . . . . . S. 166

» 16. *Monograptus millipeda* M'Coy. $1^1/_4$. Zone 14. Hämmern . . . . . S. 161

» 17. *Monograptus priodon* Bronn. $^1/_1$. Zone 15. Hämmern S. 162

» 18. » *crispus* Lapw. $^2/_1$. Zone 15. Hämmern S. 161

» 19. » *retroflexus* Lapw. $1^1/_2$. Zone 14/13. Arnsbach . . . . . S. 166

» 20. *Monograptus colonus* Barr. $^2/_1$. Zone 20. Steinach (Ockergrube) . . . . . S. 164

» 21. *Monograptus Nilssoni* Barr. $1^1/_2$. Zone 20. Straße von Spechtsbrunn nach Hasenthal . . . S. 165

» 22. *Monograptus Sedgwicki* Portl. $1^3/_4$. Zone 14. Lippelsdorf (Bahn) . . . . . S. 169

» 23. *Cyrtograptus Carruthersi* Lapw. $^2/_1$. Zone 18. Alter Teich bei Möscheid . . . . . S. 190

» 24. *Rastrites approximatus* var. *Geinitzi* Törnq. $^2/_1$. Zone 14. Arnsbach . . . . . S. 167



Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W 35.

BIBLIOTHEK

Tafel 5.

Fig. 1. *Didymograptus Ruedemanni* nov. spec. $^1/_1$. Verdrückt. Untersilur (Griffelschiefer). Birkenheide bei Schwarzburg in Thüringen . . . . . S. 167

» 2, 3. *Retiolites Geinitzianus* Barr. $^1/_1$. Zone 17. Willenberg bei Schönau im Bober-Katzbach-Gebirge S. 117

» 4. *Monograptus vomerinus* Nich. $^1/_1$. Zone 17. Willenberg bei Schönau im Bober-Katzbach-Gebirge S. 201

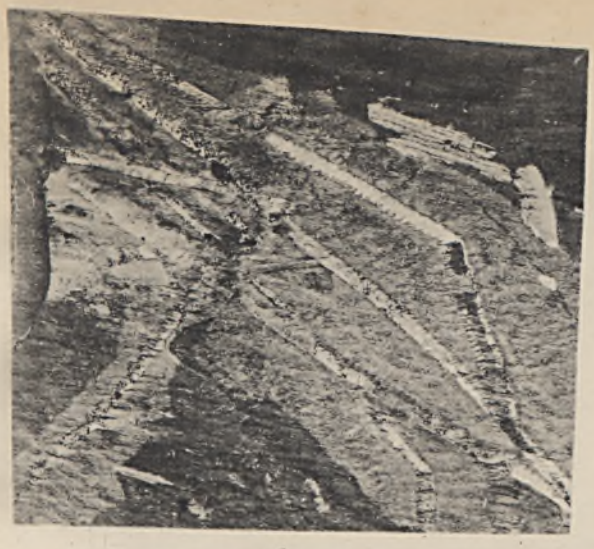
» 5. *Retiolites Geinitzianus* Barr. $1^3/_4$. Zone 17. Alter Teich bei Möscheid im Kellerwald . . . S. 190

» 6, 7. *Cyrtograptus Murchisoni* Carr. $^2/_1$. Zone 17. Alter Teich bei Möscheid im Kellerwald . . . S 190

» 8. *Monograptus proteus* Barr. $1^1/_2$. Zone 15. Hämmern . . . . . S. 161

» 9. *Monograptus urceolus* Richter. $^2/_1$. Zone 14. Gebersdorf . . . . . S. 170

