Jahrbuch
der
Königl. Preussischen
Geologischen
Landesanstalt

Do
1588
XXXII
1911
Teil I

Do 1588/N,
4°

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT IN DANZIG
BIBLIOTHEK

NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT IN DANZIG. BIBLIOTHEK

Jahrbuch

der

Königlich Preufsischen Geologischen Landesanstalt

zu

Berlin

für das Jahr

1911.

NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT IN DANZIG · DER BIBLIOTHEK

Band XXXII, Teil I.

Wpisano do inwentarza
ZAKŁAD GEOLOGJI
Dział B Nr. 76.
Dnia 16. X. 1946.

POLITECHNIKA GDAŃSKA · ZAKŁAD GEOLOGII

Berlin.

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

1913.

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
III 15008

Inhalt.

Seite

Über die Amphibolite des nordwestlichen Thüringer Waldes. Von Herrn Th. Lange in Berlin. (Hierzu Tafel 1—3 und 2 Textfiguren) . . . 1

Über eine Tiefbohrung bei Bunzlau. Von Herrn H. Scupin in Halle a. S. 53

Über den Verlauf der Endmoränen bei Lissa (Prov. Posen) zwischen Oder und russischer Grenze. Von den Herren J. Behr und O. Tietze in Berlin. (Mit 3 Figuren im Text) 60

Über Oser in Westpreußen. Von Herrn P. G. Krause in Berlin. (Hierzu Tafel 4) 76

Zur Geologie von Homburg v. d. H. Von Herrn A. Leppla in Berlin. (Mit 3 Figuren) 92

Beiträge zur Kenntnis der diluvialen Flora (besonders Phanerogamen) Norddeutschlands. II. Lauenburg a. Elbe (Kuhgrund). Von Herrn J. Stoller in Berlin 109

Die Quellen von Germete bei Warburg und von Calldorf in Lippe. Von Herrn A. Mestwerdt in Berlin. (Hierzu Tafel 5 und 6 und 1 Textfigur) 145

Geologische und paläontologische Mitteilungen über die Gasbohrung von Neuengamme. Von Herrn W. Koert in Berlin. Mit Beiträgen der Herren Gürich in Hamburg und Franke in Dortmund. (Hierzu Tafel 7) 162

Zur Geologie von Helgoland. Von Herrn W. Wolff in Berlin 183

Eine im Ögelsee (Prov. Brandenburg) plötzlich neu entstandene Insel. Von Herrn H. Potonié in Berlin. (Mit 14 Figuren) 187

Der Untere Buntsandstein auf dem Blatte Neustadt (Orla). Von Herrn K. Kolesch in Jena. (Mit 1 Textfigur) 219

Über Oberen Emscher westlich Hildesheim und die Regression des Emschers im Harzvorlande. Von Herrn H. Schroeder in Berlin 232

Die Basalte des Sollings und ihre Zersetzungsprodukte. Von den Herren O. Grupe und H. Stremme in Berlin. (Hierzu Tafel 8—10 und 3 Textfiguren) 242

Über Glazialerscheinungen am Rummelsberg in Schlesien. Von Herrn J. Behr in Berlin. (Hierzu Tafel 11) 301

Der Teutoburger Wald (Osning) zwischen Bielefeld und Örlinghausen. Von Herrn O. Burre in Berlin. (Hierzu Tafel 12) 306

Ein neues Vorkommen von Phosphorit führender unteroligocäner Bernsteinformation bei Steinitten im Samlande und seine Natur als Diluvialscholle. Von Herrn H. Hess v. Wichdorff in Berlin. (Hierzu Tafel 13 und 2 Profile) 344

Die Tiefbohrung Waurichen I. Von Herrn A. Quaas in Berlin 353

Zusammenstellung der Inoceramen der Kreideformation. Von Herrn Joh. Böhm in Berlin 375

Über eine Drumlinlandschaft bei Nimmersatt an der russischen Grenze. Von Herrn H. Hess v. Wichdorff in Berlin. (Mit 1 Karte im Text) . 407

Beiträge zur Geologie und Paläontologie des Gebietes um den Dreiherrnstein am Zusammenstoß von Wittgenstein, Siegerland und Nassau. Von Herrn F. Liebrecht in Marburg. (Hierzu Tafel 14 und 15) 412

Die Entstehung einer Insel im Seeburger See. [Briefliche Mitteilung]. Von Herrn A. v. Koenen in Göttingen 485

Geologisches über Salzpflanzen des norddeutschen Flachlandes. Von Herrn A. Jentzsch in Berlin 487

Verzeichnis der in ihrer Flora bekannten Salzstellen der Provinz Brandenburg. Von Herrn P. Ascherson in Berlin 494

Zur Geologie der Umgebung von Lübeck. Eine Erwiderung auf den Aufsatz von Herrn Prof. Dr. C. Gagel über »Die Entstehung des Travetales«. Von Herrn P. Friedrich in Lübeck. (Mit 3 Figuren) . . . 497

Sach- und Orts-Register 522

Druckfehler und Berichtigungen 542

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Über die Amphibolite des nordwestlichen Thüringer Waldes.

Von Herrn **Theodor Lange** in Berlin.

Hierzu Tafel 1 bis 3 und 2 Textfiguren.

Einleitung.

Mit dem Namen »Amphibolite« findet man in der Literatur mannigfache Gesteine verschiedener Herkunft belegt, sofern nur Hornblende als wesentlicher Gemengteil auftritt. Es sind darunter schlierige Diorite, Dioritschiefer, Lamprophyre, Hornblendefelse und -schiefer, Aktinolithschiefer und -gneise und die metamorphen Derivate des Gabbros, des Diabases, Diabastuffes und Diabasporphyrits aufgezählt, also Gesteine, die von den älteren Geologen unter dem Sammelnamen »Trapp« oder »Grünstein« zusammengefaßt wurden. Ein solch allgemeiner Begriff erwies sich bald als unzulänglich, und von verschiedenen Seiten (zuerst von G. Rose 1835) ist es versucht worden, die verschiedenartigen Gesteine zu sichten und besonders zu bezeichnen. Doch die Bestrebungen nach scharfer Unterscheidung durch besondere Namen wurden begreiflicherweise nicht allgemein aufgenommen, der Sammelbegriff »Amphibolit« bürgerte sich ein und verdunkelte wieder die Art und die Herkunft des betreffenden Gesteins.

Um irrige Deutungen zu vermeiden, ist es zweckmäßig, den Namen »Amphibolite« allein für die weitaus wichtigeren sekundären Hornblendegesteine zu reservieren.

Auch Grubenmann (Krystalline Schiefer I, II. Berlin 1904 und 07) beansprucht diese Bezeichnung ausschließlich für meta-

morphe Gesteine und nennt ebenso wie Rosenbusch Gesteine mit den Hauptkomponenten Hornblende und Plagioklas (oder dessen Ersatz) »Amphibolite« (Granat-, Albit-, Epidot-, Zoisit-, Chlorit-Amphibolite), hingegen Gesteine, wenn sie ein Hornblendemineral als einzigen Hauptbestandteil enthalten, »Amphibolschiefer«.

Der Ursprung des vorliegenden Gesteinskörpers kann durch ein Attribut (gabbroidisch, dioritisch, sedimentär) sehr eindringlich verdeutlicht werden.

Die hier beschriebenen Hornblendegesteine des nordwestlichen Thüringer Waldes erweisen sich — wie später bewiesen wird — als echte »diabasische Amphibolite« mit zugehörigen »Chloritschiefern«.

Die Amphibolitvorkommen Nordwest-Thüringens finden schon frühzeitig in der Literatur Erwähnung und sind mit wechselnden Namen belegt. Die älteren Angaben über das Gestein sind mehr oder weniger unzutreffend und haben eigentlich nur historischen Wert. Außerdem geben die Autoren immer nur zusammenhanglos vereinzelte Fundpunkte an.

Die erste Bezeichnung dieses Gesteins war »Grünstein« oder »Trapp«. Nachdem Gustav Rose 1835 in Poggendorf's Annalen (Bd. 34, S. 1—30) eine allgemeine Sichtung der unter den Begriff »Grünstein« fallenden Gesteine vorgenommen hatte, versuchte Heinrich Credner 1843 in seiner Schrift »Über Augit- und Amphibolgesteine des Thüringer Waldes« die Grünsteine näher zu gliedern und erwähnt dabei in der Gegend von Ruhla ein »Hornblendegestein«.

In seiner Abhandlung »Übersicht der geognostischen Verhältnisse Thüringens und des Harzes«, Gotha 1843, gibt Credner auf S. 106 ff. eine Übersicht über die einschlägige Literatur von 1782—1843 und faßt auf Seite 59 bei der Angabe des »ausgezeichneten Hornblendeschiefers« von Ruhla, Herges, Brotterode und Kl.-Schmalkalden seine Auffassung in die Worte zusammen:

»Während sein Übergang (das Hornblendegestein) in Hornblendeschiefer mit inliegenden Glimmerblättchen am Abhange des Ringberges und die bei diesem ähnliche Beschaffenheit des Glimmerschiefers in der Nähe desselben eine Zugehörigkeit zu dem letzteren vermuten läßt, entscheidet doch seine vom Streichen des Glimmerschiefers bedeutend abweichende[1]) Erstreckung in der Richtung von SO gegen NW, das teilweise Abschneiden[1]) der Schichten des letzteren, und sein Übergang in ein krystallinisch-körniges Hornblendegestein am Breitenberge, daß es als jüngeres Gebilde außer dem Schichtenverbande des Glimmerschiefers steht.«

In der »Physisch-medizinischen Topographie des Kreises Schmalkalden«, Marburg 1848, erwähnen DANZ und FUCHS die Amphibolite des Seimberges bei Brotterode als gangartig[1]) auftretende Hornblendegesteine.

SENFT führt in der »Geognostischen Beschreibung der Umgegend Eisenachs«, Eisenach 1858, auf Seite 10 zwei von NW nach SO streichende Dioritgänge[1]) bei Ruhla an, die er als Glimmerdiorit oder -trapp bezeichnet. Er zählt dann die darin auftretenden Mineralien auf und schließt mit dem Satz:

»Man nennt den Diorit gewöhnlich Dioritschiefer, obwohl keine[1]) lagenweise Verteilung der Gemengteile zu beobachten ist.«

In einem beigefügten Profil sind die »Diorite« als senkrecht einfallende Gänge eingezeichnet.

Derselbe Autor behält in der »Gaea, Flora und Fauna der Umgegend Eisenachs«, Weimar 1882, die Bezeichnung »Diorit« bei und beschreibt auch in seinen »Geognostischen Wanderungen in Deutschland, Gruppe V, der Thüringer Wald«, Hannover und Leipzig 1894, auf S. 15 ff. »Gangstöcke von Glimmerdiorit (Hornblendegestein)« hinter und vor Ruhla und an der Westseite des Trusetales bei Brotterode.

In dem letztgenannten Werke hat SENFT auf Seite 38

[1]) Kann Verfasser nicht bestätigen.

ein Kartenverzeichnis beigefügt, doch ist auf der von ihm als »einzig vollständig« aufgeführten Karte des Thüringer Waldes von Credner (Justus Perthes, Gotha 1854) nur an der Ölmühle bei Ruhla ein »Diorit«-Vorkommen eingezeichnet.

Diese letzte Bezeichnung blieb dann bis in die neueste Zeit an den Amphiboliten des Glimmerschiefergebietes Ruhla-Brotterode haften, und es scheint, als ob mit der Prägung dieses Namens allen weiteren Forschungen ein Ende gesetzt worden sei; denn weder die reichhaltige neuere Amphibolit-Literatur, noch irgend ein petrographisches Werk erwähnen auch nur andeutungsweise die Amphibolite Nordwest-Thüringens.

In der »Geologie des Herzogtums Sachsen-Meiningen« von Zimmermann, 1902[1]), in der eine von Scheibe mit besorgte Beschreibung der Granite, Gneise und Glimmerschiefer auch teilweise das Gebiet von Ruhla-Brotterode betrifft, findet sich für die Amphibolite Nordwest-Thüringens nur die Notiz, daß »Einlagerungen von Hornblendeschiefer im Meiningischen kaum bekannt sind«. Von den ostthüringischen Amphiboliten sind nur die Fundpunkte aufgezählt, wobei gesagt wird, daß auch diese Gesteine »einer modernen, völlig aufklärenden Neubearbeitung noch sehr bedürfen«.

In Joh. Walther's populärer »Geologischen Heimatskunde von Thüringen«, 1903, ist das Auftreten von Chloritschiefer erwähnt, und an einer anderen Stelle am Fuße des Ringberges »ein sehr hartes Hornblendegestein, das früher fälschlich als Diorit bezeichnet wurde«.

Auf der geognostischen Übersichtskarte des Thüringer Waldes[2]) sind die Amphibolitvorkommen des Glimmerschiefergebietes noch nicht ausgeschieden.

---

[1]) 4. Heft der Neuen Landeskunde des Herzogtums Sachsen-Meiningen. Hildburghausen 1902.

[2]) Geognostische Übersichtskarte des Thüringer Waldes, 1 : 100000. Nach den Aufnahmen der Königl. Geolog. Landesanstalt zusammengestellt von Prof. Dr. Franz Beyschlag. 1896.

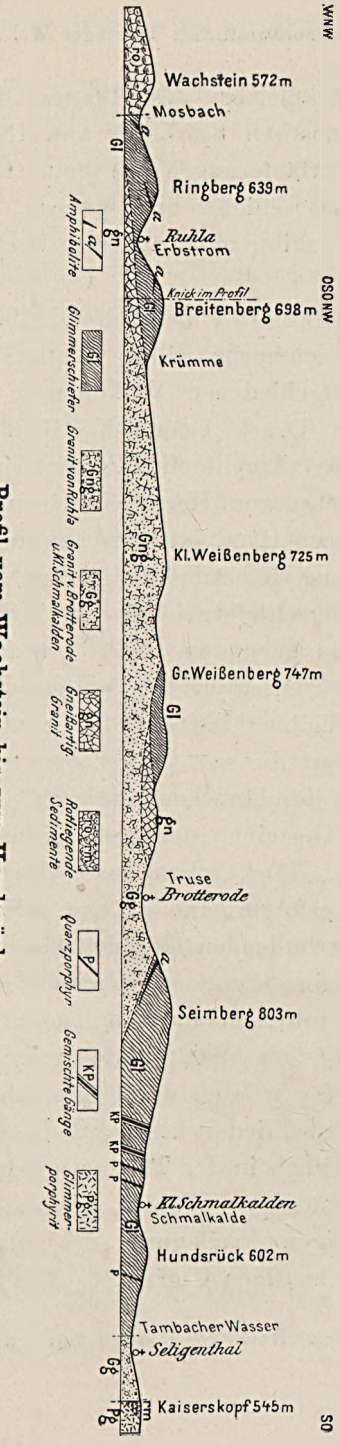
Erst beim Erscheinen des Blattes Schmalkalden [1]) im Jahre 1906 (geognostisch bearbeitet von 1879—87) beschreibt BÜCKING in den Erläuterungen auf Seite 13 als »Amphibolit« kartierte »Hornblendeschiefer und -gneise«, deren petrographischen Habitus er angibt, ohne auf den Ursprung des Gesteins einzugehen.

Das von ZIMMERMANN bearbeitete, 1908 (bis jetzt ohne Erläuterungen) erschienene Blatt Wutha [1]) enthält die als »Amphibolit« ausgeschiedenen Vorkommen.

Auch das im Druck befindliche Blatt Brotterode [1]) wird die Vorkommen als »Amphibolit« kartiert bringen, die ich auf dem mir freundlichst von Herrn Geheimen Bergrat Professor SCHEIBE überlassenen Handblatt einsehen durfte.

Die Verbreitung der Amphibolite von Nordwest-Thüringen ist an die Glimmerschiefergebiete von Ruhla und Brotterode-Klein-Schmalkalden gebunden, denen präcambrisches Alter zugeschrieben wird. Diese beiden heute getrennt vorliegenden Glimmerschieferschollen hingen früher zusammen und bildeten eine Schichtenmasse, die zur Carbonzeit von einem aufsteigenden Granitmagma durchbrochen und wohl auch samt den etwa darauf liegenden Gesteinen des paläozoischen Schiefergebirges aufgewölbt wurde. Doch schon gegen Ende des Carbons und in der Permzeit erfolgte eine äußerst tiefgehende Abtragung der den Granit verhüllenden Gesteine bis hinab zum Glimmerschiefer, der zu einem guten Teile ganz zerstört wurde und Material für die rotliegenden Konglomerate lieferte. Damals wurde der Granit zum ersten Male freigelegt. Aber er und der Glimmerschiefer wurden durch die Ablagerungen der folgenden Formationen wieder verdeckt, die dann wesentlich infolge der hauptsächlich in der Tertiärperiode eingetretenen Heraushebung des Thüringer Waldes wieder abgetragen wurden, bis zur abermaligen Freilegung des Glimmerschiefers und Granites in ihrem heutigen Umfange. (Vergl. das Profil Fig. 1.)

[1]) Geologische Spezialkarte von Preußen und den Thüringischen Staaten in 1 : 25000.



Figur 1.

Profil vom Wachstein bis zum Hundsrück.

Längenmaßstab 1 : 112500, Längen zu Höhen 1 : 2.

Jenes Hervortreten des Thüringer Waldes war mit der Bildung zahlreicher Bruchlinien gegen das thüringische und das fränkische Senkungsgebiet verknüpft. Im NW ist im Zusammenhange damit das Glimmerschiefergebiet gegen das Rotliegende von Eisenach verworfen; im SO stößt es in einer Spalte an Granit. Im NO treten vereinzelte Bruchlinien gegen den Zechstein auf, während im SW eine Reihe von Verwerfungen das Gebiet gegen das Vorland abschneidet. (Vergl. Geognostische Übersichtskarte des Thüringer Waldes. Anm. 2, S. 4.)

Die Amphibolitvorkommen verteilen sich

I. auf das Glimmerschiefergebiet von Ruhla:
(Blatt Wutha, Blatt Brotterode)[1])
Lohscheid südlich Mosbach, Nordostspitze des Wachsteins, Südabhang des Spitzigen Steins, Mosbachquelle, Ringberg, Bermer, Breitenberg, Engestieg, Mühlrain, Dornsenberg, Mittelrain, Branntweinswerst und

II. auf das Glimmerschiefergebiet von Brotterode-Klein-Schmalkalden:
(Blatt Brotterode, Blatt Schmalkalden)[1])
Westabhang des Seimberges, Leimbach, Finstertannen, Ostabhang des Gänsberges, Eller, Neueweg, Röder, Buchenberg, Hundsrück.

Die einzelnen Vorkommen sind auf den beigefügten Karten eingetragen (Tafel 2 u. 3).

Die Amphibolite sind an etwa 90 Fundpunkten im Gelände beobachtet worden. Das zähe, feste Gestein vermochte den Verwitterungseinflüssen und der Abtragung genügend Widerstand entgegenzusetzen, so daß es häufig in scharfkantigen Felsen aus dem weicheren Glimmerschiefer hervortritt. Sind jedoch auch die harten Felsen der Zerstörung anheimgefallen, so sind die Amphibolite in großen Blöcken weithin verrollt. Es war mitunter zweifelhaft, ob man einen frischen Block im

[1]) Vergl. Anm. 1, S. 5.

Walde als anstehend oder als Findling aufzufassen hatte. So mögen wohl gelegentlich lose Massen irrtümlich als fest anstehende angegeben, andererseits auch unter Schutt verborgene, wirklich anstehende, aber nur durch umherliegende Bruchstücke angezeigte Vorkommen übersehen worden sein.

Die Amphibolite bilden ein geschätztes Straßenpflastermaterial, und viele Steinbrüche sind auf sie aufgesetzt. Den vorzüglichsten Aufschluß gibt der große (nunmehr wegen Gefährdung der Fahrstraße und des Bahnkörpers eingestellte) Steinbruch am Fuße des Ringberges, gegenüber dem Bahnhof Ruhla.

Der Steinbruch am Bahnhof Ruhla.

Hier zeigt das Gestein der hohen Nordwestwand sehr deutlich dynamische Beeinflussungen. Bedeutender seitlicher Druck hat dickbankige, schalige Absonderungen verursacht, die weithin das Bild von Faltungserscheinungen hervorrufen. Die Streichrichtung dieser Klüftung liegt etwa in Stunde 9, das Fallen ist bald flacher, bald steiler gegen NO. Eine zweite Klüftung durchsetzt das Gestein mit einer Streichrichtung in Stunde 7 und mit einem Fallen von etwa 60^0 gegen S, so daß schiefsäulige bis parallelepipedische Absonderungen auftreten.

Beide Kluftsysteme sind transversal von einer Schieferungsebene durchsetzt, die verbunden mit einer deutlichen Spaltbarkeit oder wenigstens einer Lagenanordnung der dunklen und hellen Gemengteile das Gestein geschichtet erscheinen läßt. Die Schieferungsfläche liegt der Schicht- und Schieferungsfläche des Glimmerschiefers parallel, fällt unter kleinem Winkel nach SW und streicht fast nordsüdlich.

Die Aufeinanderfolge der Schichten ist an dem Nordostrande deutlich aufgeschlossen.

1. Das Liegende bildet ein bräunlicher oder bläulicher Glimmerschiefer, der Lagen eines stark ausgebleichten, silberweißen, äußerst milden Fleck-Glimmerschiefers enthält. Er wird jedenfalls von Gneis (Granitfacies?) unterteuft, der gegenüber am Breitenberg, im Bette des Erbstromes, unmittelbar am Schienenstrang des Bahnhofes frisch aufgeschlossen ist.