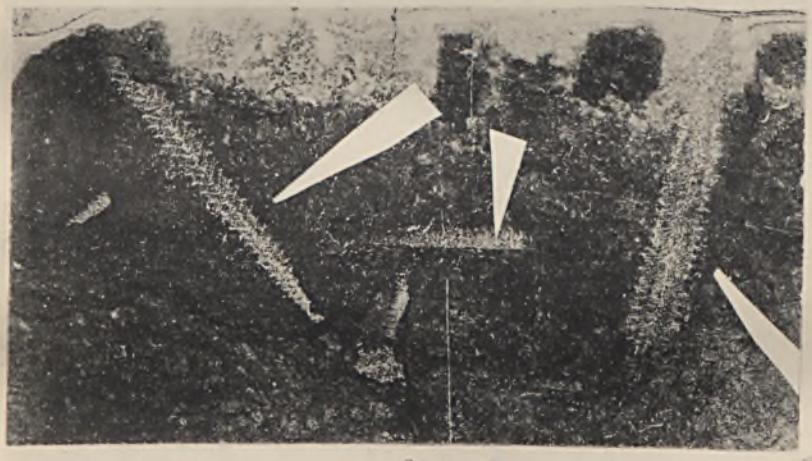
» 10, 11. *Monograptus urceolus* Richter. $^2/_1$. Zone 14/15. Hämmern . . . . . S. 182



1



2



3



4



6



7



8



5



9



10



11

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W 35.

27

BIBLIOTHEK

Tafel 6.

Fig. 1, 2, 4. *Monograptus Zimmermanni* nov. spec. $^1/_1$. Zone 17. Willenberg bei Schönau im Bober-Katzbach-Gebirge . . . . . S. 198

» 3. Dasselbe mit ins Perisark eingedrückter Virgula und Zellhärchen . . . . . S. 198

» 5. *Monograptus riccartonensis* Lapw. $1^1/_3$. Zone 17. Willenberg bei Schönau . . . . . S. 201

» 6. *Monograptus riccartonensis* Lapw. $1^1/_2$. Zone 17. Willenberg bei Schönau . . . . . S. 201

» 7. *Monograptus Flemmingi* Barr. $^2/_1$. Zone 18/19. Willenberg bei Schönau . . . . . S. 200



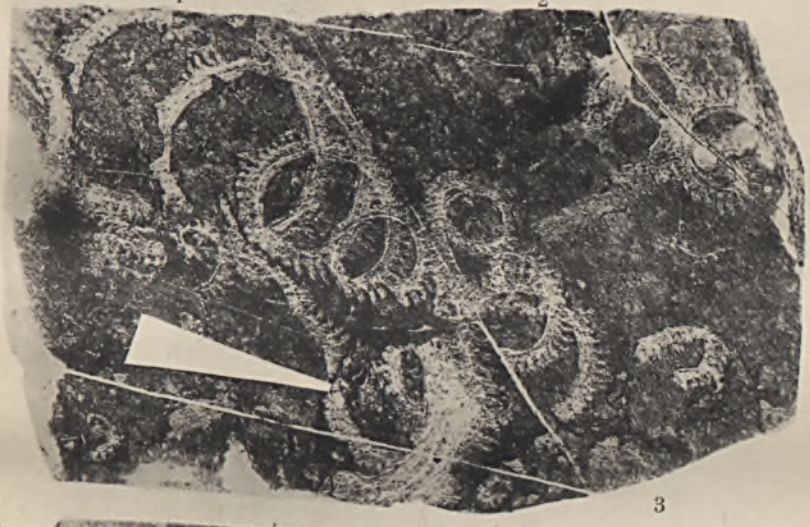
1



2



5



3



6



4



7

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W 35.

28



Tafel 7.

Fig 1. *Monograptus vomerinus* Nich. $^1/_1$. Zone 18/19. Willenberg bei Schönau im Bober-Katzbach-Gebirge . . . . . S. 197

» 2. *Monograptus Zimmermanni* nov. spec. $^2/_1$. Zone 17. Willenberg bei Schönau. Mit ins Perisark eingedrückter Virgula und sichtbaren Zellmündungen und Zellkanälen . . . . . S. 200

» 3. *Monograptus vomerinus* Nich. $^1/_1$. Zone 17—19. Vermutliche Großkolonie . . . . . S. 204

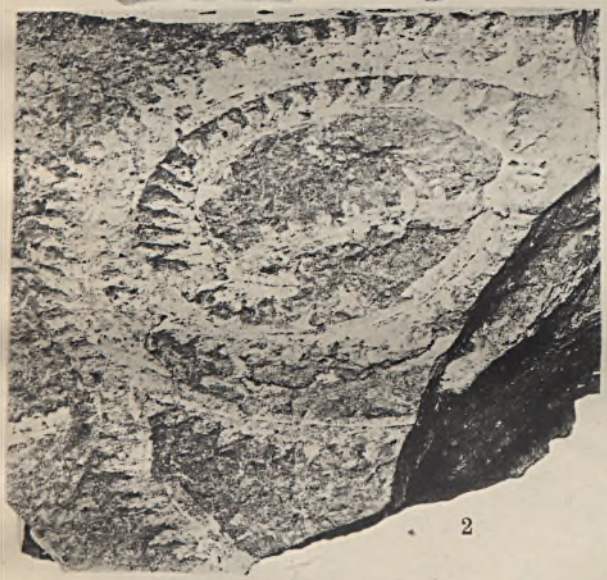
» 4. *Monograptus colonus* Barr. $^1/_1$. Zone 20. Schwefelloch bei Schmiedefeld im Thüringer Wald. Junge Graptolithen und Sikulae . . . . . S. 168

» 5. *Monograptus dubius* Suess. $^2/_1$. Wenlock. Alter Teich bei Möscheid im Kellerwald. Aufnahme retouchiert . . . . . S. 189

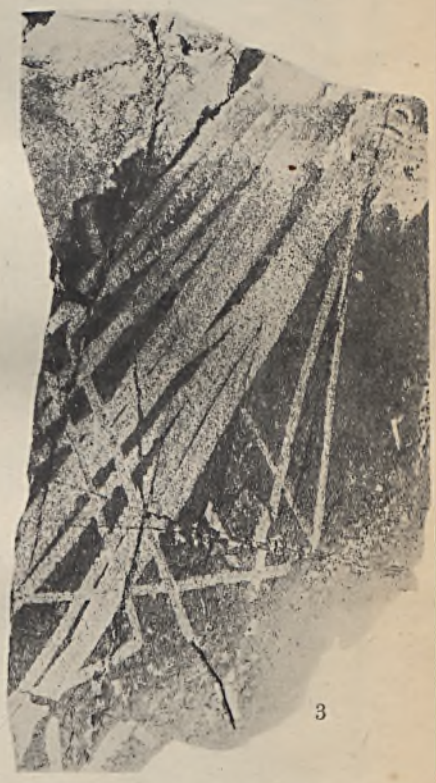
» 6, 7. *Rastrites spina* Richter. $^2/_1$. Zone 14. Gebersdorf im Thüringer Wald . . . . . S. 170