2. Über dem Glimmerschiefer folgt eine kompakte 1—1,5 m mächtige Amphibolitbank von dunkelgrüner Farbe mit sehr viel frischem, schwarzbraunem Biotit. Eine Absonderungsrichtung ist hier nicht zu bemerken; beim Anschlagen springen krummschalige, scharfsplitterige Stücke ab, sodaß das Zurechtschlagen eines regelmäßigen Handstückes fast zur Unmög-
3. lichkeit wird. Darüber liegt ein glimmerarmer, feinkörniger, fast dichter Amphibolit, der durch Eiseninfiltrationen rot gefleckt erscheint. Diese grün-rote Bank wird lokal durch eine Einlagerung eines erdig-matten Gesteins vertreten, das beim Anfeuchten blitzende, chloritische Schüppchen zeigt, die vormals wohl Biotit gewesen sind. Auf Grund ihrer im Dünnschliff festgestellten Eigenschaften ist diese Einlagerung als eine resorbierte Glimmerschieferscholle zu deuten. Die 0,5 m starke Bank geht über in
4. eine Folge von bald dickeren, bald dünneren, stark zerklüfteten Amphibolitschichten von grüner Farbe und feinkörniger Struktur. Diesen kreuz und quer geklüfteten, aber dennoch sehr harten Schichten galt der Steinbruchsbetrieb vornehmlich, der bei der parallelepipedischen Absonderung der Spaltstücke vorzügliche Pflastersteine erzielte. Diese Schichtenreihe hat eine Mächtigkeit von 5—6 m. Sie wird von grün und weiß getupften
5. Bänken überlagert, deren Gestein Zoisit führt. Gegen die Grenze werden die Amphibolite infolge zunehmender Schiefrigkeit und des Biotitreichtums dem Glimmerschiefer ähnlich, besonders wenn dieser durch Chloritisierung und Verwitterung grünlich gefärbt ist. Stellenweise gehen die
6. Amphibolite im Hangenden in Chloritfelse über, so besonders an der Fortsetzung der im Steinbruch aufgeschlossenen Schichten nach der oberen Straße mit der Richtung nach Heiligenstein. Die Hangendschichten glie-
7. dern sich zunächst in einen Glimmerschiefer, der eine Menge hirsekorn- bis erbsengroßer Granaten beherbergt, die aber zersprungen, zerbröckelt und meistens in Chlorit umgewandelt sind. Oft sind nur noch die krystallographisch gut begrenzten Hohlräume in Dodekaederform sichtbar. Auf verwitterten Schichtflächen gewahrt man mitunter auch nur sechsseitige oder quadratische Flecken als einzige Überreste. Im oberen Steinbruch
8. setzen dann gneisähnliche, harte, quarzitische Glimmerschiefer in dicken Bänken auf.

Den beschriebenen Schichtenkomplex kann man vom Steinbruch aus an der erwähnten oberen Straße nach Heiligenstein auf eine Strecke von etwa 250 m verfolgen, nur sind die liegenden Schichten gar nicht, die übrigen mangelhaft aufgeschlossen. Jedenfalls ist aber die Mächtigkeit der Schichten, wie auch die Beschaffenheit des Gesteins dieselbe.

Der Steinbruch am Bahnhof Ruhla ist der beste Aufschluß, in dem man die Amphibolite in der erwähnten Mächtigkeit und Frische vom Liegenden zum Hangenden verfolgen kann. Die Beobachtung, die LORETZ bei den ostthüringischen Amphiboliten

gemacht hat, daß ein massiger Kern von schiefrigen Schichten schalig umschlossen wird, die allmählich gänzlich (?) zum Glimmerschiefer überleiten, kann bei weitem nicht mit derselben Schärfe für Nordwest-Thüringen nachgewiesen werden. Wohl sind die liegenden Amphibolitbänke mitunter fast ohne Spur von Lagenanordnung, während die hangenderen streifig bis dünnschiefrig werden, doch treten massige und schiefrige Varietäten sehr häufig unabhängig von einander auf.

Eine Aufzählung der einzelnen Fundpunkte bleibt für das Folgende ohne Wert. Erwähnenswert ist nur eine kleine Verwerfung am östlichen Vorsprung des Engestiegs. An diesem Fundpunkt, der einen der ersten Aufschlüsse brachte, mag Credner wohl die Meinung gewonnen haben, daß das »Hornblendegestein« immer den Glimmerschiefer senkrecht abschneidet. Auch wird hier die irrige Auffassung der alten Autoren verständlich, daß man es mit einem Gang oder Gangstock zu tun habe.

Schließlich sei noch auf ein Vorkommen am Südabhang des Hinter-Engestiegs an der Straße (Tafel 2, bei D) hingewiesen, wo an den rundlichen, verwitterten Blöcken schon makroskopisch deutlich ophitische Struktur zu beobachten ist. Bei genauerer Betrachtung merkt man, daß an dieser Stelle ein wenig umgewandelter, körniger Diabas vorliegt, ein Umstand, der für die Beurteilung der genetischen Verhältnisse der Amphibolite im Nachstehenden noch eine bedeutende Rolle spielen wird.

Aus den Lagerungsverhältnissen in den verschiedenen Steinbrüchen und an den weitverbreiteten Amphibolitfundpunkten geht hervor, daß es sich durchaus nicht um Gänge oder Gangstöcke handelt, wie Senft sie zeichnet und beschreibt. Auch die Angabe Credner's trifft nicht zu, daß das »Hornblendegestein« eine von den Glimmerschieferschichten abweichende Streichrichtung besitzt und mitunter diese Schichten senkrecht abschneidet. Hat Credner seine Beobachtungen in dem damals noch wenig aufgeschlossenen Steinbruch am Bahnhof Ruhla gemacht, so hat er jedenfalls die fast saigere

Fallrichtung des örtlich faltenartigen Kluftsystems zu dem Streichen und Fallen des Glimmerschiefers in Beziehung gesetzt und dabei die mitunter schlecht erkennbare, dem Glimmerschiefer parallele Schieferung bezw. Parallelordnung der Gemengteile außer acht gelassen, die ja auch SENFT übersehen hat. Ist aber CREDNER im Steinbruche am Engestieg zu seiner Meinung gekommen, so hat ihn die lokale Störung zu einer irrigen Deutung der Lagerungsverhältnisse veranlaßt.

Die zahlreichen Vorkommen stellen sich unzweifelhaft als den Glimmerschiefern eingelagerte Schichtenkomplexe dar, die dasselbe Streichen und Fallen aufweisen und in Störungszonen desselben gleichfalls Druck- und Zerrungserscheinungen beobachten lassen. Die Amphibolite treten demnach als Lagen oder Decken im Glimmerschiefer auf. Ob diese sich an den Randzonen verjüngen oder auskeilen, konnte an keinem der vorhandenen Fundpunkte mit Sicherheit konstatiert werden. Sollte in neueren Aufschlüssen gefunden werden, daß die Amphibolitbänke gegen den Rand hin verdrückt erscheinen oder gar zu einzelnen Linsen und Flatschen auseinander gequetscht sind, so dürften diese Beobachtungen noch erhärtend für den weiter unten gegebenen Beweis eintreten, daß man es im vorliegenden Falle mit durch Druck metamorphisierten Diabasdecken zu tun hat.

Die ursprünglichen Diabasdecken sind sowohl von der Druck- als auch von der Kontaktmetamorphose betroffen worden. Welche Veränderungen des Gesteinsmaterials der einen, und welche der anderen Metamorphose zuzuschreiben sind, soll nachträglich untersucht werden. Jedenfalls ist die Dynamometamorphose der ältere Faktor, der die tiefgreifendsten Umwandlungen bewirkt hat und der später eingetretenen Kontaktmetamorphose ein weitgehend umkrystallisiertes Gestein überliefert hat.

Zunächst sollen jene Umwandlungsvorgänge betrachtet werden, die von der Dynamometamorphose bewirkt worden sind.

Um einen Überblick über die mannigfaltigen Gesteine zu

erhalten und ihre systematische Entwicklung zu verdeutlichen, ist eine Einteilung des Materials in Hauptgruppen zweckmäßig. Nach Mineralbestand und Struktur sind zu unterscheiden:

I. Epi-Diabase[1]),
II. Meso-Amphibolite:
  a) Granatamphibolite,
  b) Plagioklasamphibolite,
III. Epi-Amphibolite:
  a) Zoisitamphibolite,
  b) Epidotamphibolite,
  c) Chloritamphibolite,
IV. Chloritschiefer und -felse.

Der Schwerpunkt des Beweises wird in der Entwicklung des Epidiabases aus dem normalen Diabas und seiner weiterschreitenden Umwandlung in die Meso-Amphibolite liegen.

Der Beweis darf als erbracht gelten, wenn nachgewiesen werden kann, daß in dem auftretenden Diabas einerseits Umwandlungen zu beobachten sind, die auf die Ausbildung eines krystallinen Schiefers hinzielen, und daß andererseits in den Amphiboliten

A. hinsichtlich der Struktur:
  1. primäre Diabasstruktur aufzufinden ist,
  2. der Dynamometamorphose entsprechende sekundäre Strukturen vorliegen;

B. hinsichtlich des Mineralbestandes:
  1. Relikte der Diabaskomponenten vorhanden sind,
  2. auf Druck zurückzuführende Umwandlungen der Bestandteile und Neubildungen zu beobachten sind,
  3. die chemische Bauschanalyse des Gesteins der Zusammensetzung des Diabasmagmas entspricht.

[1]) = Epidiorit.

I. Hauptgruppe.

Epidiabase.

Die Entwicklung der Diabase zu Amphiboliten läßt sich in zwei Umwandlungsstufen gliedern, die durch das Vorhandensein oder Fehlen bestimmter Relikte und den Beginn oder die Vollendung der Umbildungen abgegrenzt werden, ähnlich wie es MILCH in seiner Arbeit über die »Diabasschiefer des Taunus« ausgeführt hat. Bei der Eigenart der Diabaskomponenten schlägt MILCH[1]) vor, die Leistenform der Plagioklase und ihre divergent-strahlige Anordnung als charakteristisch für die Struktur und allein den Augit als charakteristischen Gemengteil aufzufassen.

1. Umwandlungsstufe.

(Augit und ophitische Struktur erhalten.)

Als Ausgangsmaterial sei eine Gesteinsprobe vom Hinter-Engestieg bei Ruhla gewählt, die die Bedingungen der ersten Umwandlungsstufe in hohem Maßstabe erfüllt. Das Gestein ist nach seinen makroskopischen Merkmalen noch als körniger Diabas zu bestimmen, so deutlich erkennt man die ophitische Struktur, die besonders an verwitterten Kluftflächen hervortritt. Die Plagioklasleisten sind dort stark ausgebleicht, etwas kaolinisiert und heben sich in ihrem typischen Gewirr unter Freilassung dreieckiger Zwischenräume plastisch heraus. Auf der frischen Bruchfläche wird die Diabasstruktur infolge der dunkleren, grünlichen Farbe des Plagioklases schwerer erkennbar.

Daß in diesem Gestein der Beginn einer Umwandlung zu sehen ist, tritt im Dünnschliff klar zu Tage. (Tafel 1, Fig. 1.) In großen, wirrliegenden Leisten umschließt der Plagioklas die in Zersetzungsanfängen stehenden farblosen diopsidartigen Augite. Neben großen, unveränderten Augitindividuen bemerkt man solche in verschiedenen Umwandlungsstadien. Zunächst stellen sich Sprünge ein, und an manchen Stellen erscheint

[1]) Zeitschr. d. D. geol. Ges. Bd. 41, 1889, S. 406 Anm.

der Augit korrodiert. In den Spaltrissen siedelt sich Hornblende an, die in feinen Fasern auch nach dem Plagioklas hinüberzieht. An anderen Stellen wird der Augit von einer Kante aus durch Hornblende ersetzt. Dieses sekundäre Mineral hat mit dem Augit die c-Achse gemeinsam, wahrt oft vollständig dessen Form und gewinnt besonders bei faseriger Entwicklung mit büscheliger Endausbildung uralitischen Charakter. Häufig macht sich ein richtender Einfluß der Plagioklasleisten bemerkbar, indem die Hornblende sich ihnen parallel anlegt. Bei fortgeschrittener Umwandlung bildet sie kompakte Individuen mit leidlich guter Begrenzung und zeigt nur noch selten einen Augitkern. Die bei der Umbildung restierende Feldspatsubstanz findet sich in den dreieckigen Räumen zwischen den erhaltenen Leisten hier und da sekundär umgeformt als rundliche Plagioklaskörnchen, die oft von langsäuliger, mikrolithischer Hornblende, sogenannter »gewanderter Hornblende«, durchspießt werden. Auch der Eisengehalt der Augite wird bei dem Umbildungsprozeß zum Teil frei und tritt entweder als Einschluß in der Hornblende oder in deren Nähe als schwarzes Erz auf. Primäre Erze sind gewöhnlich krystallographisch gut begrenzt oder von skelettartigem Wachstum. Bei Erhaltung länglicher, sechsseitiger Täfelchen wird der Ilmenit leicht erkennbar. Quadratische Querschnitte zeigen den Pyrit an. Auch primärer Quarz ist im Gestein gefunden worden.

Die Plagioklasleisten, die in typischer, divergent-strahliger Anordnung erhalten sind, lassen nur noch undeutlich Zwillingslamellen erkennen, und auch sie geben Zeugnis von einer beginnenden Umkrystallisation. Sie sind zentral von winzigen, lebhaft polarisierenden Schüppchen und Fasern erfüllt, die nur schwierig durch Lichtbrechung, Färbung und Dichroismus als Hornblende zu identifizieren sind. Diese Schüppchen, zu denen sich gelegentlich farbloser Muscovit hinzugesellt, treten mitunter so dicht zusammen, daß nur noch ein schmaler unveränderter Feldspatsaum übrig bleibt.

Gesteine dieser Stufe finden sich am Hinter-Engestieg bei

Ruhla und im Flachland südlich von Brotterode (s. Taf. 2 und 3, bei D).

Eine Fortentwicklung auf dem angebahnten Wege führt zu der

2. Umwandlungsstufe.

(Augit oder ophitische Struktur erhalten.)

Die hierher zählenden Gesteine sind makroskopisch kaum noch als Diabas zu erkennen. Sie sind körnig, dunkelgrün und weiß gesprenkelt.

Im mikroskopischen Bilde ist von den diabasischen Merkmalen nur noch eines, entweder ophitisches Gefüge oder ein Rest des Augitminerals, vorhanden.

Die Plagioklasleisten, die in der vorhergehenden Stufe ein Gewirr von Schüppchen in sich bergen, werden hier fast vollständig von Hornblende ersetzt und entwickeln dann eine eigentümliche Strukturform. Zunächst werden die Schüppchen größer und reihen sich in skelettartigem Wachstum aneinander, wobei sie häufig ein Lamellensystem bereits vollständig erfüllen, während das andere noch aus Plagioklassubstanz besteht; schließlich verbreitern sich die parallelen Spindeln und bilden dann ein löcheriges Hornblende-Individuum, das gewöhnlich eine lappige, gebuchtete Seitenbegrenzung aufweist. Durch weitere Substanzanlagerung kommen ganzrandige Hornblendeleisten zustande. Diese liegen nun ebenso orientiert wie die ursprünglichen Plagioklase und erzeugen auf diese Weise, noch verstärkt durch die aus Augit hervorgegangenen Hornblendestengel, ein »pseudophitisches« Gefüge. (Tafel 1, Fig. 2.) Die bei der Umwandlung zurückbleibende Kieselsäure und die Feldspatsubstanz aggregieren sich zu einem körnig struierten Mosaik von sekundärem Plagioklas und Quarz. Auch die Hornblende beherbergt unzählige Plagioklaskörnchen, die ihr das löcherige Aussehen verleihen. Ein überschüssiger Kalkgehalt zeigt sich durch verstreute Carbonatfleckchen an. An den titanhaltigen Erzen tritt die bekannte Leukoxenrinde auf. Vereinzelt finden sich im Schliff noch Pyrit, Muscovit, Zoisit, Epidot und Chlorit.

Außer diesen Epidiabasen mit echter und pseudophitischer Struktur beobachtet man auch solche, bei denen das diabasische Gefüge durch Druck verloren gegangen und eine Lagenanordnung von Hornblende und Plagioklas eingetreten ist. Daß diese Gesteine noch zu dieser Stufe zu rechnen sind, ergibt sich aus der Beschaffenheit des von Hornblende-Schüppchen erfüllten Plagioklases, der sich dadurch als primär erweist.

Die Art der Umwandlung des Diabases zeugt von Druckwirkungen. Immerhin stehen die Veränderungen von Mineralbestand und Struktur auf einer so niedrigen Stufe, daß das Ausgangsmaterial noch leicht erkennbar ist und man infolgedessen noch nicht von einem krystallinen Schiefer sprechen kann. Die Metamorphose ist demnach gemäß Grubenmann's Anschauung wohl unter geringem einseitigen Druck erfolgt (Pressung nach Becke, Streß nach van Hise), für den die Uralitisierung des Augits und die Amphibolisierung der Feldspäte charakteristisch ist.

Gesteine der beschriebenen Art kommen vor: am oberen Ende des Ungeheuren Grundes, im Steinbruch am Nordfuß des Bermers bei Ruhla, am Nordwestabhang des Seimberges und am Ostfuß des Gänsberges bei Brotterode (Taf. 3, bei D).

In welcher Weise nun die weitere Metamorphose des Diabases zu krystallinem Schiefer erfolgte, und was für Varietäten dabei resultierten, hängt lediglich von den Druck- und Temperaturverhältnissen ab, denen die Gesteine jeweilig ausgesetzt waren. Becke und van Hise unterschieden zwei »Zonen« der Erdrinde, in denen je nach der Höhe des Druckes und der Temperatur verschiedenartige Derivate zu beobachten sind. Grubenmann hat in seinen »Krystallinen Schiefern« die Untersuchungen weitergeführt und schlägt außer der durch Atmosphärilien und Tagewässer beeinflußten »Verwitterungszone« drei Tiefenzonen vor (von größerer zu geringerer Tiefe fortschreitend die Kata-, Meso-, Epi-Zone), für die ein typischer

Mineralbestand, strukturelle und texturelle Eigenheiten nachweisbar sind. Doch wird man nur in seltenen Fällen erwarten dürfen, daß ein Gestein in voller Schärfe und Reinheit den Typus seiner Zone darstellt.

Daß jedoch unter bestimmten gegebenen Bedingungen die Metamorphose in ein und derselben Zone nicht stufenweise erfolgt, betont ausdrücklich ROSENBUSCH[1]: »Es wäre gewiß nicht richtig, die mineralogisch am meisten veränderten Teile des Gesteins sich dadurch entstanden zu denken, daß sie nach einander verschiedene Stadien niederer Entwicklung durchliefen; vielmehr wird an jedem Punkte des Gesteins die Umwandlung sofort denjenigen Grad erreicht haben, welchen die dem hier herrschenden Druck entsprechende Molekularbewegung bedingte.«

Die vorliegenden Amphibolite zeigen vielfach Übergänge zwischen den einzelnen Varietäten, und es haben sich bei ihnen oft Relikte aus dieser oder jener Zone erhalten. Es wird hier die Entwicklung des krystallinen Schiefers von der untersten nach der obersten Zone beschrieben, so wie sie ideal in einem geschlossenen Schichtenkomplex zu beobachten wäre. Im Gelände lassen sich aber durchaus nicht etwa an der Hand der jeweiligen Varietäten einzelne Zonen abgrenzen. In Wirklichkeit mögen ja einzelne Gesteine alle Zonen passiert haben; andrerseits zeigen manche Gesteine an deutlichen primären Merkmalen, daß sie nie den Einwirkungen der unteren Zone ausgesetzt waren, sondern lediglich in der obersten Zone ihre metamorphe Gestaltung empfangen haben. Ein Beispiel dafür sind die als Epidiabase bezeichneten Gesteinsproben, für deren Metamorphose nur geringe Druckwirkungen (also eine der oberen Zonen) angenommen wurden.

---

[1]) ROSENBUSCH, Mikr. Physiographie. 4. Aufl. 1908, II, 2, S. 1289.

II. Hauptgruppe.

Die Meso-Amphibolite.

Die Meso-Amphibolite sind das vorherrschende Gestein unseres Gebietes. Sie treten als Felsen scharf hervor und bilden jene widerstandsfähigen Schichtenkomplexe, denen der Steinbruchsbetrieb gilt.

Makroskopisch erscheinen die Gesteine in körnigen und schiefrigen Abarten. Die körnigen Amphibolite sind fast massige Gesteine, die gelegentlich eine streifige Anordnung der hellen und dunklen Gemengteile aufweisen. Sie erscheinen in der Regel gesprenkelt und lassen nur schwarzgrüne Hornblende und weißen bis rötlichen Plagioklas erkennen. Die grobkörnigen Arten sind grünlichschwarz und lassen den Plagioklas nur selten zwischen der groben Hornblende hervortreten.

Bei den schiefrigen Amphiboliten ist die Schieferung auf dem Querbruch stets gut ausgeprägt. Auf dem Hauptbruch parallel zur Schieferung beobachtet man zweifache Ausbildung. Entweder ist hier die Masse dunkelgrün bis schwarz, von winzigen Hornblendenädelchen erfüllt, die annähernd parallel liegen : nadlige bis stenglige Ausbildung ; oder sie zeigt kleinere oder größere Hornblendeindividuen in divergent-strahliger Anordnung, die manchmal schilfartig entwickelt sind und in den Zwischenräumen Plagioklaskörnchen einschließen : die früher erwähnte pseudophitische Struktur.

Von den übrigen Gemengteilen tritt der Granat in winzigen bis erbsengroßen Krystallen am deutlichsten hervor. Rutile sind äußerst selten mit bloßem Auge zu erkennen. Dagegen findet man öfter sulfidische Erze in feinen Adern, und zwar Pyrit, Kupferkies, Magnetkies. Die Klüfte sind durch Manganoxyde braun gefärbt und führen oft Kalkspatkrusten. Hier und da treten Quarzknauern und -adern auf.

Unter dem Mikroskop erweisen sich die Meso-Amphibolite als in hohem Grade metamorphosiert und bekunden durch Mineralbestand und Struktur ihre Stellung als krystalline Schiefer.

Daß die Epidiabase ihr Ausgangsmaterial sind, erweist sich durch die Erhaltung der pseudophitischen Struktur, die sehr häufig in vollendeter Schärfe vorhanden, in Überresten aber auch in stark gepreßten Gesteinen nachzuweisen ist. Gelegentlich findet sich auch noch primärer amphibolisierter Plagioklas als Diabasrelikt vor. Augit ist seltener angetroffen worden, er scheint gewöhnlich vollständig der Umwandlung anheimgefallen zu sein.

Charakteristisch für diese Stufe ist eine intensive Neubildung von Plagioklas, der in den Zwischenräumen der Hornblendestengel ein frisches Mosaik von wasserklaren Körnern darstellt. Als gänzlich neue Bildung tritt der Granat hinzu. Sobald er in größerer Menge am Aufbau teilnimmt, entsteht die Untergruppe der **Granat-Amphibolite.** Die granatfreien Gesteine sind als **Plagioklas-Amphibolite** bezeichnet.

Mineralbestand.

Hauptgemengteile: Hornblende, Plagioklas, Granat.

Nebengemengteile: Apatit, Magnetit, Eisenglimmer, Ilmenit, Titanit, Rutil, Pyrit.