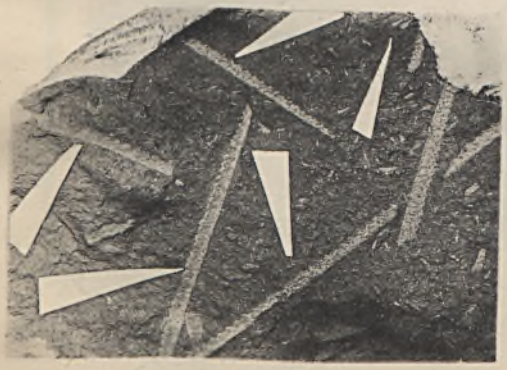
1



2



3



4



5



6



7

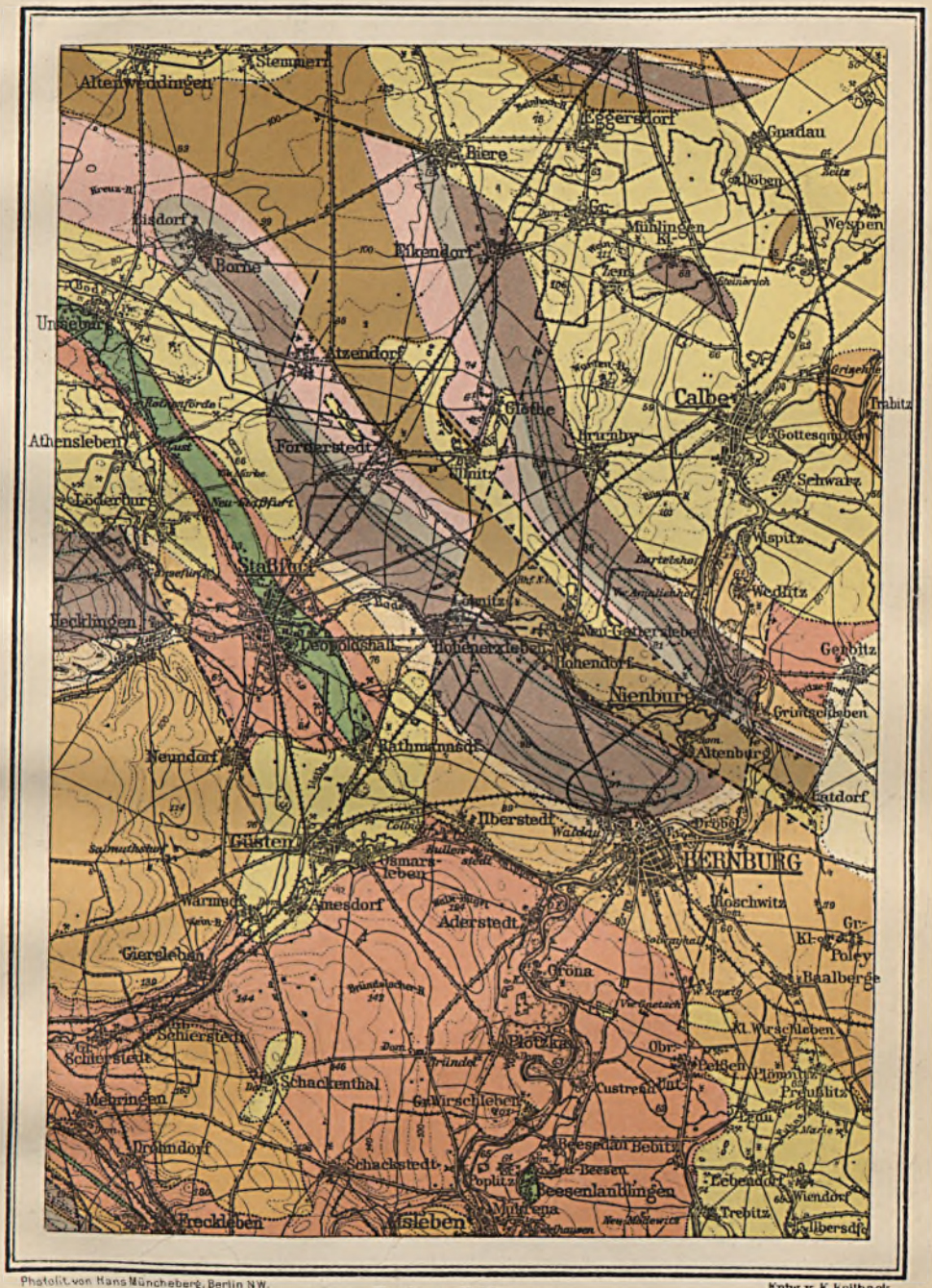
Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W 35.

29



Geologische Übersichtskarte der Gegend von Staßfurt und Bernburg

mit abgedecktem Quartär.



Photolit von Hans Müncheberg, Berlin NW.

Entw. v. K. Keilhack.

Farben - Erklärung.

Zechstein (Gipshut)	Unterer Buntsandstein	Mittlerer Buntsandstein	Oberer Buntsandstein	Unterer Muschelkalk	Schaumkalkhorizonte im Unt. Muschelkalk
Mittlerer Muschelkalk	Oberer Muschelkalk	Keuper	Tertiär	Diluviale Decke	Verwerfungen

Maßstab 1:200000.

BIBLIOTHEK
POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

Tafel 9.