Übergemengteile: Quarz (Epidot, Zoisit), Muscovit (Chlorit, Carbonate), Biotit, Turmalin.

a) Hornblende. Die Hornblende bildet im körnigen Typus große, breite Blätter, die Spaltstücke nach (110) und (010) darstellen. Die Spaltbarkeit auf den Längsschnitten parallel zur aufrechten Achse ist gut ausgeprägt und wird oft durch dünne Stengel von Eisenglimmer in den Spaltrissen noch verdeutlicht. Auf den sechsseitigen Basalschnitten bilden die Spaltrisse nach dem Prisma Winkel von 124°. Zonarstruktur ist nicht beobachtet worden, auch keine randlichen Umwachsungen. Zwillinge nach (100) kommen gelegentlich vor. Die Farbe ist im Schliff schwach grünlich bis blaugrün. Die Lichtbrechung ist ziemlich hoch, die Doppelbrechung von mittlerer Höhe. Die Auslöschungsschiefe in Schnitten nach der Längsfläche schwankt zwischen 15 und 20°. Der Pleochroismus ist bald intensiver,

bald schwächer. Das Absorptionsverhältnis ist $c > b > a$; es herrscht für Strahlen $\parallel c$ ein blaugrüner, für $\parallel b$ ein grüner, für $\parallel a$ ein gelblichgrüner Ton vor. In der Nähe der Erze wird die Farbe der Hornblende dunkler. Außer den breiten Blättern des körnigen Typus, die aber stets einer geradlinigen Endbegrenzung ermangeln und gewöhnlich ausfasern, kommen im schiefrigen Typus vorherrschend stenglige bis spießige Aggregate vor, auch Lappen und wirre Fetzen, die in strahlige oder auch reiskörnerförmige Aggregate übergehen.

Nach der mikroskopischen Analyse liegt also gewöhnliche grüne Hornblende vor, die man höchstens in einigen Formen als uralitartig, in anderen als strahlsteinartig bezeichnen könnte.

Die großblätterige Hornblende ist reich an Einschlüssen, unter denen der Plagioklas vorherrscht. Außerdem bemerkt man Körnchen von anders orientierter Hornblende, Rutil, Ilmenit, Magnetit, Zoisit, Epidot, während der Eisenglimmer selten in Körnern, desto häufiger in dünnen Stengeln auftritt. Umwandlungen der Hornblende finden statt in Biotit und Chlorit, mit denen auch Parallelverwachsungen vorkommen. Die Chloritisierung beginnt mit einem Trübwerden des betreffenden Individuums, das dann indigoblaue Polarisationsfarben zeigt; auch der Glimmer entsteht fleckweise.

b) Plagioklas. Der sekundäre Plagioklas bildet ein Mosaik von gebuchteten, rundlichen oder lappigen Körnern. Tafeln sind selten. Im Handstück ist die Farbe weiß, gelblich oder rötlich, im Schliff wasserklar. Zonarer Bau ist nicht bemerkt worden. Die Doppelbrechung ist gering und zeigt nur die graublauen Interferenzfarben der ersten Ordnung. Die einzelnen Körner erscheinen bei gekreuzten Nicols in einander verzahnt. Diese Stellen werden oft fleckig trüb. Wo eine Umwandlung eintritt, ist sie stets randlich, im Gegensatz zu der zentralen der primären Plagioklasleisten. Die Auslöschung ist oft undulös, mitunter in demselben Individuum nicht einheitlich.

Polysynthetische Zwillingstreifung ist verhältnismäßig selten; nur in wenigen Schliffen ist sie etwas häufiger. Mitunter

ist eine Lamellierung nur schwach angedeutet. Die symmetrische Auslöschungsschiefe der Lamellensysteme betrug in der Zone ⊥ (010):

Steinbruch am Nordhang des Bermer bei Ruhla:

26	25	28	29	Maximum durchschnittlich 27°,
26	25	30	27	
28	29	28	27	» » 28°,
28	26	29	27	

Dornsenberg bei Ruhla:

22	26	25	23	23	23	23	28	26	Maximum durchschnittlich 25°,
22	27	27	25	21	25	23	28	26	

Finstertannen bei Brotterode:

19	19	18	19	22	Maximum durchschnittlich ∞ 29°.
18	18	19	19	22	

Bei den wenigen zwillingsgestreiften Feldspäten anderer Schliffe schwankte das Maximum der Auslöschungsschiefe zwischen 20 und 30°. Die Lichtbrechung war höher als Kanadabalsam, der optische Charakter positiv. Demnach handelt es sich hier wohl um Labrador bis Labrador-Bytownit. Gelegentlich kommen auch kreuzweise nach dem Albit- und Periklingesetz lamellierte Feldspäte vor. Oligoklas oder Oligoklas-Andesin sind in einzelnen Körnern nachgewiesen worden, einesteils durch Messung der Auslöschungsschiefe von 9° an lamellierten Schnitten ⊥ (010), andrerseits durch Bestimmung des optisch negativen Charakters und des Wertes 2 V nahezu gleich 90°.

Als Einschlüsse beherbergen die Plagioklase »gewanderte« Hornblende, Erze, Zoisit in Leistchen, Epidot, Apatit.

c) Granat. Der Granat tritt makroskopisch in gut begrenzten Rhombendodekaedern auf. Die Farbe ist blutrot; man wird wohl mit einer isomorphen Mischung von Kalkton-, Eisenton- und Magnesiatongranat zu rechnen haben. Im Schliff ist der Granat wasserhell und zeigt oft gekörnelte Oberfläche. Kleine wohlbegrenzte vier- und sechsseitige Schnitte sind sel-

tener, dagegen häufig große verzerrte und zertrümmerte Individuen, die von Rissen schachbrettartig durchsetzt sind (Tafel 1, Fig. 3). Oft ist jede gradlinige Begrenzung verloren gegangen, und es sind nur noch Anhäufungen kleiner Körnchen vorhanden. Kelyphitische Kränze sind recht selten und undeutlich. Meistens geht die Umwandlung von den Spaltrissen aus, und der Granat wird allmählich durch Neubildungen von Hornblende + Plagioklas + Erz ersetzt, seltener durch solche von Epidot + Chlorit.

d) Apatit. Der Apatit tritt häufig in hellgrünen Säulchen und sechsseitigen, ziemlich großen Basalschichten auf, die mitunter einen zentralen Einschluß beherbergen.

e) Magnetit. Als Magnetit sind wohl jene opaken Körner aufzufassen, die sich nicht durch eine Leukoxenrinde als titanhaltig erweisen, häufig aber an den Rändern blutrot in Eisenglimmer übergehen.

f) Ilmenit. Der Ilmenit ist stets in größerer Menge vorhanden und häufig durch wohlbegrenzte, sechsseitige Täfelchen leicht kenntlich. Meistens jedoch hat er seinen Metallglanz verloren und erscheint dann in dunkelbraunen bis schwarzen, zerrissenen Lappen. Skelettartige Formen sind nicht selten (Tafel 1, Fig. 6). Fast stets ist er randlich von pelzigem »Titanomorphit« umgeben.

g) Rutil. Der Rutil tritt massenhaft in unregelmäßigen Körnern auf. Die Farbe ist lichtgelb bis gelbbraun, bei schwächeren Objektiven durch Reflexe dunkler. In den lichteren Exemplaren zeigt er bei gekreuzten Nicols chromatische Polarisation, die aber gewöhnlich durch die Eigenfarbe verdeckt ist. Auch randliche Umwandlung in Titanit ist beobachtet worden. Selten tritt der Rutil in kleinen Säulchen auf, ein einziges Mal ist er als knieförmiger Zwilling gefunden worden. Öfter jedoch überzieht er als »Sagenit« in einem dichten Gewirr sich kreuzender Nädelchen die großen Hornblenden. Diese Titansäure stammt wohl aus den Augiten, bei deren Uralitisierung sie frei geworden ist.

h) Pyrit. Der Pyrit ist im Schliff selten in quadratischen und rechteckigen Querschnitten, häufiger in unregelmäßigen Körnern anzutreffen. Vom Magnetit läßt er sich im auffallenden Licht durch seine gelbe Farbe gut unterscheiden. Er zeigt Neigung zur Limonitbildung.

i) Quarz. Der Quarz findet sich in kleineren oder größeren Körnern im Plagioklasmosaik. Er ist teils primärer Gemengteil, teils sekundär bei der Amphibolisierung der Plagioklasleisten entstanden. Auch als Fremdling, als Mineral späterer Hohlraumausfüllung ist er anzutreffen. Gewöhnlich ist er von »margarit«artigen Schnüren winziger Rutilperlen durchzogen.

k) Muscovit. Der Muscovit in hellschimmernden Blättchen ist meistens in geringer Menge nachzuweisen.

Epidot und Zoisit treten nur verstreut auf, sie spielen später bei den Epi-Amphiboliten eine bedeutende Rolle. Chlorit und Carbonate sind Zersetzungsprodukte und werden auch erst in der oberen Zone wichtig. Turmalin und der schwarzbraune Biotit sind Kontaktmineralien und sollen an der geeigneten Stelle beschrieben werden.

l) Biotit. Außer dem frischen, dunklen Biotit des Granitkontaktes ist noch ein stark ausgebleichter, chloritischer Biotit zu beobachten, der in den Spaltrissen Erztupfen führt. Schon makroskopisch fällt er durch seine Lage im Gestein auf. Er steht mit der breiten Fläche senkrecht zur Schieferung und parallel zu dem beschriebenen faltenartigen Kluftsystem. Außerdem ist er häufig gebogen oder aufgeblättert. Mitunter kennzeichnen ihn Einschlüsse mikrolithischer Epidotkryställchen. Dieser Biotit ist demnach wohl als Produkt der Druckmetamorphose aufzufassen.

Struktur.

Die Meso-Amphibolite zeigen außer der pseudophitischen auch von dem Diabas unabhängige, selbständige Strukturen, die die Verschiedenartigkeit der beschriebenen Texturen ver-

ursachten. Becke schlägt für die Strukturen der krystallinen Schiefer besondere Bezeichnungen vor.

Die körnigen, gesprenkelten Amphibolite haben granoblastische (Pflaster-, gabbroide, cyklopische, Hornfels-) Struktur, die ihre Entstehung dem reich entwickelten Plagioklasmosaik verdankt. Die neugebildeten rundlichen Aggregate verwischen die ursprüngliche Leistenbegrenzung und umschließen als körnige Grundmasse die Hornblende, die unter verändertem, mehr allseitigem Druck gleichfalls die Leistenform aufgegeben und sich seitlich durch Anwachsen neuer Substanz verbreitert hat. Hat die Hornblende im Wachstum und in der Menge den Plagioklas übertroffen, so resultieren porphyroblastische (porphyrische) Strukturen mit granoblastischem Grundgewebe. Diese Gesteine sind grobkörnig, ohne Sprenkel und zeigen kaum eine schwache Schieferung. Der Druck ist demnach wohl hydrostatischer Natur gewesen. Erhält die Hornblende jedoch dünnstenglige, spießige oder faserige Ausbildung, so entstehen nematoblastische fasrige Strukturen. Solche Gesteine sind feinkörnig, dunkelfarbig und zeigen nur auf dem Querbruch feine Sprenkel.

Die schiefrigen Amphibolite weisen schon durch ihre Textur auf Streßwirkungen hin. Doch kann die Ausbildung nach Grubenmann verschiedenartig sein, je nachdem ob (auf ein dreiachsiges Koordinatensystem bezogen) zwei Richtungen geringeren Druckes senkrecht auf einer Richtung maximalen (I), oder zwei Richtungen stärkeren Druckes senkrecht zu einer minimalen Druckrichtung (II) stehen. Im ersten Falle (Krystallisationsschieferung Becke's) wird die Bildung lamellarer bezw. pinakoidaler Formen begünstigt. Dazu gehören die Gesteine mit deutlicher Lagenanordnung oder Schieferung, die auf dem Querbruch nur abwechselnd Streifen von Hornblende und Plagioklas zeigen (Tafel 1, Fig. 4), auf dem Hauptbruch jedoch entweder unorientierte breite Hornblendeblätter mit dazwischen liegendem Mosaik in granoblastischer Ausbildung oder aber in schönster Erhaltung die pseudophitische Struktur aufzuweisen haben (Tafel 1, Fig. 5).

Im zweiten Falle der Druckverteilung (»scheinbare Streckungen« GRUBENMANN's) entstehen lineare bezw. prismatische Formen, indem an Stellen, die in der Druckrichtung liegen, Substanz aufgelöst und in der Richtung senkrecht dazu abgelagert wird (RIECKE's Prinzip). Hierher sind die feinkörnigen, schiefrigen Amphibolite zu rechnen, deren Hauptbruch neben kleineren Komponenten langstenglige Hornblende mit annähernder Parallelordnung zeigt (Tafel 1, Fig. 8), sowie auch die durch pegmatitähnlich verwachsene, kurzstenglige Hornblende diablastisch (siebartig) struierten Gesteine (Tafel 1, Fig. 6). Die poikiloblastische Struktur entsteht, wenn größere Komponenten kleinere Idioblasten umwachsen (Tafel 1, Fig. 9).

Daß die Meso-Amphibolite metamorphe Gebilde einer mittleren Zone sind, für die GRUBENMANN hohe Temperaturen, wenig hydrostatische, aber vorwiegend Streßwirkungen annimmt, erhellt deutlich aus mehreren Beobachtungen. Die bei den Epidiabasen eingeleiteten Umkrystallisationen werden in dieser Stufe bis zur Konsequenz fortgeführt. Mechanische Deformationen sind in den körnigen Gesteinen selten, ein Zeichen, daß die chemische Umwandlung die Druckwirkungen nahezu absorbierte. Deswegen ist bei einigen granoblastisch struierten auch keine Lagenverteilung nach breiten Flächen zum Ausdruck gekommen. Kataklase ist aus demselben Grunde kaum zu beobachten. Im übrigen sind Produkte, die auf eine Entmischung hinweisen, reichlich vorhanden. Bei der Amphibolisierung des Augits wird die in ihm enthaltene Titansäure frei, die jetzt als Rutil in braunen Staubanhäufungen oder als Sagenit die Hornblendeblätter überzieht. Daß die Umwandlung der Plagioklasleisten in Hornblende im Epidiabas zentral ihren Anfang nahm, deutet auf einen leichter zersetzlichen, basischen Kern, wie er ja bei den Kalknatronfeldspäten häufig ist, während die länger erhaltenen oft noch in den Meso-Amphiboliten anzutreffenden Randzonen wohl aus saurerer Substanz

bestanden, was auch durch das Auftreten des Muscovits bei ihrer Umbildung bestätigt wird.

Schließlich sei noch an die Umwandlung des Ilmenits in Rutil und Titanit erinnert. Sämtliche dieser Umkrystallisationen stehen unter dem Einfluß des Volumgesetzes, wonach sich unter Druck die spezifisch schwereren Modifikationen heteromorpher Mineralien bilden, die das kleinste Melokularvolumen $\left(\frac{\text{Molekulargewicht}}{\text{Spez. Gew.}}\right)$ einnehmen.

Bei anhaltendem Streß folgen die Umkrystallisationen außer dem Volumgesetz nach Riecke's Prinzip, wonach an Stellen stärksten Druckes infolge gesteigerter Löslichkeit Substanz aufgelöst und an Stellen schwächeren Druckes wieder abgelagert wird. Auf diese Weise resultieren die schiefrigen Amphibolite, bei denen die Mehrzahl der Umwandlungen bruchlos erfolgt ist. Kataklase äußert sich da, wo in der Grundmasse größere Quarze auftreten, die ja als typische Träger solcher Beeinflussungen gelten. Gebrochene und verschobene Hornblendestengel sind seltener anzutreffen, häufiger derartige Zoisitleisten. In stark geschieferten Gesteinen sind auch die Erze zertrümmert und zu Reihen ausgezogen.

Die Meso-Amphibolite finden sich allenthalben in großer Verbreitung, doch herrschen die körnigen Gesteine im Ruhlaer Gebiet, die schiefrigen im Gebiet von Brotterode vor. Fundpunkte für Granat-Amphibolite sind: Bermer, Hinter-Engestieg, Branntweinswerst, Dornsenberg, Lohscheid bei Ruhla und Finstertannen und Leimbach bei Brotterode; Plagioklas-Amphibolite stehen an: am Ringberg, im Steinbruch am Bahnhof, am Bermer, Engestieg, Mittelrain, Dornsenberg bei Ruhla und am Westhang des Seimberges, an der Eller und am Neueweg bei Brotterode.

Doch nicht immer sind die Meso-Amphibolite in jenem frischen Zustande erhalten, wie sie als Granat- und Plagioklas-Amphibolite beschrieben worden sind. Besonders bei den Granaten macht sich eine weitere Umbildung bemerkbar. Die ur-

sprünglich wohlbegrenzten, im Schliff wasserklaren Krystalle erscheinen vollkommen zersprungen und auseinander gequetscht. In den Sprüngen siedelt sich Hornblende an, die oft chloritisches Aussehen hat. Dann erfolgen die beim Granat angegebenen Umwandlungen. Diese Prozesse sind besonders in den körnigen Amphiboliten zu beobachten, wo unter annähernd allseitigem Druck die chemische Umsetzung den Spannungsausgleich herstellte. In den schiefrigen Amphiboliten überwog die mechanische Beeinflussung, so daß dort die Granaten vollkommen zertrümmert und gleichfalls in Reihen auseinandergezogen wurden. Oft bezeichnen nur Häufchen von Trümmern sein ehemaliges Vorhandensein. Solche Granat-Amphibolite gehen dann vollkommen in Plagioklas-Amphibolite über.

Manche der schiefrigen Amphibolite leiten zu einer höher gelegenen Druckstufe hin. Sie kennzeichnen sich durch ein trübes Plagioklasmosaik mit undulöser Auslöschung, dessen einzelne Körnchen randlich verschwommen erscheinen. Zwischen ihnen bemerkt man Carbonattupfen und häufiger noch Chloritschüppchen, die wegen ihres (OH)-Gehalts auf das Vorhandensein von Wasser und auf nicht allzu hohe Temperaturen hindeuten. Auch Zoisit und Epidot erscheinen öfter im Mosaik und stellen durch ihr Auftreten in größerer Menge die Verbindung mit den Gesteinen der nächst höheren Zone dar, den Epi-Amphiboliten.

III. Hauptgruppe.

Die Epi-Amphibolite.

Die Epi-Amphibolite sind Hornblendegesteine, deren Plagioklas teilweise oder gänzlich durch eine saussüritartige Substanz oder durch einzelne Mineralien derselben ersetzt wird, nämlich durch Zoisit, Epidot, Chlorit, Kalkspat und Muscovit in wechselnder Mischung. Es können hierbei Meso-Amphibolite in Frage kommen, die in die Epizone versetzt wur-

den, wie auch Epidiabase, die keine tiefere Zone erreicht haben. Demgemäß wird man Relikte in Mineralbestand und Struktur von beiden zu erwarten haben.

a) Zoisit-Amphibolite.

Die Zoisit-Amphibolite stehen den Meso-Amphiboliten am nächsten und sind ihnen makroskopisch äußerst ähnlich. Sie bilden körnige, dunkelgrün und hell gesprenkelte Gesteine, die selten eine Schieferung andeuten. Die hellen Tupfen sind oft reinweiß und größer als die dunklen. Manche Vorkommen sind hellfarbig, gefleckt und von splittrigem Bruch.

Unter dem Mikroskop erscheint die Hornblende in Blättern und Stengeln mit deutlicher pseudophitischer Struktur. Die Zwischenräume enthalten an Stelle des Plagioklasmosaiks eine zerkörnelte, blaugrün polarisierende Masse, deren hohe Lichtbrechung sich durch ein vorzügliches Relief[1]) kundgibt. Bei stärkerer Vergrößerung entwirren sich diese »zuckerkörnigen« Aggregate als winzige Leisten von rhombischem Zoisit. Größere Leisten finden sich oft als Einschluß in Hornblendeblättchen und zeigen sehr deutlich gerade Auslöschung. In Gesteinen, die infolge Schwindens der pseudophitischen Struktur eine größere Bewegungsfreiheit boten, sind die Zoisitleisten groß und schön entwickelt und verdrängten dann den Plagioklas vollständig.

Mineralbestand.

Hauptgemengteile: Hornblende, Plagioklas neben Zoisit.
Nebengemengteile: Apatit, Magnetit, Rutil, Titanit.
Übergemengteile: Quarz, Epidot, Chlorit, Calcit, Muscovit, Eisenglimmer.

Die Strukturen der Zoisit-Amphibolite sind, wie schon durch die wenig schiefrige, körnige Textur und den splittrigen Bruch angedeutet wird, vorwiegend pseudophitisch mit granoblastischem Grundgewebe oder poikiloblastisch.

---

[1]) Tafel 1, Fig. 7.

Die Bildungsverhältnisse der Zoisit-Amphibolite liegen an der Grenze der Meso- und Epi-Zone. Für die Meso-Zone sprechen das granoblastische Gefüge, die Erhaltung der pseudophitischen Struktur, das Fehlen des Ilmenits, der sich völlig in Magneteisen und den spezifisch schwereren Rutil umgesetzt hat; für die Epi-Zone zeugen die beginnende Schieferung, das Auftreten von Chlorit, Epidot und Calcit, die Umsetzung des Rutils weiterhin in Titanit, die Verbreitung des Eisenglimmers.

Zoisit-Amphibolite finden sich im Steinbruch am Bahnhof, am Bermer, an der Mosbachquelle und am Gömigenstein bei Ruhla.

In manchen Epi-Amphiboliten besteht die erwähnte feinkörnige, das Plagioklasmosaik ersetzende Masse nicht allein aus Zoisit, sondern noch aus Epidot, Chlorit- und Hornblendeschüppchen, Muscovit, Calcit und wenig Plagioklaskörnchen. Diese Gesteine kann man bezeichnender Saussürit-Amphibolite nennen. Sie finden sich am oberen Ende des Ungeheuren Grundes bei Ruhla.

b) Epidot-Amphibolite.

Auch bei den Epidot-Amphiboliten deuten pseudophitische Struktur oder primärer amphibolisierter Plagioklas auf verschiedene Ursprungsgesteine. Sie treten in denselben Typen auf wie die Meso-Amphibolite. Von ihnen lassen sie sich makroskopisch nur dann unterscheiden, wenn der Epidot in reichlicher Menge auftritt und zusammen mit dem nie fehlenden Chlorit an Stelle der weißen Plagioklastupfen gelb- bis saftgrüne Flecken hervorruft.

Im Schliff tritt der Epidot durch lebhafte Polarisationsfarben hervor, die in demselben Individuum selten einheitlich sind. Gelegentlich finden sich gutbegrenzte Schnitte nach der Symmetrieebene mit angedeuteter Spaltbarkeit. Häufig jedoch ist das Mineral fein zerkörnelt und mit Calcit vermengt. Der Chlorit ist ein ständiger Begleiter, der so reichlich werden kann, daß man solche Gesteine Epidot-Chloritamphibolite nen-

nen muß. Er entsteht durch Umwandlung des Plagioklases, wobei auch Carbonate resultieren. Wo diese im Schliff seltener werden, beobachtet man, daß von titanhaltigen Mineralien ausschließlich Titanit auftritt. In diesem Fall hat der Kalkgehalt des Gesteins nach Leppla[1]) vornehmlich dazu gedient, den Ilmenit durch Aufnahme von Kalk und Auslaugung des Eisens in Titanit überzuführen. Daher wird auch der Eisenglimmer häufiger. Zonare Übergänge von Ilmenit → Rutil → Titanit sind sehr schön zu beobachten. Der sonst so häufige Rutil tritt nur noch in skelettartigen Resten auf. Zoisit ist in scharf begrenzten Leisten mit gerader Auslöschung stets anzutreffen. Der Quarz hebt sich in klareren Körnern deutlich aus der körneligen und trüben Grundmasse heraus.

Mineralbestand.

Hauptgemengteile: Hornblende, Plagioklas neben Epidot, Chlorit.

Nebengemengteile: Apatit, Magnetit, Rutil, Titanit.

Übergemengteile: Quarz, Muscovit, Zoisit, Calcit, Eisenglimmer — Biotit.

Die Textur der Epidot-Amphibolite ist krystallisationsschiefrig; die Strukturen sind klein granoblastisch, nematoblastisch und poikiloblastisch.

Der Mineralbestand mit vorwiegend hydroxylhaltigen Komponenten von großem Molekularvolumen ist typisch für die Epizone.

Epidot-Amphibolite finden sich am Südabhang des Spitzigen Steins, am Bermer, am Engestieg bei Ruhla und am Seimberg bei Brotterode.

c) Chlorit-Amphibolite.

Zu den Chlorit-Amphiboliten zählen die Gesteine, die bei vollständig frischer Hornblende den Chlorit als Plagioklasersatz enthalten. Von der Umwandlung sind sowohl Meso-

[1]) N. Jahrb. f. Min. 1882, II, S. 127.

Amphibolite mit pseudophitischer Struktur betroffen worden als auch Epidiabase. So trifft man außer sämtlichen beschriebenen Mineralien und Strukturen auch noch Augite als Primärrelikte an.

Während in den Epidot-Amphiboliten die Umwandlung des Plagioklases in Chlorit + Calcit nur nebensächliche Bedeutung hatte, spielt sie hier eine große Rolle. Dabei kann die Chloritisierung noch bei recht frischem Plagioklas erfolgen. Die rosettenartigen oder fächerförmigen Chloritschuppen verdrängen mitunter den Plagioklas gänzlich; sie sind im Schliff farblos, löschen bei gekreuzten Nicols durchaus undulös aus und zeigen schwarzgrüne bis dunkelgraue Polarisationsfarben. Die niedrige Doppelbrechung und die scheinbare optische Einachsigkeit lassen wohl auf Pennin schließen. Carbonate können vorhanden sein, aber auch fehlen. Von Titanmineralien treten bald Rutil und Titanit, bald Titanit allein auf. Eisenglimmer als Spaltenansatz in der Hornblende ist häufig.

Mineralbestand.

Hauptgemengteile: Hornblende, Plagioklas neben Chlorit.
Nebengemengteile: Magnetit, Rutil, Titanit.
Übergemengteile: Quarz, Epidot, Zoisit, Calcit. — Biotit.

Die Struktur ist abhängig vom Ausgangsmaterial. Sie bleibt bei der Umwandlung des Plagioklases vollkommen erhalten, nur daß an Stelle des granoblastischen Plagioklasmosaiks die lepidoblastisch (schuppig) struierten Chloritaggregate treten.

Auch hier weist das Umwandlungsmaterial auf die wasserführende Epizone.

Die Chlorit-Amphibolite, die wegen der noch frischen Hornblende und der nur den Feldspat betreffenden Chloritisierung noch nicht zu den Chloritschiefern gerechnet werden können, fehlen im Brotteroder Gebiet, finden sich aber bei Ruhla allenthalben, besonders typisch am Breitenberg.

IV. Hauptgruppe.

Die Chloritschiefer.

Die Chloritschiefer sind makroskopisch meist dünnschiefrige, graugrüne Gesteine, die auf den Schieferungsflächen von fahlblauen, chloritischen Häutchen überzogen sind. Die ungeschieferten Chloritfelse dagegen sind schuppige, fast massige Gesteine von grüner Farbe. Alle bisher beschriebenen Epidiabase und Amphibolite können in Chloritschiefer übergehen.

Zunächst siedelt sich parasitär auf den Blättern und Stengeln Chlorit an, der die Hornblende im Schliff weniger durchsichtig macht und bei gekreuzten Nicols die meist hellen Polarisationsfarben derselben indigoblau oder schwärzlichgrün erscheinen läßt. Allmählich verbreitern sich die Spaltrisse, der Eisenglimmer breitet sich aus und geht oft in Limonit über, Carbonate erscheinen in breiten Flatschen, und das Hornblendeblättchen wird zu einem Netzwerk von chloritisierten Hornblendefasern, dessen Maschen Carbonatkörner ausfüllen. Ist hier und da noch frische Hornblende erhalten, so könnte man solche Gesteine als Amphibol-Chloritschiefer bezeichnen. Bei fortgeschrittener Chloritisierung jedoch gehen selbst die Umrisse ehemaliger Hornblendeindividuen vollständig verloren, besonders, wenn der Chlorit, der auch hier Pennin ist, seine rosettenförmigen Schuppen entwickelt.

Mineralbestand.

Hauptgemengteile: Hornblende neben Chlorit.

Nebengemengteile: Apatit, Magnetit (Eisenglimmer, Limonit), Rutil, Titanit.

Übergemengteile: Plagioklase, Carbonate, Epidot, Quarz, Muscovit. — Biotit, Turmalin.

Die Textur ist krystallisations- und mechanisch-schiefrig. Die Struktur ist nematoblastisch oder lepidoblastisch.

Die Chloritisierung sämtlicher Gemengteile entspricht einer

sehr hohen Bildungszone, die nahe der Verwitterungszone liegen muß. Chemische Umsetzung unter Druck findet hier nicht mehr statt, der Spannungsausgleich erfolgt auf mechanischem Wege. Deswegen erscheinen die letzten noch vorhandenen körnigen Komponenten, besonders die Quarze, trotz des nur mehr geringen einseitigen Druckes kataklastisch beeinflußt. Sie sind zersprungen, auseinandergedrückt und führen in den Bruchspalten die mörtelig struierten Zerstörungsprodukte. Auch der Titanit ist vollständig zerkörnelt und in Reihen gezogen. Die chemische Umwandlung des Mineralbestandes kommt nur noch mit Hilfe zirkulierenden Wassers zustande, das wohl die Magnesia zu der überaus reichen Chloritbildung herbeiführte. Andererseits sind durch das Wasser die Alkalien zum Teil ausgelaugt und die Eisenerze häufig in Limonit umgewandelt worden. Auch der Calcit ist durch das Wasser an andere Stellen versetzt und vorzugsweise auf Klüften niedergeschlagen worden.

Chloritschiefer kommen im Zusammenhang mit Amphibolit vor: am Bermer, am Engestieg, am Gömigenstein und am Ringberg; reine Chloritfelse finden sich als Einlagerungen am Dichterhain des Ringberges, auf der oberen Straße vom Bahnhof Ruhla nach Heiligenstein und am Gömigenstein.

Chemismus.

Nachdem der Nachweis geführt worden ist, daß in den Amphiboliten Diabasrelikte aufzufinden sind, und daß sich die in Mineralbestand und Struktur verschiedenartigsten Amphibolit-Varietäten aus dem Epidiabas herleiten lassen, muß untersucht werden, wie sich chemisch der Gesamtmineralbestand zu der Zusammensetzung des diabasischen Magmas verhält.

Da ein krystalliner Schiefer selbst bei gänzlich metamorphem Mineralbestande die chemische Zusammensetzung seines Ursprungsmaterials in gewissen Grenzen beizubehalten pflegt, wird die Analyse fast ausnahmslos für die Beurteilung eines Schiefers von ausschlaggebender Bedeutung sein.

Um die vorliegenden Gesteinsserien in chemischer Hinsicht vergleichen zu können, sind in der folgenden Tabelle 4 Analysen[1]) der abweichendsten Varietäten neben einander gestellt worden. Zum Vergleich sind noch vier weitere Analysen diabasischer Amphibolite nach Literaturangaben beigefügt.

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.
SiO_2	50,54	60,70	52,44	45,34	48,29	48,77	47,26	52,37
TiO_2	0,36	1,13	1,90	0,75	1,79	0,88	0,30	0,59
Al_2O_3	15,81	15,58	16,21	9,25	13,94	18,74	14,26	15,55
Fe_2O_3	3,17	2,16	2,31	3,35	9,61	7,21	} 16,40	} 14,60
FeO	8,27	4,26	8,59	11,01	4,20	3,43		
CaO	8,24	5,49	6,38	5,63	9,18	9,47	9,98	8,21
MgO	6,27	3,68	4,93	18,60	6,80	6,00	7,87	5,12
K_2O	2,06	0,99	1,75	0,34	1,00	1,13	} 3,00	0,13
Na_2O	2,94	4,20	3,60	1,37	3,54	3,24		2,45
H_2O	2,38	0,90	1,11	4,37	1,39	1,04	0,37	1,07
SO_3	Spur	0,14	0,24	0,16	—	—	—	—
S	0,14	—	—	—	—	—	—	—
P_2O_5	0,23	0,24	0,37	0,18	—	—	—	0,7
MnO	0,05	—	—	—	—	—	—	—
Summa	100,41	99,52	99,83	100,35	99,74	99,91	99,59	100,79
Spez. Gewicht	2,954	2,735	2,909	2,995	3,131	2,910	3,021	2,929
Analytiker	Eyme	Lindner		Klüss	Hezner		E. E. Schmid	

Noch nicht veröffentlicht:

1. Epidiabas vom Hinter-Engestieg bei Ruhla.
2. Körniger Plagioklas-Amphibolit vom Engestieg bei Ruhla. Viel Quarz.
3. Schiefriger Plagioklas-Amphibolit bei 6,35 km der Bahnstrecke Brotterode-Klein-Schmalkalden.
4. Hornblende-Chloritfels vom Engestieg bei Ruhla.

Aus der Literatur:

5. Granat-Amphibolit von Umhausen im Ötztal, Tirol. Hezner, »Eklogite und Amphibolite«. Tschermak's Min. u. Petr. Mitt., XXII, 1903, S. 543.

[1]) Die Analysen 1—4 sind noch nicht veröffentlichte Analysen aus dem Laboratorium der Königl. Preuß. Geologischen Landesanstalt, die mir Herr Geh. Bergrat Prof. Scheibe in liebenswürdiger Weise zur Verfügung gestellt hat.

6. Plagioklas-Amphibolit von Sölden im Ötztal, Tirol. Ebenda S. 570.
7. Grünstein vom Westabhang des Ehrenberges bei Ilmenau. 88 % Hornblende. E. E. Schmid, »Der Ehrenberg bei Ilmenau.« Jena 1876.
8. Grünstein vom Westabhang des Ehrenberges bei Ilmenau. 62 % Hornblende. Ebenda.

Recht anschauliche Vergleichswerte erhält man, wenn man die Analysen in die »Gruppenwerte« Grubenmann's umrechnet, wie es im Folgenden beispielsweise für die Analyse 1 durchgeführt ist.

	a	b	c	d	e
	Werte der Analyse 1	Reduktion	Umrechnung auf 100	Molekular-proportionen	Molekular-prozente
SiO_2	50,54	50,91	53,07	87,87	56,0
TiO_2	0,36	—	—	—	—
Al_2O_3 . . .	15,81	15,81	16,48	16,12	10,3
Fe_2O_3 . . .	3,17	—	—	—	—
FeO	8,27	9,70	10,11	14,06	9,0
CaO	8,24	8,24	8,59	15,31	9,8
MgO	6,27	6,27	6,54	16,19	10,3
K_2O	2,06	2,06	2,15	2,28	1,5
Na_2O	2,94	2,94	3,06	4,93	3,1
H_2O	2,38	—	—	—	—
SO_3	Spur	—	—	—	—
S	0,14	—	—	—	—
P_2O_5	0,23	—	—	—	—
Summa	100,41	95,93	100,00	156,76	100,0

Von den Werten der Bauschanalyse (Rubrik a) sind TiO_2 und P_2O_5 in äquivalentes SiO_2 umgerechnet und zu diesem addiert worden. Der Wert für Fe_2O_3 ist als äquivalentes FeO zu letzterem geschlagen worden. Die Werte für H_2O, SO_3 und S wurden vernachlässigt (Rubrik b). Dann sind die sieben restierenden Werte summiert und auf die Zahl 100 umgerechnet worden (Rubrik c). Die »Molekular-Proportionen« (Rubrik d) wurden durch Division der letzten sieben Werte durch die entsprechenden Molekulargewichte gewonnen, die endlich wieder auf 100 umgerechnet worden sind (Rubrik e). Aus den so erhaltenen »Molekular-Prozenten« werden die sieben »Gruppenwerte« Grubenmann's zusammengesetzt, die dieser wie folgt erklärt (II, S. 12 f.):

»S bedeutet die Menge des vorhandenen SiO_2;
A gibt die Summe der Alkalien, die im Verhältnis von 1 : 1 durch Tonerde gebunden werden;
C gibt die Menge von CaO, die ebenfalls im Verhältnis 1 : 1 durch Tonerde gebunden wird;
F gibt die Summe von FeO und MgO. Reichte die Tonerde nicht aus, um alles CaO im angegebenen Verhältnis zu binden, so wird der restierende Anteil an CaO zu F geschlagen;
M ist eben dieser in F untergebrachte eventuelle Rest von CaO;
T ist der Tonerderest, welcher nach der Sättigung der Alkalien und des CaO mit Al_2O_3 (1 : 1) noch übrig bleiben kann;
K endlich ist die Menge des vorhandenen SiO_2 im Verhältnis zu den übrigen Oxyden, entsprechend Osann's Quotienten $K = \frac{S}{6A + 2C + F}$.«

Danach erhält man im gewählten Beispiel folgende Gruppenwerte:

$$
\begin{aligned}
S &= && = 56{,}0\\
A &= 1{,}5 + 3{,}1 && = 4{,}6\\
C &= 10{,}3 - (1{,}5 + 3{,}1) && = 5{,}7\\
F &= 9{,}0 + 10{,}3 + (9{,}8 - 5{,}7) && = 23{,}4\\
M &= 9{,}8 - 5{,}7 && = 4{,}1\\
T &= 10{,}3 - (1{,}5 + 3{,}1 + 5{,}7) && = 0{,}0\\
K &= \frac{56{,}0}{6 \times 4{,}6 + 2 \times 5{,}7 + 23{,}4} && = 0{,}9.
\end{aligned}
$$

Für die übrigen Analysen sind die »Molekularprozente« und »Gruppenwerte« nachstehend in Tabellen zusammengestellt.

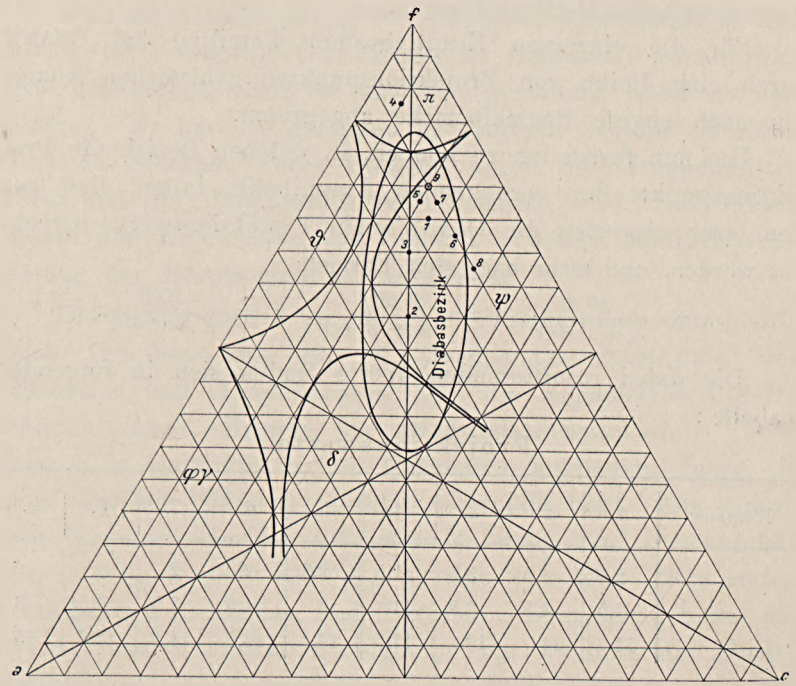
Molekularprozente.

Nummer	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.
SiO_2	56,0	67,4	59,6	46,5	53,4	53,9	54,9	61,8
Al_2O_3	10,3	10,1	10,6	5,6	9,2	12,0	9,7	10,7
FeO	9,0	5,0	8,9	10,6	11,6	9,0	6,0	5,4
CaO	9,8	6,4	7,6	6,1	10,6	11,1	12,4	10,3
MgO	10,3	6,0	8,2	28,1	10,9	9,8	13,6	8,9
K_2O	1,5	0,7	1,2	0,2	0,7	0,8	3,4	0,1
Na_2O	3,1	4,4	3,9	2,9	3,6	3,4		2,8
Sa.	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Gruppenwerte.

Nummer	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9. [1])
S	56,0	67,4	59,6	46,5	53,4	53,9	54,9	61,8	5,3
A	4,6	5,1	5,1	3,1	4,3	4,2	3,4	2,9	3,9
C	5,7	5,0	5,5	2,5	4,9	7,8	6,3	7,8	5,8
F	23,4	12,4	19,2	42,3	28,2	22,1	25,7	16,8	29,9
M	4,1	1,4	2,1	3,6	5,7	3,3	6,1	2,5	6,9
T	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
K	0,9	1,3	1,0	0,7	0,9	0,9	0,9	1,2	0,8

Figur 2.



Die Gruppenwerte der einzelnen Analysen dienen dazu, um den chemischen Charakter des Gesteins in OSANN's Projektionsdreieck graphisch darzustellen.

[1]) Gruppenmittel nach GRUBENMANN.

In seinem »Versuch einer chemischen Klassifikation der Eruptivgesteine« hat Osann die Projektionspunkte zahlreicher Eruptivgesteinsserien aufgeführt. Dabei ergibt sich, daß die Punkte verwandter Gesteine bestimmte Partieen im Dreieck einnehmen, was zur Zerlegung des Dreiecks in abgegrenzte »Bezirke« geführt hat. Diese Bezirke bedeuten demnach den Projektionsbereich der verschiedenen Magmen, die Rosenbusch in seiner »Kerntheorie« angegeben hat.

Im beigefügten Osann'schen Projektionsdreieck bedeuten φ und γ den Bereich der foyaitischen und granitischen, ϑ der theralithischen, π der peridotitischen, ψ der gabbroidischen und δ der granitodioritischen Magmen.

Für die einzelnen Eruptivgesteins-Familien hat Osann durch eine Reihe von Projektionspunkten zahlreicher Analysen nach engere Spezialbezirke abgegrenzt.

Um nun feststellen zu können, in welchen Bezirk die Projektionspunkte der vorliegenden Amphibolite fallen, sind aus den Gruppenwerten die Osann'schen Projektionswerte berechnet worden, und zwar nach den Formeln

$$a = \frac{20\,A}{A+C+F},\quad c = \frac{20\,C}{A+C+F},\quad f = \frac{20\,F}{A+C+F}.$$

Die dabei resultierenden Werte finden sich in folgender Tabelle:

Projektionswerte.

Nummer	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.[1])
a	2,5	4,5	3,5	1,5	2,5	2	2	2	2
c	3,5	4,5	3,5	1	3	4,5	3,5	5,5	3
f	14	11	13	17,5	14,5	13,5	14,5	12,5	15

Wie aus dem beigefügten Osann'schen Dreieck ersichtlich ist, fallen die Projektionspunkte der Amphibolitanalysen deutlich in den Diabasbezirk. Da nun die Analyse von Rosenbusch, Osann, Grubenmann u. a. als sicheres Zeichen

[1]) Gruppenmittel nach Grubenmann.

für den Ursprung eines krystallinischen Schiefers angegeben wird, dürfte auch in chemischer Beziehung der Beweis erbracht sein, daß die Amphibolite des nordwestlichen Thüringer Waldes diabasischer Herkunft sind.

Daß der hohe Kieselsäuregehalt der Analyse 2 einzig und allein auf das Vorhandensein von freiem Quarz zurückzuführen ist, geht schon daraus hervor, daß der Gruppenwert K größer als 1 ist, ein Wert, der nach GRUBENMANN (II, S. 13) stets auf einen Gehalt an freiem Quarz hindeutet.

Klassifizierung.

Was die Klassifizierung der Amphibolite anbelangt, so sind für sie die Vorschläge GRUBENMANN's angewandt worden. Das erste Einteilungsprinzip ist nach dem genannten Autor ein chemisches. Er hat die gesamten krystallinen Schiefer in zwölf Gruppen geordnet, deren Stellung durch die Gruppenmittelwerte und die Projektionswerte bezeichnet wird. Das System ist auf den Ergebnissen von OSANN's »Versuch einer Klassifizierung der Eruptivgesteine« aufgebaut.

Die beschriebenen Amphibolite gehören nach den gefundenen Gruppenwerten zur IV. Gruppe GRUBENMANN's, den »Eklogiten und Amphiboliten«, und die zugehörigen Chloritschiefer zur V. Gruppe der »Magnesiasilikatschiefer«. Jede Gruppe ist weiterhin in drei Ordnungen gegliedert, denen ein physikalisches Einteilungsprinzip zugrunde liegt. Die einzelnen Ordnungen werden unterschieden nach dem typomorphen Mineralbestand und nach den in den einzelnen Tiefenstufen herrschenden Strukturen und Texturen. Demnach gehören die Granat- und Plagioklas-Amphibolite zur zweiten, die Zoisit-, Epidot- und Chlorit-Amphibolite zur dritten Ordnung der IV. Gruppe. Die Chloritschiefer rechnen bereits zur 3. Ordnung der V. Gruppe.

Eingangs ist erwähnt worden, daß es wohl hauptsächlich Druckwirkungen waren, unter denen die Diabase zu Amphiboliten und Chloritschiefern metamorphisiert wurden, obwohl Einflüsse des Granitkontaktes deutlich zu beobachten sind. Es ist schwer zu unterscheiden, welche metamorphen Veränderungen dem Einfluß der Dynamo- und welche der Kontaktmetamorphose zuzuschreiben sind. Wenn man einerseits die reichhaltige Literatur über die Druckumwandlungen und andererseits diejenige über die Kontakterscheinungen an Diabasen zu Rate zieht, so muß man konstatieren, daß bei beiden Arten der Metamorphose dieselben Umwandlungen und Neubildungen aufgezählt werden. Liegen an Diabasen beide Umwandlungseinflüsse vor, so ist auch immer nur die Schwierigkeit einer Unterscheidung der Merkmale hervorgehoben. Nur Lossen versucht in seinen »Studien an metamorphen Eruptiv- und Sedimentgesteinen« eine Grenze zwischen den verschiedenen Umwandlungserscheinungen zu ziehen und zählt eine Reihe von unterschiedlichen Merkmalen als hauptsächlich beweisend für die eine oder andere Art der Metamorphose auf, die sich auch in den einzelnen Spezialarbeiten und petrographischen Lehrbüchern bestätigt finden. Trotzdem gipfelt sein Unterscheidungsversuch in dem Ausspruch, daß »ein absoluter geologischer Unterschied zwischen der Granit-Kontaktmetamorphose und der Dislokationsmetamorphose überhaupt nicht existiert«.