Körperlich erhaltene obersilurische Graptolithen und ihre Sikulae aus den Phosphoritknollen des Alaunschiefers in den Feengrotten von Garnsdorf bei Saalfeld (Thüringen).

Fig. 1. Teil einer Phosphoritknolle mit *Monograptus colonus* BARR. (In doppelter Vergrößerung) . . . S. 353
Fig. 2. *Monograptus colonus* BARR. mit Sikula. (In fünffacher Vergr.) . . . . . S. 353
Fig. 3. *Cyrtograptus* sp. (In fünffacher Vergr.) . . . S. 353
Fig. 4. Sikula mit Anwachsstreifen und erster Zelle. (In fünffacher Vergr.) . . . . . S. 354
Fig. 5. Sikula mit Nema. (In fünffacher Vergr.) . . S. 354

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
15003



Fig. 1



Fig. 2



Fig. 3.



Fig. 4



Fig. 5

Druck von Albert Frisch, Berlin W.



Durchlichtungsdruck d. Preuß. Geol. Landesanstalt, Berlin

BIBLIOTHEK

Tafel 11.

Fig. 1a—c. Paläolithischer Messerspan aus Unterem Diluvialkies von km 28,3 des Kaiser-Wilhelm-Kanals . . . . . S. 399

Fig. 2. Paläolithischer Schaber aus Unterem Diluvialkies von km 28,3 des K. W. K. . . . . S. 401

Fig. 3. Großer Abschlagspan mit Abnutzungsspuren aus unterdiluvialem Kies von km 28,3 des K. W. K. S. 402

Fig. 4. Abschlagspan mit Schlagbulbus und Abnutzungsspuren aus Unterdiluvialsand von km 28,3 des K. W. K. . . . . S. 401



1a



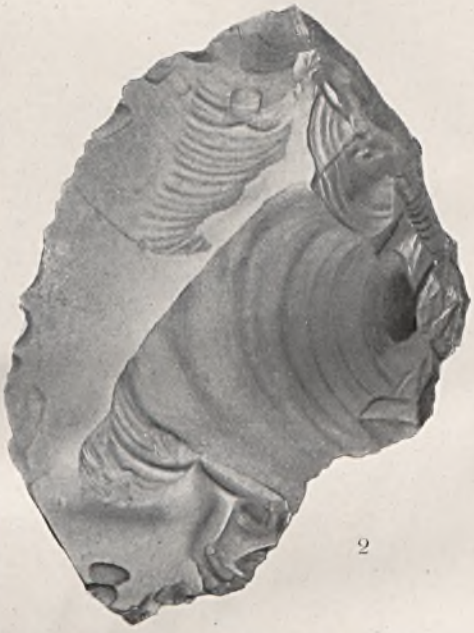
1b



1c



4



2



3

gez. Alexander Schultze

Druck von Albert Frisch, Berlin W 35

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

Tafel 12.

Fig. 5. Paläolithischer Schaber aus der interglazialen Verwitterungszone von km 28 des Kaiser-Wilhelm-Kanals . . . . . S. 402

Fig. 6. Paläolithischer Schaber aus dem Interglazialtorf von km 27,2 des K. W. K. . . . . S. 405

Fig. 7 u. 8. Paläolithische Artefakte (windgeglättet!) aus dem Liegenden des Interglazialtorfes von km 27,2 des K. W. K. . . . . S. 405

Fig. 9. Paläolithischer Schaber aus dem Interglazialtorf von km 27,2 des K. W. K. . . . . S. 405

Fig. 10. Schaberartiges Artefakt aus dem Liegenden des Interglazialtorfes von km 27,2 des K. W. K. . S. 406

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
15008



10



9



8



7



6



5

gez. Alexander Schultze

Druck von Albert Frisch, Berlin W 35

33

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD NAUK
BIBLIOTEKA GŁÓWNA
15008

Do 1588 (N)
40
126

Jahrbuch

der

Preußischen Geologischen Landesanstalt

zu

Berlin

für das Jahr

1920

Band XLI, Teil I
Heft 1

Berlin
Im Vertrieb bei der Preußischen Geologischen Landesanstalt
Berlin N. 4, Invalidenstraße 44
1921.

POLITECHNIKA GDAŃSKA
BIBLIOTEKA
Tg 15008
0
588

Inhalt.

	Seite
E. Haarmann: Die Botryocriniden und Lophocriniden des rheinischen Devons. (Hierzu Tafel 1—6 und 7 Textfiguren)	1— 87
K. Keilhack: Die Staumoräne bei Guben. (Hierzu Tafel 7 und 24 Textfiguren)	88—120
W. Gothan und **K. Nagel**: Über einen cedroïden Coniferenzapfen aus dem Unter-Eocän der Greifswalder Oie. (Hierzu Tafel 8) .	121—131
R. Potonié: Der mikrochemische Nachweis fossiler kutinisierter und verholzter Zellwände sowie fossiler Zellulose und seine Bedeutung für die Geologie der Kohle. (Mit 2 Textfiguren)	132—188
G. Dahmer: Unterkoblenzschichten mittelrheinischer Facies bei Winningen a. d. Mosel	189—191
R. Kräusel: Über einige Pflanzen aus dem Keuper von Lunz (Nieder-Österr.). (Hierzu Tafel 9—11)	192—209
J. Böhm: *Aporrhais requieniana* Wzttl., non d'Orb. (Mit 1 Textfigur)	210—215

POLITECHNIKA GDAŃSKA BIBLIOTEKA GŁÓWNA

Jahrbuch

der

Preufsischen Geologischen Landesanstalt

zu

Berlin

für das Jahr

1920

Band XLI, Teil II
Heft 2

BIBLIOTHEK

Berlin
Im Vertrieb bei der Preußischen Geologischen Landesanstalt
Berlin N. 4, Invalidenstraße 44
1922

10/9

Inhalt

	Seite
Johannes Ahlburg †	(I—XI)
Fritz Herrmann †	(XII—XXII)
Oskar Tietze †	(XXIII—XXX)
Amtlicher Teil	
Bericht über die wissenschaftlichen Ergebnisse der geologischen Aufnahmen im Jahre 1920	(XXXIII—CXCII)
Bericht über die Tätigkeit der Preußischen Geologischen Landesanstalt für das Jahr 1920	I—XXII
Arbeitsplan der Preußischen Geologischen Landesanstalt für das Jahr 1921	XXIII—XXXVI
Personalbestand der Preußischen Geologischen Landesanstalt am 31. Dezember 1920	XXXVII—XLVI
Sach-Register	XLVII—LII
Orts-Register	LII—LV

Durch die Vertriebsstelle der Preußischen Geologischen Landesanstalt, Berlin N. 4, Invalidenstraße 44, zu beziehen:

Jahrbuch 1920, Bd. XLI:

Teil I.

E. Haarmann: Die Botryocriniden und Lophocriniden des rheinischen Devons. Mit 6 Tafeln und 7 Textfiguren. S. 1—87 . . . Mk. 18,00

K. Keilhack: Die Staumoräne bei Guben. Mit 1 Tafel und 24 Textfiguren. S. 88—120 . . . . . Mk. 4,50

W. Gothan und **K. Nagel**: Über einen cedroïden Coniferenzapfen aus dem Unter-Eocän der Greifswalder Oie. Mit 1 Tafel. S. 121—131 Mk. 2,25

R. Potonié: Der mikrochemische Nachweis fossiler kutinisierter und verholzter Zellwände sowie fossiler Zellulose und seine Bedeutung für die Geologie der Kohle. Mit 2 Textfiguren. S. 132—188 Mk. 6,00

G. Dahmer: Unterkoblenzschichten mittelrheinischer Facies bei Winningen a. d. Mosel. S. 189—191 . . . . . Mk. 0,90

R. Kräusel: Über einige Pflanzen aus dem Keuper von Lunz (Nieder-Österr.) Mit 3 Tafeln. S. 192—209 . . . . . Mk. 6,00

J. Böhm: *Aporrhais requieniana* Wzttl., non d'Orb. Mit 1 Textfigur. S. 210—215 . . . . . Mk. 0,90

P. G. Krause: Der schwedische geröllführende Diabas, ein neues Leitgeschiebe für das norddeutsche Diluvium. S. 217—225 . . Mk. 1,50