Demnach können nur in großen Zügen die Merkmale aufgezählt werden, die für die eine oder andere Umwandlungsart beweisend eintreten.

Die Dynamometamorphose.

Wenn in der Literatur durchweg die Meinung vertreten ist, daß die Druckmetamorphose wohl immer der starken Dislokation einer Gegend direkt proportional ist, so spricht das mit den mannigfachsten Störungserscheinungen behaftete Gebiet von Ruhla und Brotterode dafür, daß die Metamorphose in hohem Maße dieser Art der Umwandlung zuzuschreiben ist.

Es seien nur nochmals die Knickungen und Faltungen des Kluftsystems im Steinbruch am Bahnhof Ruhla und die scharf ausgeprägte Schieferung erwähnt. Zeichen mechanischer Deformation sind bei den Amphiboliten vielfach beobachtet worden. Man trifft häufig bis ins kleinste gehende intensive Fältelungen an, wie auch zu Linsen gequetschte und ausgezogene Feldspataggregate. Auch der die Amphibolite beherbergende Glimmerschiefer zeigt oft durch großen Druck erzeugte Kreuzfältelung.

Weiterhin sei auf die Reichhaltigkeit der Gesteine an Chlorit hingewiesen, der gewöhnlich als Beweis für die Dynamometamorphose gilt, ebenso wie der schwach hellgrüne sericitisch-filzige Glimmer, der in den Amphiboliten und besonders in den hangenden und liegenden Glimmerschiefern nachgewiesen wurde. Auch LOSSEN's Forderung, daß die unter Druck hervorgerufenen Neubildungen von Chlorit, Glimmer und Hornblende dickplattige bis flaserige Texturen begünstigen, ist reichlich erfüllt.

Die Kontaktmetamorphose.

Der Granit, der, durch magmatische Differentiation in verschiedene Facies gespalten, zur Carbonzeit empordrang, hat seine Umgebung kontaktlich beeinflußt. Von einem eigentlichen Kontakt»hof« kann hier jedoch nicht die Rede sein, da die Kontakterscheinungen nicht in konzentrischen Gürteln um den Granitkörper nachgewiesen werden können. Mitunter steht der Granit noch in weiter Entfernung vom Hauptstock unter den Schiefern an, so daß die an solchen Stellen stärker beeinflußten Schiefer sich schlecht in den Rahmen einer differentiierten Folge einzelner Zonen hineinbrigen lassen. Außerdem wird die Untersuchung der wenig oder gar nicht veränderten Randzonen zur Unmöglichkeit, weil das Gebiet nicht allzufern vom Granit gegen jüngere Formationen verworfen ist.

Daß der Granit aber unzweifelhaft Einwirkungen ausgeübt hat, läßt sich zunächst in vortrefflicher Weise am Neben-

gestein nachweisen. Die Kontakterscheinungen am Glimmerschiefer äußern sich in einer Bildung von Flecken und Knötchen, die einstmals wohl Granaten waren, jetzt aber in Chlorit umgewandelt sind. Ferner findet man die typischen Kontaktmineralien. So sind im Glimmerschiefer südlich von Ruhla an der Altensteiner Straße Andalusit, (Cordierit?), Turmalin im Schliff nachgewiesen worden. Staurolith, Turmalin, Granat und Andalusit im Glimmerschiefer des Gebietes von Brotterode-Kl.-Schmalkalden werden auch von Bücking erwähnt. Am direkten Granitkontakt wird der Glimmerschiefer zu dichtem Hornfels, der im Schliff keine nähere Bestimmung zuläßt. Die einzelnen Komponenten sind recht bunt gefärbt und laufen ohne Begrenzung in einander über. Der ganze Schliff ist von winzigen opaken Stäubchen und bräunlichen Flecken übersät, Umwandlungsprodukten von unbestimmbarer Natur.

Was nun die Beeinflussung der Amphibolite anbelangt, so macht sich diese durch eine reichliche Neubildung von schwarzbraunem Biotit bemerkbar, den Lossen und Weinschenk als für die Kontaktmetamorphose typisch beschreiben, und der gegen den druckmetamorphen hellen, sericitischen Glimmer recht bedeutend absticht. Der Biotit tritt in sehr vielen Amphiboliten auf. Er erscheint in großen Blättern mit Spaltrissen nach (010) und in Schnitten nach (001). Er besitzt scharf ausgeprägten Dichroismus von lichtgelb bis dunkelbraun, unmittelbar am Kontakt von gelb bis rotbraun. Der Biotit ist aus Hornblende hervorgegangen, deren Form er oft wiederholt; parallele Verwachsungen mit ihr sind recht häufig. Ist er mit Chlorit parallel verwachsen, so wird auch dieser als nachträglich umgewandelte Hornblende aufzufassen sein. In den höheren Umwandlungsstufen stark differentiierter Amphibolite zeigt auch der Biotit bereits statt der bunten Polarisationsfarben das matte Blaugrün des Chlorits. Die Lichtbrechung ist gering, der optische Achsenwinkel sehr klein.

In der Literatur werden auch Biotitbildungen aus Horn-

blende unter Druck beschrieben. Die Entstehung infolge Kontakts im vorliegenden Falle wird aber dadurch belegt, daß der leicht zersetzliche Biotit auch in solchen Gesteinen noch äußerst frisch erscheint, wo das standhaftere Plagioklasmosaik seinen beginnenden Zerfall durch Trübung und Übergang in Chlorit anzeigt. Außerdem fehlt der Biotit in manchen Vorkommen, so daß beispielsweise Plagioklas-Amphibolite mit und ohne Biotit auftreten. Wäre nun der Biotit ein typisches Umwandlungsprodukt der Druckmetamorphose, so müßte er wie alle anderen Komponenten regelmäßig sich einstellen und nicht gerade in den hoch-krystallinen Zoisit-Amphiboliten gänzlich fehlen. Andererseits läßt sich zeigen, daß in der Nachbarschaft besonders stark beeinflußter Glimmerschiefer der Biotit auch in den Amphiboliten recht reichlich wird.

Als zweites Kontaktmineral tritt der Turmalin in den Amphiboliten auf. Er ist kenntlich durch seine blaue Farbe, gut ausgeprägten Dichroismus und gerade Auslöschung. Krystallographisch begrenzte Individuen treten nicht auf, nur unregelmäßige Flecken.

Die Kontaktwirkung des Granits hat sich nach den vorliegenden Beobachtungen also nur auf pneumatolytische Vorgänge beschränkt, während eine eigentliche Stoffzufuhr nicht eingetreten ist.

Zum Schluß mögen die Amphibolite Ostthüringens, soweit sie bisher bekannt und beschrieben sind, zum Vergleich herangezogen worden.

In den Erläuterungen zu den Blättern Masserberg, Königsee und Groß-Breitenbach gibt LORETZ (1906) eine Beschreibung der dort als Einlagerungen in den cambrischen Schiefern auftretenden Amphibolite, wobei er gleichzeitig KOCH's mikroskopische Untersuchungen derselben veröffentlicht[1]).

Auch dort endigen die Umwandlungen in einem einerseits

[1]) Lieferung 55 der geolog. Spezialkarte von Preußen und den Thüringischen Staaten 1 : 25000, Nr. 29, S. 12 f.

körnig-krystallinischen, andererseits in einem schiefrigen Gestein. Der Erhaltungsgrad der Hauptbestandteile Hornblende und Plagioklas wechselt im körnigen Typus. Das schiefrige Gestein ist namentlich chloritisch, zum Teil kalkhaltig. Chlorit und Kalkspat sind sekundäre Gemengteile, die durch Zersetzung und Umwandlung der »dioritischen« Hornblende und des Feldspats hervorgegangen sind, wie sie sich auch in geringerer Menge an der Zusammensetzung des körnigen Gesteins beteiligen. Ausscheidungen von Quarz und sericitische Bildungen infolge Druckschieferung finden sich ebenfalls.

Die beiden Typen treten in demselben Lager auf, wobei die massig-krystallinen Gesteine den Kern ohne eigentliche Schichtung, die schiefrigen die Schale bilden. Die schiefrigen Teile sind oberflächlich verwittert, während die festeren in Form harter Blöcke und Felsen hervortreten. Trümer von Quarz sind häufig. Unter dem Mikroskop fand Koch ophitische Struktur und Reste von Augiten, die randlich in Hornblende übergehen. Andere Gesteine lassen keinen Augit mehr erkennen und zeigen dioritartigen Habitus. Bei stärkerer Umwandlung sind von der Hornblende nur noch einzelne Teile oder Nädelchen erhalten, während das übrige weiter umgewandelt bezw. chloritisiert ist. Innerhalb der Feldspäte ist vielfach Muscovitbildung oder Kaolinisierung zu beobachten. In ein chloritisches Mineral eingebettet erscheinen Neubildungen von Zoisit, die mit der Umwandlung der Feldspäte in Beziehung zu stehen scheinen. Titaneisen wandelt sich in Leukoxen um, wobei oft Rutil zu erkennen ist. Apatit tritt in Säulchen auf. Feldspat und Hornblende sind von Rissen durchsetzt, in die von außen her Neubildungen hineindringen; bei fortgeschrittener Umwandlung vermehren sich Chlorit, Carbonat, Eisenerz und Quarz auf Kosten der anderen Gemengteile bis zur Verdrängung. Hand in Hand damit geht die Druckschieferung, bis ein schiefrig-flasriger »Grünschiefer« entsteht.

Die Amphibolite der Gegend von Ilmenau haben wegen des geologisch interessanten Ehrenberges schon sehr früh Be-

achtung gefunden. VOIGT[1]) und HEIM[2]) beschreiben sie als »Grünsteine und Hornblendeschiefer«, HEINRICH CREDNER[3]) als »Hornblende- und Augit-Plagioklasgestein«, K. VON FRITSCH[4]) als »Amphibolite«. Besonders eingehend beschreibt und zeichnet E. E. SCHMID[5]) die Amphibolite des Ehrenberges. Seine mikroskopische Analyse ergibt Hornblende, ein »einfach blättriges-fasriges Mineral« (Biotit), ein »glasiges Mineral« (Titanit), Labradorfeldspat, Eisenglanz oder Titaneisenerz, Rot- und Brauneisenstein, Pyrit, Granat, Epidot und Titanit (nach der Beschreibung und Abbildung wohl Rutil!), Quarz. Die von CREDNER und v. FRITSCH als »gewöhnliche Übergemengteile« genannten Glimmer und Apatit kann SCHMID nicht nachweisen, ebenso nicht das von v. FRITSCH erwähnte Vorkommen eines prehnitartigen Minerals (wohl Chlorit?) und die Imprägnation mit Carbonat. Außerdem fügt SCHMID Analysen von Hornblende, Feldspat, Granat, Epidot und Albit bei, wie auch von zwei »Grünsteinen«, die in den vorhergehenden Tabellen als Analyse 7 und 8 mit aufgenommen sind. Diese Amphibolite nennt SCHMID »Labrador-Diorit« und sagt über ihren Ursprung: »Die große Mehrzahl der Grünsteine des östlichen Thüringer Waldes gehört zu den Augit-Grünsteinen und noch spezieller zum Diabas.«

In den Erläuterungen zu Blatt Ilmenau[6]) (1908) hält LORETZ die Amphibolite für kontaktmetamorph entstandene Gesteine, obwohl zwei Lager in unverändertem Tonschiefer anstehen. Da ähnliche Amphibolite im Thüringer Wald und im Vogtland auch in nicht kontaktmetamorphem Cambrium vorkommen, hält er es selbst für zweifelhaft, sie genetisch von

---

[1]) VOIGT, Mineralogische Beschreibung des Ehrenberges bei Ilmenau. Min. Abhandl. O., 1789.

[2]) HEIM, Der Thüringer Wald, II. Teil, 3. Bd., 1803.

[3]) H. CREDNER, N. Jahrb. f. Min. 1846, S. 132.

[4]) K. v. FRITSCH, Geognostische Skizze der Umgegend von Ilmenau. Z. geol. Ges. 1860, S. 97.

[5]) E. E. SCHMID, Der Ehrenberg bei Ilmenau. Jena 1876.

[6]) Geologische Spezialkarte von Preußen und den Thüringischen Staaten 1 : 25000. Lieferung 64, umfassend die Blätter Masserberg, Ilmenau, Plaue, Schleusingen, Suhl, Crawinkel-Oberhof.

diesen abzugrenzen. Mikroskopisch erweisen sich die körnigen Gesteine als ehemalige Diabase. Die Hornblende ist mit einem Augitkern verzahnt; die Feldspäte stehen in Zersetzung, lassen aber ophitisches Gefüge erkennen. Dann verschwindet auch dieses, und ein Mosaik entsteht frisch. Zweifelhaft erscheinen Scheibe, der die Erläuterungen hierin ergänzt hat, der Ursprung der feinkörnigen, schuppig-schiefrigen Amphibolite vom westlichen Ehrenberg, in denen Granat- und Epidotnester auftreten. Mitunter verdrängt Augit die Hornblende. Die Gesteine zeigen Pflasterstruktur oder eine Parallelordnung der Gemengteile. Diese Amphibolite hält Scheibe für Kontaktgesteine aus Kalk führenden Sedimenten, bei deren Entstehung jedoch die Dynamometamorphose »vermutlich« mitgewirkt hat.

Cronacher[1]) teilt die Grünsteine des Ehrenberges bei Ilmenau ein in 1. Augit- und Hornblendehornfels und 2. Uralitdiabas. Über den Ursprung der Hornfelse schreibt er: »Die Gesteine, welche heute deutlich geschichteten Hornblendehornfels und Augithornfels darstellen, waren vermutlich ursprünglich Diabastuffite, die in gewissen Schichten Kalkknollen führten. Wo aber der Hornblendehornfels massig aussieht und auch im Dünnschliff die Parallelstruktur nicht gut ausgebildet ist, wie es bei dem Gestein auf der Höhe des Ehrenberges der Fall ist, waren vielleicht mit jenen Sedimenten fein- bis mittelkörnige Diabase verbunden. Als sich bei der Faltung des Schiefergebirges der Granit zwischen diese Gesteine drängte, wurden sie kontaktmetamorph und wohl auch druckmetamorph umgewandelt.« Der Uralitdiabas ist druckmetamorpher Entstehung, obwohl er auch kontaktlich beeinflußt ist; »doch beweist die Uralitisierung die Einwirkung des Granitmagmas in keiner Weise, da sie auch in Gesteinen zu beobachten ist, welche keiner Kontaktmetamorphose ausgesetzt waren«.

Auf dem den Erläuterungen des Blattes Schleusingen beigegebenen Kärtchen unterscheidet R. Scheibe (1908) chloritische und amphibolitische Gesteine. Die ersteren enthalten häufig

[1]) Dieses Jahrbuch 1909, II, S. 282 f. u. 288.

noch Plagioklas, Epidot, Hornblende und Erze und sind makroskopisch amphibolitähnlich. SCHEIBE hält sie für durch geodynamische Einwirkungen weitgehend umgestaltete Amphibolite. In den Amphiboliten ist das ophitische Gefüge öfters sehr gut erhalten, und sie werden wie auch jene, in denen dasselbe fehlt, als ehemalige Diabase gedeutet. Dafür sprechen der übereinstimmende Mineralbestand und der Umstand, daß das Gefüge stark wechselt. Nur bei einzelnen schiefrigen Hornblendegesteinen könnten Sedimente in Frage kommen.

In den Erläuterungen zu Blatt Suhl beschreibt R. SCHEIBE (1908) Amphibolite in der Zone der Hornschiefer, deren Streichen sie in ihrer Erstreckung folgen. Die Mächtigkeit ist recht verschieden und schwankt von kaum Meterstärke bis zu vielen Metern; auf der Gersheit wird ein Vorkommen zu 60 m Stärke berechnet. Auffällig ist das schnelle Auskeilen der Lager. Die Gesteine sind lauchgrün, bestehen hauptsächlich aus Hornblende und lassen den Plagioklas erst bei beginnender Zersetzung deutlich hervortreten. Titaneisen ist immer, Biotit seltener vorhanden. Das Korn wechselt. Körnige und flaserige bis schiefrige Arten kommen meist zusammen vor, wobei die flasrigen die Schale bilden. Das divergent-strahlige, körnige Gefüge, das man schon makroskopisch wahrnimmt, begründet die Annahme, daß metamorphe Diabase vorliegen: »Demnach sehen wir in den körnigen und (wenigstens in der Regel) in den flasrigen bis schiefrigen Amphiboliten ehemalige Diabase, höchst wahrscheinlich cambrischen Alters, die durch dynamische Vorgänge, und im vorliegenden Falle durch die Granit-Intrusionen in der Carbonzeit auch kontaktmetamorph umgestaltet sind, wobei einmal der Augit in Hornblende überging, dann auch die Flaserung und Schieferung ausgebildet wurde. Bei einzelnen schiefrigen Hornblendegesteinen könnten metamorphe Sedimente in Frage kommen.«

Außer der Beschreibung der ostthüringischen Amphibolite finden sich in der Literatur noch eine ganze Reihe von Schriften, die analog den hier behandelten Vorkommen eine Umwandlung

von Diabas in Amphibolite und weiterhin in Chloritschiefer behandeln.

L. Hezner[1]) unterscheidet bei den »gewöhnlichen Amphiboliten« solche mit echter, modifizierter und verwischter Gabbrostruktur. Die körnigen Gesteine mit gleichmäßiger Verteilung der Gemengteile erinnern auch dort manchmal sehr an Diorite. Zoisit und Epidot verdrängen mitunter den Feldspat gänzlich, »doch läßt sich überzeugend dartun, daß diese Mineralien aus ihm hervorgehen«. Es werden auch körnige und schiefrige Varietäten unterschieden. Lagenverteilung erweckt weithin das Bild einer Schichtung. Die Amphibolite höherer Horizonte zeichnen sich durch ihren Reichtum an Quarz aus; der Feldspat ist hier Andesin. Die krystalloblastische Reihe (die auch ausnahmslos für die Thüringer Amphibolite gilt) ist: 1. Titanit und Rutil, 2. Apatit, 3. Hornblende, 4. Zoisit, 5. Granat und Erze, 6. Epidot, 7. Biotit, 8. Kalknatronfeldspäte, 9. Albit und Quarz, 10. Carbonat. Doch werden einzelne dieser Amphibolite, die Quarz als Hauptbestandteil führen, als sedimentären Ursprungs bezeichnet. Der Abhandlung sind noch Auszüge mehrerer ähnlicher Schriften beigefügt.

Nach Grubenmann[2]) sind die Gesteine seiner IV. Gruppe fast ausschließlich Derivate des Gabbros oder Diabases. Milch[3]) beschreibt im Taunus die Umwandlung von Diabasen und Diabasporphyriten unter Druck in krystalline Schiefer, wobei als Hauptgemengteil 1. Epidot + Aktinolith, 2. ein blaues Amphibolmineral oder 3. Chlorit auftreten.

Schauf[4]) kommt bei den rechtsrheinischen Schiefern zu denselben Ergebnissen wie Milch.

C. Schmidt[5]) stellt die grünen Bündner Schiefer mit Milch's Diabasschiefern in Parallele.

---

[1]) S. Nr. 15 des Literaturverzeichnisses auf S. 51.
[2]) S. Nr. 3 des Literaturverzeichnisses auf S. 50.
[3]) S. Nr. 26 des Literaturverzeichnisses auf S. 51.
[4]) S. Nr. 29 des Literaturverzeichnisses auf S. 51.
[5]) S. Nr. 31 des Literaturverzeichnisses auf S. 51.

HATCH[1]) gibt in Amphiboliten Umwandlungen an von:

Plagioklas → Mosaik, Augit → Hornblende → Chlorit, Plagioklas → Epidot, Ilmenit → Leukoxen → Titanit.

HYLAND[2]) hat das Plagioklasmosaik analysiert und berechnet daraus: 71,49 % Albit, 22,31 % Anorthit, 2,11 % Orthoklas = $Ab_{3,3}$ An_1 = Oligoklas.

TEALL[3]) beschreibt die Umwandlung von Diabas in Amphibolit und erwähnt dabei auch unbeeinflußt gebliebene Diabas-Partieen.

HUTCHINGS[4]) beschreibt Chloritschiefer als alterierte Eruptivgesteine.

C. H. WILLIAMS[5]) beschreibt eine Diabasumwandlung in Epidiabase, Amphibolschiefer und Chloritschiefer.

Umwandlungen von Diabas in Amphibolit haben ferner behandelt: LOSSEN, ROSENBUSCH, CHELIUS, HIBSCH, FRANCHI, CHELUZZI, BECK.

ZIRKEL gibt (in Bd. II, S. 643 seines Handbuches der Petrographie) Auszüge aus der Amphibolit-Literatur bis 1894.

ROSENBUSCH (Mikr. Physiogr. der gesteinsbildenden Mineralien 4. Aufl. 1908) behandelt alle Arten der aufgeführten Umwandlungen und erwähnt auch hornblendisierten Feldspat als Pseudophit.

WEINSCHENK[6]) betont besonders die Entstehung kontaktmetamorpher Amphibolite aus Diabas.

Resultate.

1. Die Amphibolite des nordwestlichen Thüringer Waldes lassen sich von Diabasen ableiten, die auch noch als wenig umgewandelte Gesteine im Gebiet vorhanden sind.

---

[1]) S. Nr. 13 des Literaturverzeichnisses auf S. 51.
[2]) S. Nr. 18 des Literaturverzeichnisses auf S. 51.
[3]) S. Nr. 32 des Literaturverzeichnisses auf S. 51.
[4]) S. Nr. 17 des Literaturverzeichnisses auf S. 51.
[5]) S. Nr. 34 des Literaturverzeichnisses auf S. 51.
[6]) S. Nr. 6 des Literaturverzeichnisses auf S. 50.

2. Die Hornblendegesteine lassen sich in ihren verschiedenen Modifikationen je nach den Bildungsbedingungen in vier Hauptgruppen einreihen. Da sie eine petrographische Einheit bilden und sich stets Übergänge konstatieren lassen, sind sie als einheitlicher Gesteinskörper aufzufassen.

3. Der Augit des Diabases wird durch Hornblende ersetzt.

4. Der Plagioklas des Diabases geht in Hornblende über. Die restierende Feldspatsubstanz bildet ein sekundäres Mosaik. Dieses kann durch Zoisit, Epidot, Chlorit und Carbonat in wechselnder Mischung ersetzt werden.

5. Der Granat wird umgewandelt in Hornblende + Plagioklas + Erz, oder in Epidot + Chlorit, oder in Chlorit allein.

6. Der Ilmenit geht randlich in Leukoxen über, wobei Rutil oder Titanit resultiert. Häufig ist auch die Umbildung Ilmenit → Rutil → Titanit.

7. Der Quarz ist hauptsächlich eingewanderter Fremdling.

8. Die Amphibolite gehen in höheren Zonen durch Chloritisierung ihrer Gemengteile in Chloritschiefer über. Hierbei wird Magnesia zugeführt; die Alkalien werden ausgelaugt.

Literaturverzeichnis.

A. Allgemeines.

1. Becke, Über Mineralbestand und Struktur der kristallinen Schiefer. Sitzber. Wiener Akad. 7. V. 1903.
2. Dölter, Petrogenesis.
3. Grubenmann, Die kristallinen Schiefer. I, 1904; II, 1907.
4. Osann, Versuch einer chemischen Klassifikation der Eruptivgesteine. Tschermak's Min. u. Petr. Mitt. 19 u. 21. 1900/02.
5. Rosenbusch-Wülfing, Mikroskopische Physiographie, 4. Aufl. 1905/07.
6. Weinschenk, Gesteinskunde I, II. 1902/05.
7. —, Die gesteinsbildenden Mineralien. 1901.

B. Übersicht über die bekannteste Amphibolit-Literatur.

a) Amphibolite aus druckmetamorphen Diabasen.

8. Bonney, On some schistose »greenstones« and allied hornblendic schists from the pennine alps as illustrative of the effects of pressure metamorphism. Quart. journ. geol. soc. Bd. 49, 1893, S. 94.

9. Bergt, Tschermak's Min. u. Petr. Mitt. Bd. 10, 1889. S. 335.
10. Chelius, (Amph. bei Darmstadt.) N. Jb. f. Min. 1892, I, Ref. 105.
11. Dathe, Dieses Jahrb. 1891, S. 215.
12. Gümbel, Die paläolithischen Eruptivgesteine des Fichtelgebirges. 1874.
13. Hatch, (Grafschaft Wicklow.) Geol. Magaz. 1889, S. 262.
14. Hawes, Metamorphic diorites. Min. u. lithol. of New-Hampshire, 1878, S. 225.
15. Hezner, Eklogite und Amphibolite. Tschermak's Min. u. Petr. Mitt. Bd. 22.
16. Hibsch, (Amph. bei Tetschen a. Elbe.) Jb. geol. Reichsanst. Bd. 41, 1891, S. 250.
17. Hutchings, (Chloritschiefer von Tintagel und Bostcastle.) Geol. Magaz. 1889, S. 101.
18. Hyland, Geol. Magaz. 1890, S. 205.
19. Lossen, (Harzer Diabase.) Z. geol. Ges. Bd. 24, 1872, S. 763.
20. —, Studien an metamorphen Eruptiv- und Sedimentgesteinen. Dieses Jahrb. 1883, S. 619.
21. —, (Strahlsteinschiefer von Rudolfstein.) Sitzber. d. Ges. naturf. Freunde, Berlin, 17. III. 1885.
22. —, Z. geol. Ges. Bd. 43, 1891, S. 750.
23. Blätter Schwenda, Wippra, Pansfelde der geologischen Spezialkarte von Preußen und den Thüringischen Staaten. 1883.
24. —, Dieses Jahrb. Bd. 39, 1888.
25. Michel-Lévy, Bull. soc. geol. XI, 1883, S. 290.
26. Milch, Die Diabasschiefer des Taunus. Z. geol. Ges. Bd. 41, 1889, S. 394.
27. Sauer und Beck, Sektion Tharandt der geologischen Spezialkarte des Königreichs Sachsen. 1891.
28. Schalch, Die Amphibolite von Blatt Petersthal-Reichenbach. Geol. Spezialk. von Baden.
29. Schauf, (Hornblende-Sericitschiefer von Birkenfeld.) Z. geol. Ges. Bd. 43, 1891, S. 915.
30. Schenk, (Amph. des oberen Ruhrtals.) Verh. naturh. Ver. f. Rhld. u. Westf. 1884, S. 53.
31. C. Schmidt, (Grüne Bündner Schiefer.) Anhang zur XXV. Lief. der Beitr. zur geol. Karte der Schweiz. Bern 1891, S. 56.
32. Teall, The metamorphosis of dolerite into hornblende-schist. Quart. journ. geol. soc. Bd. 41, 1885, S. 133.
33. Törnebohm, Über die wichtigeren Diabas- und Gabbrogesteine Schwedens. N. Jb. f. Min. 1877 (auch Kontaktmet.).
34. G. H. Williams, The greenstone-schist areas of Menominee- and Marquette-Regions of Michigan. N. Jb. f. Min. 1887, II, S. 264.
35. Zirkel, Handbuch der Petrographie II, 1894, S. 647, 730 ff.

b) Amphibolite aus kontaktmetamorphen Diabasen.

36. Allport, On the metamorphic rocks sourrounding the Lands-End mass of Granits. Quart. journ. geol. soc. 1876, vol. 32; p. 4, pg. 407 f.
37. Beck, Sektion Berggießhübel der geologischen Spezialkarte des Königreichs Sachsen. 1889, S. 51.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

38. —, Sektion Pirna der geologischen Spezialkarte des Königreichs Sachsen, 1892, S. 93.
39. —, Z. geol. Ges. Bd. 43, 1891, S. 260.
40. Harker und Marr, Quart. Journ. geol. soc. Bd. 47, 1891, S. 301 (auch Druckmet.).
41. Leppla, (Endomorpher Kontaktmet. am Diabasporphyrit.) N. Jb. f. Min. 1882, II, S. 127.
42. Liebe, Ostthüringen. Abhandl. zur geol. Spezialk. von Preußen V, Heft 4, 1884, S. 497 u. 522.
43. Lossen, Z. geol. Ges. Bd. 21, 1869, S. 298.
44. —, Z. geol. Ges. Bd. 27, 1875, S. 451 u. 969.
45. —, Z. geol. Ges. Bd. 29, 1877, S. 360.
46. —, Dieses Jahrb. 1883, S. 261.
47. —, Blatt Harzgerode der geologischen Spezialkarte von Preußen und den Thüringischen Staaten. 1882, S. 79.
48. Rosenbusch, Mass. Gest. 1887, S. 57.
49. Streng, Über die kristallinen Gesteine von Minnesota in Nord-Am. Leonh.-Gein. Jb. 1877, S. 31, 131, 225.
50. Teall, British. Petrogr. 1888, S. 235 (auch Druckmet.).
51. Weinschenk, Vergl. Studien über den Kontaktmet. Z. geol. Ges. Bd. 54, 1902.
52. Weise und Schröder, Sektion Ölsnitz-Bergen der geologischen Spezialkarte des Königreichs Sachsen. 1890.
53. Zirkel, Petrographie II, 1894, S. 115 ff.

Aachen, Mineralog. Institut, den 11. Juli 1910.

Über eine Tiefbohrung bei Bunzlau.

Von Herrn **Hans Scupin** in Halle a. S.

Vor einigen Jahren wurde von K. RANDHAHN in einer vorwiegend chemisch-technologischen Arbeit[1]) eine Bohrtabelle aus der Bunzlauer Gegend veröffentlicht, aus der von diesem Autor auch geologische Schlußfolgerungen betreffs des Untergrundes der Kreideformation gezogen wurden. Die Bohrung war schon in früherer Zeit zwecks Anlage eines artesischen Brunnens auf dem Viehplane bei Bunzlau dicht nordöstlich der Einmündung der Looswitzer Chaussee in die Stadt unternommen worden und hatte 400 m Tiefe erreicht. In der Tat ließen die Lagerungsverhältnisse der Gegend, insbesondere der Wechsel sandiger und toniger Schichten, die Hoffnungen, die man an die Bohrung knüpfte, ganz berechtigt erscheinen. Da der Zweck nicht erreicht wurde, mußte die Bohrung schließlich abgebrochen werden. Die große Tiefe der Bohrung — RANDHAHN spricht übrigens nur von 300 m, doch ergibt die Zusammenzählung der einzelnen Mächtigkeiten in der Bohrtabelle richtig 400 m, — ließ die Tabelle von vornherein als wichtig für die Stratigraphie der niederschlesischen Kreide erscheinen, namentlich auch als Kontrolle für die Mächtigkeitsbestimmungen der einzelnen Schichtenglieder.

Leider ließ sich die Tabelle in dieser Beziehung nicht verwerten, nur soviel war zu erkennen, daß die RANDHAHN'sche Deutung der Bohrproben nicht richtig sein konnte. Bunzlau liegt in der großen Löwenberg-Bunzlauer Kreidemulde, die stellenweise von der niederschlesischen Braunkohlenformation und dem

[1]) Ein Beitrag zur Kenntnis der Bunzlauer Tone, Dissert Halle. 1907, S. 12.

Diluvium überlagert wird. Die in nächster Nähe anstehenden bekannten Bunzlauer Tone und Sandsteine bilden den hangendsten Schichtenkomplex der niederschlesischen Kreide und gehören dem Untersenon an. Da die Mächtigkeit des Emschers, Turons und Cenomans allein wohl schon mehr als 400 m beträgt, so ist schon die Annahme Randhahn's, der das aus 175 m Tiefe als fester sandiger Kalk angeführte Schichtenglied (Nr. 44—49 der Randhahn'schen Tabelle) bereits als Muschelkalk ansieht, mit den normalen stratigraphischen Verhältnissen nicht vereinbar; die noch tiefer liegenden Schichten wollte Randhahn dem Buntsandstein und sogar dem Zechstein zuweisen. Auch die petrographischen Angaben aus geringerer Tiefe zeigen mancherlei Unwahrscheinlichkeiten.

Es sind hier unter dem Tertiär und dem Untersenon (schlesischer Überquader) zunächst zu erwarten[1]) die durchaus charakteristischen fein- bis mittelkörnigen, meist rein weiß gefärbten Sandsteine des oberen Emschers (schlesischer Oberquader), deren Mächtigkeit etwa 80—90 m beträgt, darunter dann die charakteristischen Neu-Warthauer Schichten, die bei Neu-Warthau als entkalkte Mergelsandsteine auftreten, stellenweise aber noch Kalkführung zeigen, mit mindestens 50 m Mächtigkeit, darunter weiter der Cuvieriquader (Ludwigsdorfer Quader) von sicher 100 m, möglicherweise aber erheblich größerer Mächtigkeit, unterlagert von einem etwa 5 m mächtigen, sehr charakteristischen Tonmergel (Groß. Rackwitzer Scaphitenmergel), darunter dann Mergelsandsteine, die im unteren Teile ganz oder teilweise durch Quader vertreten sein können, von im ganzen 120 m Mächtigkeit (Löwenberger Mergelsandstein und Rabendockenquader, untere Scaphitenzone bis *Labiatus*-Zone), schließlich der Pläner der *Plenus*-Zone von rund 25 m Mächtigkeit und der 30 m mächtige Cenomanquader.

Nichts dieser Schichtenfolge Ähnliches läßt sich aus dem Randhahn'schen Bohrprofil herauslesen. Es konnte sich daher

[1]) Vergl. Scupin, Die stratigraphischen Beziehungen der jüngsten Kreideschichten in Sachsen, Schlesien und Böhmen. N. Jahrb. f. Min. Beil. Bd. 24, 1907, S. 679.

zunächst wohl der Gedanke aufdrängen, daß die Bohrtabelle von geologisch ungeschulter Hand aufgestellt sei, so daß eine Nachprüfung der in der Preußischen Geologischen Landesanstalt aufbewahrten Proben wünschenswert erschien. Die einzelnen Sandsteinhorizonte der Löwenberger Kreide sind z. T. recht charakteristisch, vor allem aber geben die zwischengelagerten Mergel und Mergelsandsteine ein gutes Orientierungsmittel, und man konnte daher wohl hoffen, die einzelnen Zonen unter den Bohrproben wiederzuerkennen. War dies nun auch in der Tat bei einzelnen derselben der Fall, und ergaben sich aus der Durchsicht der Bohrproben allerdings auch Korrekturen der Randhahn'schen Tabelle, so zeigte sich doch immerhin, daß die Hauptschwierigkeit auf einem anderen Gebiete lag. Nachstehende Tabelle ist das Ergebnis der mit Fallbohrer vorgenommenen Bohrung, deren in der Preußischen Geologischen Landesanstalt aufbewahrte Proben mir in freundlichster Weise durch Herrn Geheimrat Beyschlag zugänglich gemacht wurden, wofür ich ihm hiermit meinen verbindlichsten Dank aussprechen möchte.

1. Mutterboden	bis	0,314	m	Tiefe
2. Gelber Sand mit Kies	»	0,942	»	»
3. Gelber Sand mit Sandstein	»	1,500	»	»
4. Mürber, feiner, toniger Sandstein	»	29,634	»	»
5. Weißer Sandstein	»	31,046	»	»
6. Gelber Sandstein	»	34,398	»	»
7a. Mittelkörniger, eisenschüssiger Sandstein	»	34,868	»	»
7b. Bräunlichgelber, toniger Sandstein	»	35,338	»	»
7c. Stark toniger Sandstein bis sehr sandiger Ton	»	37,222	»	»
8. Grauer, sandiger, glimmerführender Mergel mit Schwefelkies	»	43,971	»	»
9. 10. Graue, mittel- bis feinkörnige, mergelige Sandsteine	»	59,331	»	»
11. Grauer, sandiger Mergel	»	60,533	»	»
12. Grauer Tonmergel	»	68,633	»	»
13. Grauer, mergeliger, mittelkörniger Sandstein	»	73,441	»	»
14. Grauer Tonmergel	»	73,597	»	»
15. Grauer, mittel- bis feinkörniger Sandstein	»	77,096	»	»
16. Grauer Tonmergel (wie 12 und 14)	»	79,554	»	»
17. Grauer, fester, feinkörniger Sandstein, kalkhaltig	»	81,490	»	»
18. Glaukonitischer, sandiger Mergel	»	85,411	»	»
19. Kalkhaltiger, glaukonitischer Sandstein	»	88,967	»	»
20. Kalkiger, grauer Sandstein	»	95,870	»	»

21. Grauer, mittel- bis feinkörniger Sandstein	bis	97,542 m	Tiefe
22. Stark toniger Sandstein (wie 7c)	»	100,888 »	»
23. Grauer, kalkhaltiger, feinkörniger Sandstein (wie 17)	»	103,869 »	»
24. Gelblich- bis grünlichgrauer, kalkfreier Sandstein	»	105,437 »	»
25. Grauer, fester Sandstein	»	106,639 »	»
26. Grauer und gelblicher Sandstein	»	108,532 »	»
27. Gelblicher und grauer, fein- bis mittelkörniger Sandstein	»	111,349 »	»
28. Gelblicher, mittelkörniger Sandstein	»	113,543 »	»
29. Gelber, feiner, toniger Sandstein	»	114,799 »	»
30. Gelblicher, mittelkörniger Sandstein (wie 28)	»	115,583 »	»
31. Gelber, feiner, toniger Sandstein	»	123,689 »	»
32. Gelblicher bis grauer, mittelkörniger Sandstein	»	126,567 »	»
33. Gelber, feiner, toniger Sandstein (wie 31)	»	128,763 »	»
34.–37. Gelblicher, mittelkörniger Sandstein (wie 28 u. 30)	»	142,886 »	»
38. Grober Sandstein (Korn bis über Weinbeerkerngröße)	»	144,036 »	»
39. Gelblicher bis grauer, mittelkörniger Sandstein (wie 32)		?	
40ab—41b. sandiger Tonmergel	»	159,560 »	»
42.–44. Grauer, mittel- bis grobkörniger Sandstein mit Bruchstücken kalkhaltigen, festen Sandsteins bezw. sandigen Kalkes	»	179,630 »	»
45.—50. Sandiger Tonmergel (wie 40 ab., 41) und mittel- bis grobkörniger Sandstein, mit Brocken sandigen Tonmergels	»	231,745 »	»
51. Grobkörniger Sandstein	»	232,582 »	»
52.—52b. Mürber, fein- bis mittelkörniger Sandstein	»	242,252 »	»
53. Sandiger Tonmergel und dünnplattiger tonigkalkiger Sandstein	»	244,395 »	»
54.—54b. Mittel- bis grobkörniger Sandstein	»	250,721 »	»
55ab.—59. Fein- und mittelkörniger Sandstein mit Tonmergelbrocken (56)	»	285,177 »	»
60.–63. Grob- und mittelkörniger Sandstein	»	304,042 »	»
64. Fester, grauer, etwas kalkhaltiger, mittelkörniger Sandstein, dünnplattig	»	304,277 »	»
65. Grob- und mittelkörniger Sandstein	»	317,110 »	»
66.—69. Mittel- und feinkörniger Sandstein	»	352,249 »	»
70. Gelbbrauner, feinkörniger Sandstein	»	355,334 »	»
71. Grober Sandstein mit tonigsandigen Brocken	»	367,988 »	»
72.–74. Grauer, sehr feinkörniger Sandstein	»	388,700 »	»
75. Etwas gröberer Sandstein mit mergeligen Brocken	»	390,792 »	»
76. Grauer, feinkörniger Sandstein mit tonigsandigen Brocken	»	392.362 »	»
77. Gelber, feinkörniger, toniger Sandstein	»	397,646 »	»
78. Feinkörniger, gelber Sandstein mit Kaolinpartikelchen (Ludwigsdorfer Sandstein oder Rabendockensandstein)	»	400 »	»

Auch in dieser Form ist das Bohrprofil nicht mit den obigen Angaben, wie sie den sonst in der Löwenberg-Bunzlauer Kreide beobachteten Profilen entsprechen, in Einklang zu bringen.

Zum Überquadersandstein gehört offenbar Probe 7a, möglicherweise können ihm auch noch einige der höheren Sandsteinproben zugerechnet werden, dagegen wird das Bohrprofil weiter nach unten ganz unklar. Besonders auffallend ist der vielfache Wechsel sandiger und mergeliger Schichten. Die letzteren zeigen z. T. so große petrographische Ähnlichkeit mit dem Groß-Rackwitzer Scaphitenmergel, daß man an ihrer Zugehörigkeit kaum zweifeln kann, kehren aber auffallenderweise mehrfach wieder; es sind die Tonmergel Nr. 14, 12, 16, 40a—41b, 45 und 53, und auch wenn man etwa geneigt sein sollte, die Proben 45 und 53 dem Löwenberger Mergelsandstein und andererseits die Proben 12, 14, 16 dem Neu-Warthauer Horizont zuzuweisen, in welchem Falle der Sandstein in 7a als Oberquader aufgefaßt werden müßte, wird kaum etwas für die Deutung gewonnen. Man müßte dann die unter Probe 16 liegenden Sandsteine dem Ludwigsdorfer Sandstein zuweisen. Abgesehen indes von der mangelnden Ähnlichkeit mit dem Ludwigsdorfer Quader der Löwenberger Gegend und weiter östlich, der durch zahlreiche Kaolinpartikelchen ein sehr charakteristisches Äußere erhält, ist die Mächtigkeit des Ludwigsdorfer Quaders eine zu große, um selbst bei horizontaler Lagerung in dem Bohrprofile an dieser Stelle Platz zu finden.

Andererseits würden die beobachteten Beträge für die tieferen Schichten unter dem Tonmergel 41b nur bei ziemlich steiler Stellung derselben mit den Mächtigkeitsverhältnissen in Einklang zu bringen sein. Die unter dem Scaphitenmergel liegenden Schichten der Löwenberger Kreide umfassen etwa 175 m, während in dem Bohrprofil unter Probe 41b noch etwa 240 m liegen, ohne daß die Kreide vollständig durchsunken wäre. Es scheint sogar die unterste Probe 78 in 400 m Tiefe noch nicht dem Cenoman zu entsprechen. Sie zeigt die charakteristischen Kaolinpartikelchen im Sandstein, wie sie nur im Ludwigsdorfer Quader im oberen Teile des Turons oder im Rabendockenquader an der Basis des Turons auftreten. Selbst dann, wenn man den tiefsten Sandstein

als Rabendockenquader betrachtet, würde das Ausmaß der Bohrung (»die scheinbare Mächtigkeit«) für Löwenberger Mergelsandstein und Rabendockensandsteine, zusammen etwa 120 m mächtig, mindestens das Doppelte dieses Betrages erreichen, in welchem Falle auf einen Fallwinkel von 60° zu schließen wäre. Da die einzelnen Schichten der Löwenberger Kreide konkordant übereinander liegen, so würde der durchsunkene Betrag der über dem Tonmergel 40—41b liegenden Sandsteine hierdurch in ein noch stärkeres Mißverhältnis zu der Mächtigkeit des Ludwigsdorfer Quaders geraten, und ebenso würde bei Annahme eines derartigen Einfallswinkels die Mächtigkeit der über dem Sandstein liegenden mergelig-sandigen Schichten 7b—11 nicht mit der Mächtigkeit der über dem Ludwigsdorfer Quader liegenden Neu-Warthauer Schichten in Übereinstimmung gesetzt werden können.

Das Profil fällt hiernach ganz aus dem Rahmen aller sonstigen Beobachtungen heraus und wird wohl erst verständlich, wenn man in Betracht zieht, daß die Bohrung im Bereich einer großen Verwerfung niedergebracht ist. Es ist der Neuwarthau-Wehrauer Sprung, der südöstlich zunächst bei Neuwarthau nachweisbar ist, wo die Neuwarthauer Schichten (Unterer Emscher) gegen älteres Turon abgesunken sind, und der sich dann gegen Bunzlau fortsetzt, hier an der Looswitzer Chaussee den Überquader gegen Cenoman verwerfend, dann nordwestlich Bunzlau zwischen Cenoman und Oberquader weiterläuft und schließlich bei Wehrau zum Ausdruck kommt, wo der Überquader gegen den Muschelkalk abgesunken ist, der hier in steiler Stellung an beiden Ufern des Queis ansteht.

Die Abnormitäten des Profils lassen sich daher wohl am besten durch die Annahme erklären, daß die Bohrung gerade in die Bruchspalte geraten ist, in die einzelne Schichtenglieder der Kreide, stark durcheinander geworfen und mehr oder weniger steil aufgerichtet, stellenweise in Form von Schuppenstruktur hineingesunken sind.