O. Grupe: Zur Gliederung der Ceratitenschichten im Wesergebiet. S. 226—253 . . . . . Mk. 3,00

H. Schmidt: Das Oberdevon-Culm-Gebiet von Warstein i. W. und Belecke. Mit 2 Tafeln und 7 Textfiguren. S. 254—339 . . Mk. 12,00

P. Menzel: Über hessische fossile Pflanzenreste. Mit 5 Tafeln. S. 340—391 Mk. 12,00

A. Ebert: Beiträge zur Kenntnis der prätertiären Landoberfläche im Thüringerwald und Frankenwald. (Untersuchungen über die Entwicklung und Veränderung der Rumpffläche, ausgeführt mit Unterstützung der Emil Philippi-Stiftung.) Mit 4 Tafeln und 17 Textfiguren. S. 392—470 . . . . . Mk. 15,00

Teil II.

W. Quitzow†: Die Fauna des marinen Miocäns von Alt-Gleiwitz. Ein Beitrag zur Altersfrage des oberschlesischen Tertiärs. Mit 1 Tafel. S. 1—51 . . . . . Mk. 9,00

W. Paeckelmann: Oberdevon und Untercarbon der Gegend von Barmen. Mit 2 Tafeln. S. 52—147 . . . . . Mk. 15,00

R. Hundt: Beiträge zur Kenntnis der Graptolithenfauna Deutschlands (Westthüringisches Schiefergebirge, Kellerwald, Katzbachgebirge). Mit einem Anhang über Herstellung von Graptolithen-Photographien von Herrn Albert Pietzsch. Mit 4 Tafeln und 2 Textfiguren. S. 148—207 . . . . . Mk. 15,00

O. Mügge: Zur Kenntnis der Kontaktmetamorphose an den Diabasen des Harzes. S. 208—246 . . . . . Mk. 6,00
K. Keilhack: Neue Beiträge zur Geologie der Lausitz (Blatt Hohenbocka). Mit 8 Abbildungen. S. 247—263 . . . . . Mk. 3,00
K. Keilhack: Beiträge zur Stratigraphie und zu den Lagerungsverhältnissen der Trias und des Tertiärs des nordöstlichen Harzvorlandes. Mit 1 Übersichtskarte 1 : 200000, 1 Tafel und 5 Abbildungen. S. 264—307 . . . . . Mk. 9,00
K. Schlossmacher: Keratophyre aus dem rechtsrheinischen Vordertaunus. Mit 1 Textfigur. S. 308—348 . . . . . Mk. 7,50
H. Hess v. Wichdorff und **R. Hundt**: Über das Vorkommen von Graptolithen-Siculae im Obersilur von Saalfeld. Mit 1 Tafel. S. 349—355 . . . . . Mk. 4,50
E. Zimmermann I: Die Gänge und Stöcke von Porphyr im Katzbach- und Waldenburger Gebirge in Schlesien. Mit 1 Figur. S. 356—367 . . . . . Mk. 2,25
W. Kegel: Die Grube Raab bei Wetzlar, ein Beitrag zur Stratigraphie und Tektonik der südöstlichen Lahnmulde. Mit 1 Tafel und 2 Textfiguren. S. 368—391 . . . . . Mk. 6,00
C. Gagel: Die diluvialen Artefakte vom Kaiser-Wilhelm-Kanal und ihre Lagerstätten. Mit 2 Tafeln und 3 Textfiguren. S. 392—410 Mk. 6,00
A. Seligo: Zur Kenntnis des Salzgehaltes, insbesondere der Carbonathärte westpreußischer Gewässer. S. 411—432 . . . . . Mk. 3,00

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Buchdruckerei A. W. Schade, Berlin N, Schulzendorferstraße 26

14
130

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

E 14.2.1929.

BIBLIOTEKA
KATEDRY NAUK O ZIEMI
Politechniki Gdańskiej