Sehr gut würde dazu auch das Resultat einer Bohrung passen, die weiter im Nordwesten bei Freiwaldau unternommen wurde. Hier wurde nach Durchsinken des Diluviums und einer tertiären

Schichtenfolge von Sanden, Ton und Kohlenspuren führenden Letten in 83 m Tiefe ein graugrünlicher Ton erbohrt, in dem die Bohrung bis zu 287 m Tiefe verblieb. Priemel[1]) hat bereits sein Befremden über die angebliche ganz außergewöhnliche Mächtigkeit dieses Tones ausgesprochen und meint, daß sich zunächst eine befriedigende Erklärung nicht geben lasse. Wie ein Blick auf die Karte zeigt, liegt Freiwaldau etwa in gerader Fortsetzung der Störungslinie Neuwarthau, Bunzlau, Wehrau, und noch bei Tiefenfurt 15 km südöstlich Freiwaldau, 12 km nordwestlich Wehrau, kommt die Verwerfung in einer Überkippung der Überquaderschichten zum Ausdruck. Die einfachste Erklärung ist daher wohl die, daß auch hier die Bohrung von dem gleichen Geschick betroffen worden und in die Fortsetzung der oberflächlich verdeckten Bruchspalte geraten ist, deren festzustellende Länge sich dann bei einer Sprunghöhe bis über 400 m auf mindestens 50 km belaufen würde.

[1]) Die Braunkohlenformation des Hügellandes der preußischen Oberlausitz. Zeitschr. für Berg-, Hütten- und Salinenwesen, 1907 (55), S. 54 (Fußnote).

Halle a. S., den 2. Februar 1911.

Über den Verlauf der Endmoränen bei Lissa (Prov. Posen) zwischen Oder und russischer Grenze.

Von den Herren **J. Behr** und **O. Tietze** in Berlin.

Mit 3 Figuren im Text.

a. Die Endmoräne von der Oder bis Dolzig.

(Tietze.)

In diesem Jahrbuch[1]) für 1894 (1895) beschrieben Berendt und Keilhack einen Endmoränenzug, den sie von der russischen Grenze östlich Pleschen bis nach Storchnest bei Lissa verfolgten. Er besteht nach dem Bericht der Verfasser aus einer fast ununterbrochenen Reihe von Kuppen von grandigem Material, oft bedeckt mit Blöcken und Blockpackungen und unterteuft von Geschiebemergel, wie sie in zahlreichen Aufschlüssen beobachten konnten. Als östliche Fortsetzung sahen sie die von Siemiradzki beobachteten Geröllhügel im Gouvernement Kalisch an, die sich in südöstlicher Richtung von Kalisch ausdehnen, als westliche Fortsetzung vereinzelte Kuppen zwischen Storchnest und Priment, die sich in nordwestlicher Richtung anzuordnen scheinen. Von jener östlichen Fortsetzung sagt Siemiradzki selbst, daß sie in einem durch »postglaziale Erosion in großartigem Maßstabe« veränderten Gebiete liege. Ihre Hauptstreichrichtung von NW. nach SO., also radial vom Zentrum der Vereisung, der skandinavischen Halbinsel, hinweggerichtet, legt den Gedanken nahe, daß man es hier vielleicht nur mit bloßen Erosions- und Denudationserscheinungen zu tun

[1]) Dieses Jahrb. 1894, Bd. XV, S. 235 - 251.

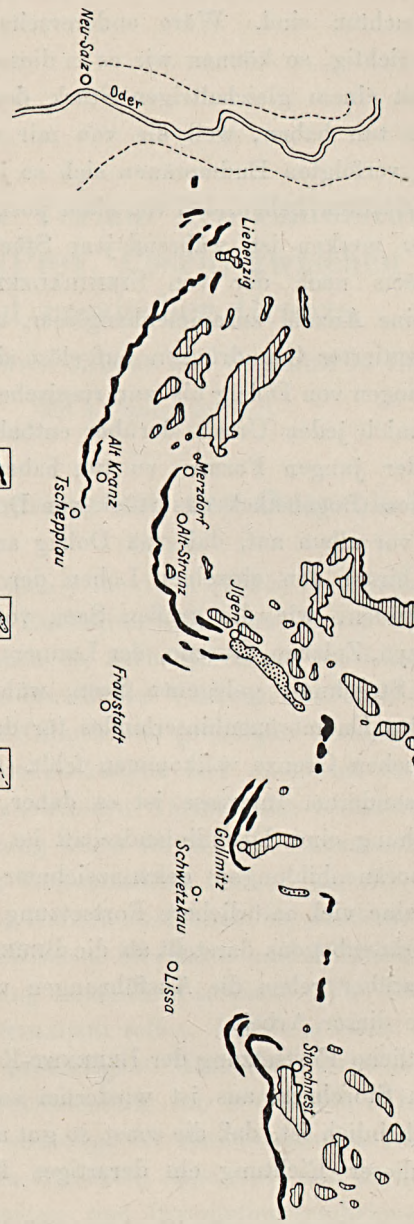
hat, wie solche in der benachbarten schlesischen Ebene allenthalben zu beobachten sind. Wäre andererseits ihre Deutung als Endmoränen richtig, so können wir es in dieser Fortsetzung trotzdem nicht mit einem gleichaltrigen Stück des Endmoränenzuges von Lissa zu tun haben, weil die von mir von Storchnest aus nach W. hin verfolgten Endmoränen sich so jugendlich und charakteristisch erhalten haben, daß von einer postglazialen Abtragung nur wenig zu merken ist, während jene Stücke bei Kalisch und weiter südwärts nach der von Siemiradzki selbst gegebenen Skizze[1]) in eine Anzahl zusammenhangloser, ungefähr in gleicher Richtung orientierter Grandrücken aufgelöst sind. Was nun den Endmoränenbogen von Dolzig bis zur russischen Grenze anbetrifft, so muß ich mich jeden Urteils darüber enthalten, ob wir es hier mit alten oder jungen Formen zu tun haben. Vergleichen wir aber mit diesem Bogenstück das Stück von Dolzig bis Storchnest, so fällt eins vor allem auf, daß von Dolzig an nach Westen sich fast überall hinter den einzelnen Loben der Endmoränen große Stauseen befinden, wie die großen Seen von Dolzig, Cichowo, Lagowo, Biezyn, Zelazno, Gurzno, der Launer und die zahlreichen anderen bei Storchnest gelegenen Seen, während eine derartige Gliederung des Endmoränenhinterlandes für das Stück von Dolzig bis zur russischen Grenze vollkommen fehlt.

Von besonderem Interesse ist es daher, daß Werth[2]) bei der Untersuchung einer Drumlinlandschaft im SO. von Posen eine durch Endmoränenbildungen gekennzeichnete Eisrandlage beobachtete, die eine viel natürlichere Fortsetzung des Storchnest-Dolziger Endmoränenbogens darstellt als die Berendt-Keilhack'sche. Genaueres darüber geben die Ausführungen von Herrn Behr im zweiten Teile dieser Arbeit.

Die westliche Fortsetzung der Berendt-Keilhack'schen Endmoränen von Storchnest aus ist wiederum so lückenhaft, daß es nicht wahrscheinlich ist, daß die sonst so gut ausgesprochene Endmoräne in dieser Richtung ein derartiges Ende hätte nehmen

[1]) Zeitschr. der Deutsch. geolog. Gesellsch. 1893, S. 538—540.
[2]) Monatsberichte der Deutsch. geolog. Gesellsch. Nr. 6, 1909, S. 307.

Figur 1.



Verlauf der Endmoränen zwischen Storchnest und der Oder.

Maßstab 1 : 500 000.

sollen. Freilich haben größere Flußläufe in diesem Zwischenraum offenbar besonders zerstörende Einflüsse an etwa vorhandenen Endmoränenwällen ausüben können.

Vom Gebiet der älteren Vereisung bei Breslau her nach N. hin nach den Ausläufern der letzten Vereisung suchend, stieß ich zum ersten Male auf unzweifelhaft junge Formen bei Storchnest. Es waren die schon erwähnten Endmoränenbögen, die sich zwischen Laune und Launer See als schroffe, mit zahlreichen Steinen und Blöcken bedeckte Höhen hinziehen; ihre Fortsetzung nach O. auf Grätz hin ist leicht zu übersehen. Südlich und nördlich der von Storchnest nach SO. abgehenden Chaussee zeigen große Sandgruben, daß die Rücken hier sicher in ihrer ganzen Mächtigkeit aus Sand und Kies bestehen. Sodann biegt der Verlauf der Höhen aus der Richtung O.—W. nach SW. in der schon von BERENDT und KEILHACK angegebenen Weise um, sie umschließen, indem sie sich wieder nach W. und dann nach NW. wenden, ein Tal, in dessen Grunde Trebchen liegt, ein unvollkommenes kleines Moränenamphitheater bildend.

Als der Eisrand weggeschmolzen war, der einst den inneren Raum des Endmoränenbogens ausfüllte, befand sich dort ein Stausee, dessen Feinsande und feinsandigen Tone in großer Mächtigkeit in der Ziegelei an der Chaussee nach Lissa aufgeschlossen sind. Diese Staubeckenbildungen treten nochmals südlich vom Vorwerk in Trebchen auf, und auch an der Chaussee zwischen jener Ziegelei und dem Dorfe Trebchen glaube ich ihren Ausbiß an der Oberfläche erkannt zu haben.

Der innere Endmoränenwall, dessen Kern in der Ziegelei von Trebchen gut aufgeschlossen ist, zeigt tertiäre Sande und Tone (u. a. rote Flammentone). Sie sind z. T. überlagert von einer mächtigen Blockpackung, z. T. auch von Geschiebemergel. Um diesen inneren legt sich noch ein äußerer Wall mit Höhen bis zu 150 m, die sich also etwa 80 m über den heutigen Spiegel des Launer Sees erheben.

Die Fortsetzung der Storchnester Endmoräne nach W. hin suchte ich zunächst in ihrer unmittelbaren westlichen Fortsetzung bei Lissa, ohne irgend etwas zu finden als eine viele km breite,

schwach nach S. geneigte, reich mit Steinen bestreute Sandebene, die ich für den Sandr der Storchnester Endmoräne halten muß. Erst auf der Chaussee von Schwetzkau nach Gollmitz fand ich im Krähenberg, Hempelberg und den zwischen Bargen und Deutsch-Jeseritz sich hinziehenden Höhen einen neuen Bogen, der, genau in der westlichen Fortsetzung des Hauptstreichens der Storchnester Endmoräne gelegen, mir auch als dessen wirkliche Fortsetzung erscheint. Der Krähenberg besteht aus groben Schottern und Kies; die Jeseritz nach S. hin umschließenden Wälle bestehen auch aus steinigen Sanden und führen z. T. eine starke Bestreuung mit groben Blöcken. Die flach nach S. abfallende Sandrebene zieht sich ohne Unterbrechung von Lissa über das südliche Vorland dieses Bogenstückes hin. Dazu kommt, daß im konkaven Teil des Bogens der große See von Gollmitz ausgebreitet liegt, in dessen Nähe ich verschiedentlich die Grundmoräne in geringer Tiefe unter der Oberfläche in künstlichen Aufschlüssen beobachten konnte: so in der Ziegelei zwischen Jeseritz und Gollmitz, woselbst 1—2 m Geschiebemergel über tertiärem Ton anstehen, während die im SO. vorgelagerten Sandgruben schon Sand mit großen Steinblöcken führen. Ebenso war in kleinen Gruben längs des Weges von Gollmitz nach Lindensee, die zum Einpflanzen von Bäumen aufgeworfen waren, vielfach der Geschiebemergel in geringer Tiefe bloßgelegt. Am Nordende des Sees in einer Grube nördlich der Eisenbahnlinie treten auch etwas gestauchte Mergelsande auf, wie sie sich in Staubecken abzusetzen pflegen, und wie ich sie innerhalb des Storchnester Bogens schon beobachtet habe.

Die Hügel dieses Gollmitzer Endmoränenbogens sind nicht besonders hoch, erheben sich aber immerhin bis zu 14 m über den Spiegel des Sees. Sie zerfallen zwischen Deutsch-Jeseritz und Bargen in drei sich hinter einander wiederholende Ketten, ein Umstand, der vielleicht ihre wenig ansehnliche Entwicklung erklärt. Ihr östliches Ende biegt nach NO. um, und es ist daher sehr wahrscheinlich, daß die nördlich Lissa gelegenen kleinen Kuppen bei Gollenbitz, von Kuräne über Saake nach Schmidtschen, die Verbindung der beiden getrennten Stücke darstellen, um so mehr

als sich gleich nördlich dieser Linie wieder zahlreiche kleine Seen (Grundmoränenlandschaft) vorfinden.

Das westliche Ende des Gollmitzer Bogens biegt nach N. bezw. nach NW. um. Da das nächste von mir beobachtete Stück der Endmoräne wesentlich südlicher liegt, so bildet hier die Endmoräne offenbar einen einspringenden Winkel, dessen näheren Verlauf ich aber im Felde nicht verfolgt habe. Die Lage des Domniker, Hege- und Brzecznie-Sees verrät aber, daß die Spitze des Winkels ungefähr bei Luschwitz liegen muß. Bei diesem Orte verzeichneten auch BERENDT und KEILHACK schon aus der Nähe des Dorfes Buckwitz endmoränenartige Bildungen.

Von hier aus beginnt ein neuer Lobus, vor dessen konvexer Seite Fraustadt liegt. Beobachtet wurde der Bogen von Jlgen bis Merzdorf. Er erhebt sich bald 30 m über sein nördliches Vorland, in dem der große und kleine Jlgner See bei Jlgen, der Damm-See bei Alt-Strunz eingesenkt sind. Der Bogen wird von einigen tief eingeschnittenen Schmelzwasserrinnen durchbrochen und besteht, soweit dies gesagt werden kann, ohne beim Mangel jeglicher Aufschlüsse einen tieferen Einblick in seinen Kern gewonnen zu haben, wenigstens oberflächlich aus reich mit Steinen bestreuten und auch reichlich steinführenden Sanden. Vor ihm breitet sich sowohl auf Neugrätz wie auf Ingersleben hin der Sandr aus, aus dem nach S. hin mit Geschiebemergel bedeckte Hügel als Durchragungen emportauchen.

Noch ehe man den Hauptbogen bei Jlgen selbst erreicht, trifft man bei Johanneskirche auf einen von SW. nach NO. gerichteten, nach S. konvexen Bogen, der mit kleinen und großen Findlingen bestreut ist. Diesen Bogenteil beobachtete bereits KLAUTZSCH gelegentlich seiner Aufnahmen in der Nähe von Fraustadt[1]). Es sind nach ihm kiesige und steinig-sandige, auch lehmige Kuppen und Rücken, die sich von Bienemühl über Weigmannsdorf, Schulzenmühle, Forsthaus Klein-Heide, Jlgen nach Brettvorwerk hinziehen. Ihre Fortsetzung nach O. hin geht nach KLAUTZSCH durch den

[1]) Erläuterungen zur geolog.-agron. Karte der Umgegend von Fraustadt in Posen, Berlin 1909, S. 4.

Luschwitzer Forst bis Luschwitz, und von dort aus läßt er seine Endmoränen sich an die alten Berendt-Keilhack'schen Endmoränen unmittelbar auf Boguschyn zu anschließen.

Die weitere westliche Fortsetzung der Endmoräne hebt sich nicht so auffällig aus dem Gelände heraus wie gerade das Jlgener Bogenstück. Es liegt dies wahrscheinlich daran, daß die Endmoräne etwas in die Breite gegangen ist. Daher haben wir ein viele km breites Sandgebiet vor uns, die mit Wald bestandene Carolather Heide, die im N. durch das Seengebiet der Tarnauer Seen, des Hammer- und des Schlawaer Sees begrenzt wird. Quer durch den Forst hin zieht sich aber in nordwestlicher Richtung ein Höhenzug, der aus einer Reihe sich ununterbrochen aneinander anschließender Hügel besteht. Es sind der Rothe Berg bei Altkranz, der Rodeländer, Tschirschen- und Brunnenberg bei Försterei Grochwitz, Almas Höhe bei Glogeiche, die Gimp-, Wasser-, Kohl- und Langen Berge, der Rehberg und die Steinberge bei Eichau, die in ihrem Verlauf wohl die Hauptstillstandslage des Eissaums bezeichnen. Überall zeigt sich als oberste Schicht steiniger Sand, oft bedeckt mit zahlreichen Blöcken. Aufschlüsse, die den Kern des Bogens entblößen, mangeln bis auf zwei am Anfang und am Ende dieses Bogenstückes. Der Rothe Berg ist durch eine sehr große Sandgrube angeschnitten, die erkennen läßt, daß der Berg in seiner gesamten Masse aus groben Sanden und Kies besteht. Das gleiche Bild zeigt ein Aufschluß im Rehberg bei Eichau.

Dieser Hügelkette sind nach SW. wie nach NO. niedrigere Parallelketten vorgelagert, was gleichfalls beweist, daß die Endmoräne infolge des Oszillierens oder unregelmäßigen Rückganges des Eissaumes ihre Schuttmassen auf einem großen Raum ausbreitete, wodurch sie an Höhe hinter den benachbarten Teilstücken zurückbleiben mußte.

Die weitere westliche Fortsetzung ist gut vom Liebenziger Kirchberge aus zu beobachten. Man sieht, daß in einem weiten Bogen nach SW. hier Höhen den Talgrund, in dem der Liebenziger See liegt, umgürten. Die Verbindung zwischen diesem Höhenzug und dem letzten Teil der bereits beschriebenen Endmoränen

ist in eine große Zahl von kleineren Hügeln aufgelöst, die ich nicht untersucht habe. Ebenso ist diesem nach SW. gekehrten Bogen, über den die Chaussee nach Lippen führt, ein außerordentlich hügeliges Gelände vorgelagert, das sich allmählich zu einer schwach nach S. abfallenden Sandrebene verflacht. Die Hügelchen sind meist von SO. nach NW. orientiert; ihren westlichen Abschluß bilden die immerhin noch 100 m Meereshöhe erreichenden und damit das benachbarte Odertal um 40 m überragenden Höhen von Lippen. Das Odertal, 4—5 km breit, ist ganz mit Schlickmassen ausgefüllt. Es unterbricht natürlich auf dieser Strecke die Endmoränenkette, die nördlich des alten diluvialen Tales, das sich von Neusalz nach W. auf Kottbus hin in 70—86 m Meereshöhe ausbreitet, ihre Fortsetzung finden muß.

In diesem Tale haben vielleicht die Abschmelzwasser des in dem vorliegenden Bericht beschriebenen Teiles der Endmoräne nach W. hin ihren Abfluß genommen, doch sind Überreste dieses alten Stromes in Gestalt steinführender Sande nicht mehr beobachtet worden, vielmehr ist die Talmulde auf 4=5 km Breite mit steinfreien fein- bis mittelkörnigen Sanden angefüllt.

So breiten sich südlich Lissa bis Bojanowo etwa 20 km weit große Ebenen aus, die bis in die Gegend von Reisen nur mit Alluvionen angefüllt sind. Von da bis Bojanowo liegen ebene steinführende Sande, aus denen hier und da flache Erhebungen sich emporwölben, wie sie aus der schlesischen Ebene bekannt sind. Von Bojanowo bis Rawitsch (30 km von Lissa entfernt) breiten sich wieder weite Ebenen aus. Große Dünenzüge verraten, daß auch diese Ebenen weithin aus Sand bestehen müssen. Südlich Rawitsch schließt sich das Tal der Bartsch an. Die sanften Ufer dieses Tales gegen die es umgebenden Höhen hin, seine gleichmäßige Neigung nach W. hin, seine große flächenhafte Ausdehnung kennzeichnen es aber bereits als ein Tal, das ins Gebiet der älteren Vereisung gehört.

Berlin, den 11. November 1910.

---

b. Die Endmoräne von Dolzig bis zur russischen Grenze und der Wirbeltier-Horizont von Zalesie.

(Behr.)

Als mir Herr O. Tietze gelegentlich einer Besprechung über unser gemeinsames schlesisches Arbeitsgebiet seine Ansichten über die Altersstellung des Diluviums bei Breslau entwickelte und zum Beweise seiner Ausführungen von seinen Untersuchungen über die Endmoräne bei Lissa, wie sie im Vorstehenden niedergelegt sind, berichtete, konnte ich seine Angaben durch Beobachtungen ergänzen, die ich bei Reisen durch die Provinz Posen in früheren Jahren und während des letzten Sommers gesammelt hatte, und deren Bedeutung in diesem Zusammenhang wesentlicher erscheint.

Bei einer Begehung der Eisenbahnneubaustrecke Jarotschin-Schrimm Mitte August 1906 beobachtete ich etwa 1 km nördlich vom Dorfe Mieschkow einen sich scharf aus dem Landschaftsbild heraushebenden Höhenzug mit einem nordost-südwestlichen Streichen. Ich konnte ihn innerhalb des Meßtischblattes auf einer Länge von ungefähr 12 km verfolgen. Schon in der topographischen Karte fallen die schmalen, lang aneinandergereihten Geländeformen auf.

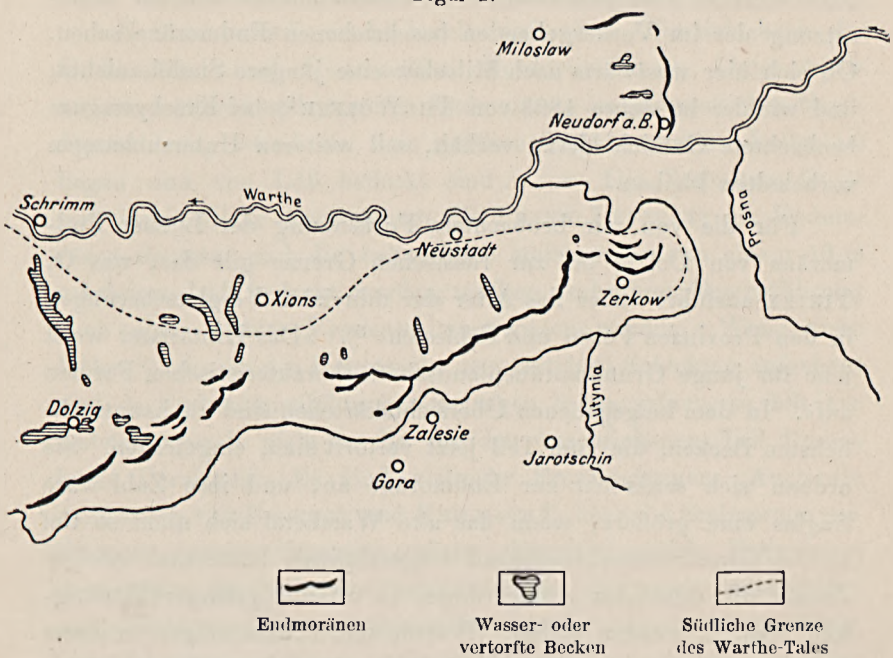
Das Material, aus dem sich diese Hügelkette aufbaut, sind vorwiegend kiesige Sande. Die zu ihrem Abbau angelegten Gruben zeigen im Profil Faltung, Aufpressung und Wechsellagerung von Sand-Bänken verschiedenster Korngröße bis zu reinen Kiesen. Bei Wolitza pusta finden sich auch Einlagerungen von Tonmergel. Große Geschiebe treten nur in den obersten Horizonten auf, aber in nicht bedeutender Menge.

Die geologische Deutung als Endmoräne ergab sich außer durch diese Beobachtungen noch dadurch, daß nördlich dieses Höhenzuges sich eine reguläre Grundmoränenlandschaft ausdehnt und südlich sich nach Jarotschin zu eine weite Sandfläche — Sandr — anschließt, durch die sich, parallel zu den eisrandlichen Aufschüttungen, das Tal des Lubieskabaches und des Obrabruches

zieht und dadurch die Endmoräne mit ihrem kaum 20 m höher gelegenen Kamme, besonders zwischen Mieschkow und Oschek, wallartig hervortreten läßt.

Inzwischen hat nun O. TIETZE den Verlauf der Endmoräne bei Lissa bis Dolzig ostwärts verfolgt, und durch einige Exkursionen konnte ich feststellen, daß in dem von mir beobachteten

Figur 2.



Verlauf der Lissaer Endmoräne von Dolzig bis zur russischen Grenze.
Maßstab 1 : 500000.

Endmoränenzug bei Mieschkow die unzweideutige Fortsetzung nach Osten zu erblicken ist. Bis Zerkow ist diese Endmoräne später auch WERTH aus eigener Anschauung bekannt geworden[1]). In der Lissagora (155 m über N.N.) erreicht sie eine großartige

[1]) E. WERTH, Eine Drumlinlandschaft und Rinnenseen südöstlich von Posen. Monatsber. d. D. g. G. 1909, S. 300ff.

Entwickelung in mehreren, dicht hintereinander liegenden Staffeln[1]). Dann bricht sie plötzlich ab. Steil hinab fällt das Ufer zum Warthetal. Der Lubieskabach wird südlich Zerkow von der Lutynia aufgenommen, die in großem Bogen die Hochfläche umfließt. Jenseits dieses rund 7 km breiten Tales zieht sich von Neudorf am Berge durch die sonst sehr eintönige Landschaft ein kleiner Höhenzug nordwärts nach Budzilowo, teils aus Sand, teils aus Geschiebemergel sich aufbauend. In diesem möchte ich die Fortsetzung der im Vorhergehenden beschriebenen Endmoräne sehen. Ob sich hier westwärts nach Miloslaw eine jüngere Staffel anlehnt, und wie der im Jahre 1893 von Th. Wölfer[2]) bei Krschywagura beobachtete Os sich hierzu verhält, soll weiteren Untersuchungen vorbehalten bleiben.

Für die von mir beobachtete Fortsetzung der Lissaer Endmoräne von Dolzig bis zur russischen Grenze gilt das, was O. Tietze ausführt »über das Alter der diluvialen Vergletscherungen in den Provinzen Posen und Schlesien«[3]). »Das Hinterland weist jene für junge Grundmoränenlandschaft charakteristischen Formen auf«. In dem beigegebenen Übersichtskärtchen sind die hauptsächlichsten Becken, die zum Teil jetzt vertorft sind, eingetragen. Sie ordnen sich senkrecht zur Endmoräne an, und ihre Zahl wäre fraglos eine größere, wenn das alte Warthetal sich nicht so tief in die Grundmoränenlandschaft eingeschnitten hätte und infolgedessen die diluvialen Ablagerungen in oft nur geringer Mächtigkeit erhalten worden wären. Warthe und Prosna zeigen in ihrem Verlauf auf russischem Gebiet dicht an der Grenze die ungefähre westliche Uferlinie einer großen vor der Endmoräne liegenden Niederung, in die die Wasser des Eisrandes abflossen. Hinter der Endmoräne scheint ein großer Stausee bestanden zu haben, bis der Riegel, den die Endmoräne bildete, weggewaschen wurde,

---

[1]) F. Wahnschaffe, Die Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes. Stuttgart 1909, S. 129 u. 130.

[2]) Th. Wölfer, Bericht über einen Grandrücken bei dem Dorfe Krschywagura südlich Wreschen. Dieses Jahrb. 1891, S. 268ff.

[3]) O. Tietze, Dieses Jahrb. 1910 I, S. 45ff.

die Wasser ihren Weg nach Westen nahmen und so das heutige Warthetal schufen.

Die Beobachtungen, die O. Tietze in dem Gebiete südlich Lissa bis nach Schlesien hinein machte, fand ich im östlichen Teile der Provinz Posen bestätigt. Höhenzüge, die sich als junge Endmoränen deuten ließen, habe ich, soweit mir das betreffende Gebiet aus eigener Anschauung bekannt geworden, südwärts der oben beschriebenen Endmoräne nirgends gesehen.

K. Keilhack[1]) macht bereits auf seiner Übersichtskarte der Endmoränen und Urstromtäler Norddeutschlands Unterschiede zwischen älteren und jüngeren Endmoränen im südwestlichen Nord-Deutschland, »weil sie zum größten Teil bereits im Lößgebiet liegen und von Löß bedeckt sind . . . .« Die Trebnitzer Berge und ihre östliche Fortsetzung, die Frank Leverett als Endmoränen deutete, und die bekanntlich stellenweise von einem 10 m mächtigen Löß bedeckt werden, müßten nach dieser Beweisführung auch einer älteren Vereisung zugewiesen werden. Wenn diese Höhen[2]), die in der Hauptsache aus tertiären Schichten aufgebaut sind, je Endmoränenbildungen getragen haben sollten, so fällt ihre Entstehungszeit nicht in die für den beschriebenen Teil Posens letzte Vereisung. Es sind vielmehr Erosionsformen. Auch die Auffassung von Berendt und Keilhack[3]) über die Endmoräne von Pleschen möchte ich nicht teilen. Diese angebliche Endmoräne ist weniger durch äußere Geländeformen, als durch flächenhafte, starke Bestreuungen und Geschiebereichtum charakterisiert. Diese Geschiebeansammlungen, deren Abbau heute noch ein lohnender ist, lassen sich m. E. eher als Rückstände einer stark ausgewaschenen Grundmoräne erklären. Wir haben in unserem schlesischen Arbeitsgebiet südlich Breslau in großer Verbreitung derartige Auswaschungsprodukte. Nur verhüllt sie dort die Löß-

[1]) K. Keilhack, Begleitworte zur Karte der Endmoränen und Urstromtäler Norddeutschlands. Dieses Jahrb. 1909 I, S. 507 ff.

[2]) A. Jentzsch, Geologische Beobachtungen in der Provinz Posen. Dieses Jahrb. 1907, S. 1054 ff.

[3]) G. Berendt und K. Keilhack, Endmoränen in der Provinz Posen. Dieses Jahrb. 1894, S. 235 ff.

decke. Es sind die Reste einer Grundmoräne, die, vielleicht über noch größere Bezirke hin, uns oft nur noch als eine Steinsohle erhalten geblieben ist, und deren Geschiebemergel dort, wo er noch ansteht, durch auffällige Geschiebeanreicherung an seiner oberen Kante sich auszeichnet.

Aber noch auf einen zweiten Punkt will ich hier hinweisen, den ich als Glied in die Beweiskette für das verschiedene Alter des Diluviums von Posen und Schlesien einfügen möchte.

Für den Eisenbahnneubau der Strecke Jarotschin-Schrimm wurde 1906 am Westausgang des Dorfes Zalesie, ungefähr 2 km nördlich Gora, eine Kiesgrube angelegt. Das Profil zeigte kiesige Sande bis sandige Kiese unter einem Geschiebemergel, dessen Mächtigkeit zwischen 0,5 und 3 m schwankte. Der Aufschluß war 5 m hoch, und in dieser Tiefe fand sich als Geschiebesohle ein Steinpflaster aus Windschliffen vom Dreikantertypus. Die Geschiebe lagen dicht neben einander und waren von erheblicher Größe. Heute sind diese Kiesgruben verschüttet. Dafür aber sind unmittelbar nördlich desselben Dorfes Neuanlagen entstanden, die der Firma Gebr. Klose in Posen gehören. Im letzten Sommer habe ich diese Aufschlüsse wiederholt besucht, und ich konnte hier das gleiche Profil wie in jener Grube 1906 beobachten. Unter einer geringen Sanddecke (0—0,5 m) folgte ein Geschiebelehm von 0,25—1,00 m Mächtigkeit. An seiner Unterkante war der aus dem ursprünglichen Geschiebemergel ausgelaugte Kalk zum Absatz gekommen. Unterlagert wurde diese Grundmoräne von horizontal und diskordant geschichteten sandigen Kiesen und kiesigen Sanden mit Einlagerungen von grobem Kies. In einer Tiefe von 3,50—4 m unter Tage wurde die aus zahlreichen Windschliffen bestehende Steinsohle freigelegt. Auf diesem Steinpflaster wurden nun zahlreiche Wirbeltierknochen gefunden, deren Bestimmung Herr H. Schroeder in liebenswürdigster Weise übernahm.

Es ergab sich folgende Fauna:

Bison priscus: Radiusfragment, Schädelfragment mit Hornzapfen, Unterkieferfragment im Zahnwechsel, letzter Molar des Unterkiefers, zwei Oberkieferzähne.

Equus caballus L.: Metacarpusfragment, Humerusfragment, 2 Unterkieferzähne, 1 Oberkieferzahn.

Cervus tarandus L.: Geweihfragment.

Elephas primigenius BLUMENB.: Unterkieferzahn, jugendlicher Oberkieferzahn. *Elephas* sp,, Unterkiefersymphyse.

Rhinoceros antiquitatis BLUMENB: zwei Unterkiefermolaren, *Rhinoceros* sp. Beckenfragment, Schulterblattfragment.

Der Fund ist fast ausschließlich im Besitz des Kaiser-Friedrich-Museums in Posen. Um die Aufsammlung dieser Knochenreste hat sich Herr Lehrer GLOWACKI in Zalesie in dankenswerter Weise verdient gemacht. Wie ich aus dieser Quelle erfuhr, waren bereits 1906 in der ersten Kiesgrube auch Knochenfunde in diesem Horizonte gemacht worden.

Ob es sich im vorliegenden Falle um eine Fauna handelt, die während einer Interglazialzeit gelebt hat, oder aber um Tiere, die unmittelbar am Eisrand lebten, ergibt sich leider nicht mit Sicherheit aus der Zusammensetzung der Fauna. Das Hauptgewicht ist auf die genau festgelegte stratigraphische Lagerstätte zu legen. Auch die abgerollte Erhaltungsform der Reste läßt keinen bestimmten Schluß zu, da einerseits die Abrollung bei primärer Ablagerung, andrerseits beim Transport zur sekundären Lagerstätte erworben sein kann. Das unter dem Wirbeltierhorizont auftretende Steinpflaster von Dreikantern fasse ich in Übereinstimmung mit O. TIETZE auf als entstanden unter der Einwirkung der vor dem heranrückenden Eise wehenden, trocknen Eiswinde, die die Wüstenzeit einleiteten und schufen.

In Schlesien haben wir, wie schon O. TIETZE[1]) ausgeführt hat, und wie ich selbst beobachtete, ganz ähnliche Verhältnisse. Das Profil durch die diluvialen Schichten zeigt uns auch dort als obersten Horizont über der Grundmoräne ein Pflaster von windgeschliffenen Geschieben, deren Entstehung ebenfalls in den Be-

[1]) O. TIETZE: Die geologischen Verhältnisse der Umgegend von Breslau D. Jahrb. 1910 I, S. 258 ff.

ginn der jüngsten Vereisung fällt, wenn wir die Ablagerung des Lösses zeitlich ungefähr mit der letzten Vereisung für Posen zusammenfallen lassen. Aus Schlesien ist bis heute nur ein Profil, das Profil von Ingramsdorf, bekannt geworden, in dem Windschliffe mit einer nach Gürich interglazialen Flora und Fauna zusammen beobachtet wurden[1]), allerdings mit der wesentlichen Abweichung, daß dort die Steinsohle über den fossilführenden Ablagerungen liegt. Zwar sind zahlreiche Säugetierreste auch an anderen Orten Schlesiens aufgefunden, es fehlt aber bei den Fundangaben durchweg an einer genauen Beschreibung der Lagerstätte, sodaß diese für die Gliederung des Diluviums uns keinen Anhalt zu bieten vermögen.

Das in Posen bei Zalesie von mir beobachtete Steinpflaster mit Windschliffen und das aus unserem schlesischen Arbeitsgebiet beschriebene scheinen mir gleichaltrig zu sein. Hier verhinderte die Lößdecke jede weitere Zerstörung dieses Horizontes, und dort taten dies die Vorschüttungssande, für die ich die unter dem Oberen Geschiebemergel abgelagerten Sande und Kiese von Zalesie ansprechen muß. In dem Zwischengebiet zwischen nördlicher Lößgrenze und südlichstem Rande der letzten Posener Vereisung konnte dieses Steinpflaster natürlich infolge der jüngeren Kulturarbeiten nicht so unverletzt erhalten bleiben und ist der alluvialen Erosion und Denudation vielfach zum Opfer gefallen. Doch traf ich 1905 bei der Begehung der Eisenbahnneubaustrecke Glogau-Guhrau unweit Attendorf auf größere Erstreckung hin auf dem Geschiebemergel dicht nebeneinanderliegende, ausgezeichnete Windschliffe in allen Größen an, die ich heute auf die damalige Wüstenbildung zurückführe, und auch O. Tietze machte gleiche Beobachtungen gelegentlich seiner Begehungen des Trebnitzer Katzengebirges[2]) und der Eisenbahnneubaustrecke zwischen Grünberg und Sprottau. Auch Roemer[3]) berichtet von Dreikantervorkommen von Prim-

[1]) G. Gürich: Der Schneckenmergel von Ingramsdorf und andere Quartärfunde in Schlesien. D. Jahrb. 1905, S. 43 ff.

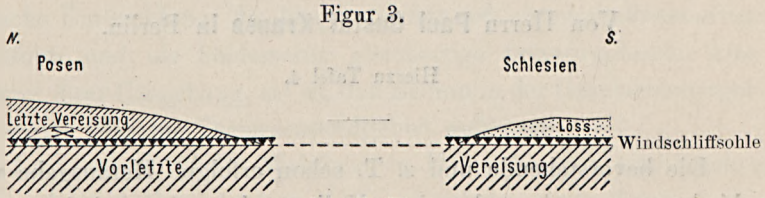
[2]) cf. Althaus: Über einen Querkanter aus dem Katzengebirge. Jahresbericht der Schles. Ges. für vat. Kultur, 1892, S. 29.

[3]) F. Roemer: Dreikanter aus Schlesien. Ebenda 1889, S. 82, 83.

kenau. Dieses Vorkommen ist mir jedoch nicht aus eigener Anschauung bekannt, und in jedem einzelnen Falle muß selbstverständlich entschieden werden, ob nicht etwa neuzeitliche Dünenarbeit hierbei in Frage kommen kann.

Im beigegebenen schematischen Profil habe ich meine Ansicht über den Zusammenhang der windgeschliffenen Steinpflaster von Posen und Schlesien dargestellt.

Figur 3.



Schematisches Profil.

Das Urteil Partsch's[1]) über das Alter des schlesischen Diluviums, als er 1896 schrieb: ». . . . soweit die jüngere Vereisung sich erstreckte, trägt die Landoberfläche noch deutlich die Charakterzüge der Glaziallandschaft. Nur hier herrscht der auffallende Reichtum an Seen, nur hier lassen sich frische Endmoränen als weit fortsetzende Geschiebewälle in landschaftlich eindrucksvoller Großartigkeit viele Tagereisen weit in ununterbrochenem Zusammenhange verfolgen. In dem südlicheren Gebiet, also auch in Schlesien, sind die Spuren der ersten Eiszeit schon lange genug der atmosphärischen Wirkung ausgesetzt gewesen, um verwaschen zu werden und ihre charakteristische Oberflächengestalt recht vollständig abzulegen«, ist heute durch unsere Untersuchungen, die völlig unabhängig davon einen ähnlichen Weg gingen, im wesentlichen bestätigt, im einzelnen ergänzt und modifiziert.

[1]) J. Partsch: Schlesien, eine Landeskunde für das deutsche Volk. Breslau 1896, S. 166.

Berlin, den 29. Dezember 1910.

Über Oser in Ostpreußen.

Von Herrn **Paul Gustaf Krause** in Berlin.

Hierzu Tafel 4.

Die bevorstehende und z. T. schon erfolgte Herausgabe verschiedener von mir und meinen Kollegen in meinem früheren Arbeitsgebiete (Ostpreußen) aufgenommener Kartenblätter gibt mir Veranlassung, eine kleine Nachlese zu halten, die sich mit dem Auftreten von Osern in Ostpreußen beschäftigen soll.

Bei der morphologischen und petrographischen Übereinstimmung, die wir nicht selten zwischen Osern und gewissen Endmoränen beobachten, ist es in auch sonst verwickelter gestaltetem Gelände oft nicht möglich, von einem kleineren Gebiete aus den Charakter solcher fraglichen Gebilde entscheidend zu bestimmen. Diese Schwierigkeit ist ja nicht neu und auch von anderen Forschern in anderen Gebieten und Ländern bereits erkannt und betont worden. Sie läßt sich, wenn nicht die Richtung der Schrammen auf anstehenden Felsen oder andere Kriterien hinzukommen, meist erst aus einer größeren Gruppe von geologisch bearbeiteten Kartenblättern beurteilen, klären und entscheiden.

Und in dieser Hinsicht bietet gerade Ostpreußen, wie jeder weiß, der in dem zu behandelnden Gebiet geologische Kartenaufnahmen gemacht hat, vor anderen Gegenden recht erhebliche Schwierigkeiten. Wir wollen hier ganz absehen von der vielfach mangelhaften topographischen Grundlage der alten Meßtischblätter, die der Darstellung der Morphologie der Landschaft in waldigen Gebieten gegenüber oft ganz versagt. Aber die oft ans Außerordentliche grenzende Zergliederung der Oberfläche in viele kleine Einzel-

formen und die damit Hand in Hand gehende Kleinzügigkeit des petrographisch-geologischen Kartenbildes läßt oft in kleinen Gebieten die großen Leitlinien erst dann klar erkennen und richtig deuten, wenn sie mit anderen Gebieten zu einer größeren Einheit verschmelzen, wie dies jetzt z. B. mit dem Sensburg-Bischofsburger Aufnahmegebiet, das an das ältere Rössel-Bischofsteiner anschließt, der Fall ist.

Denn nicht überall zeigen die Oser die leichter kenntliche typische Entwicklung, die langgestreckte, oft eisenbahndammartige Wallform und die beiderseitig gleichartige petrographische Ausbildung ihrer Umgebung, sei es, daß sie nun in der Geschiebemergellandschaft oder im Terrassensandgebiet aufsetzen.

Löst sich z. B. die Wallform in kleine Kuppen und Rücken auf, zwischen die sich dann hin und wieder große Lücken einschieben, womöglich in Verbindung mit einer von der vorauszusetzenden abweichenden Richtung, dann sind die Schwierigkeiten namentlich auch in solchen Gebieten gehäuft, wo der sog. Sandur[1]) vor der Endmoräne fehlt und bei dieser selbst in ihren Oberflächenformen Wallrücken vorwiegen.

Aus Ostpreußen sind bisher in der Literatur erst zwei Angaben über das Vorkommen von Osern zu verzeichnen.

Der erste derartige Nachweis stammt vom Verfasser dieses Aufsatzes, der im Jahre 1898 gelegentlich der Kartierung des Blattes Aweyden in seinem Aufnahmebericht[2]) als eine subglaziale Os-artige Bildung einen schmalen und wenig hohen Sand- und Kiesrücken beschrieb, den man als Peitschendorfer Os bezeichnen könnte. Im Jahre darauf hat dann A. Klautzsch[3]) einen Os-

[1]) Das auch sprachlich unschöne Wort Sandr ist auch philologisch falsch. Die richtige Form des Wortes ist Sandur, wie auch z. B. die neuen dänischen Generalstabskarten von Island schreiben. Durch ein Misverständnis wurde, wie mir Herr Staatsgeolog Dr. V. Madsen in Kopenhagen freundlichst mitgeteilt hat, von einigen Philologen angenommen, daß das u in der alten Zeit nicht gesprochen wurde, und dann wurde es eine zeitlang gebräuchlich, es deswegen auch nicht zu schreiben. Das u wird aber gesprochen. Es wäre daher wünschenswert, daß die falsche Wortform Sandr aus unserer Literatur verschwände.

[2]) Dieses Jahrbuch Bd. 19, 1898, S. CCLXXVII.

[3]) Dieses Jahrbuch Bd. 20, 1899, S. XC.

Rücken vom Blatte Seehesten zwischen Pülz und Langenbrück bekannt gemacht, auf dessen Fortsetzung ich zunächst eingehen möchte.

I. Die Oser der Sensburger Seenrinne.

In der Tat läßt sich an dieser so auffälligen, im großen und ganzen nord-südlich verlaufenden, langen schmalen Seenrinne auch schon auf dem nördlichsten Blatte (Heiligelinde) (trotz der mangelhaften Topographie gerade in dem kritischsten Gebiete [Wald!]) die Form langgestreckter, dem See paralleler Sandrücken bei Heiligelinde erkennen. Es unterliegt wohl keinem Zweifel, daß sie ebenfalls als Oser anzusprechen sind.

Ich brauche, um mir weitere Schilderungen zu ersparen, nur auf das geologische Blatt Heiligelinde selbst hinzuweisen. (Die Darstellung der Sande als Unterer Sand ist aus der damaligen Auffassung zu erklären.)

Auf dem südlich anstoßenden Blatte Seehesten liegt dann der von Klautzsch erwähnte Os-Wall. Wahrscheinlich gehören eigenartige Rücken in der Umgebung des Juno-Sees auch zu den Osern. Ich will hier aber nicht darauf eingehen, da ich dieses Blatt nicht aufgenommen habe. Prachtvolle Os-Wälle mit begleitenden Os-Gräben finden sich dagegen wieder auf dem nächsten, südlich anstoßenden Blatte Sensburg, das übrigens bereits 1910 erschienen ist. (Lief. 133.) Die Karte zeigt hier drei Hauptzüge dieser Art. Der westliche besteht fast ausschließlich aus Sand und läßt sich nördlich vom Soltisko-See bei Sensburg bis an den Südrand des Blattes verfolgen. An genanntem See tritt er in isolierten Rücken hervor, ebenso wie am Bahnhof Sensburg, um dann aber als eine Art riesiger Eisenbahndamm, beiderseits von Rinnen begleitet, und übrigens auf seiner ebenen Oberfläche zufällig auch eine Eisenbahn tragend, bis an die Krummendorfer Endmoräne heranzureichen.

Östlich von diesem Os ist dann ein zweiter mittlerer vorhanden, der aus einer Anzahl schmaler langgestreckter, in einer fortlaufenden Reihe angeordneter Einzelrücken besteht. Im N. liegt die Stadt Sensburg auf einem solchen. Der von Rinnen beider-

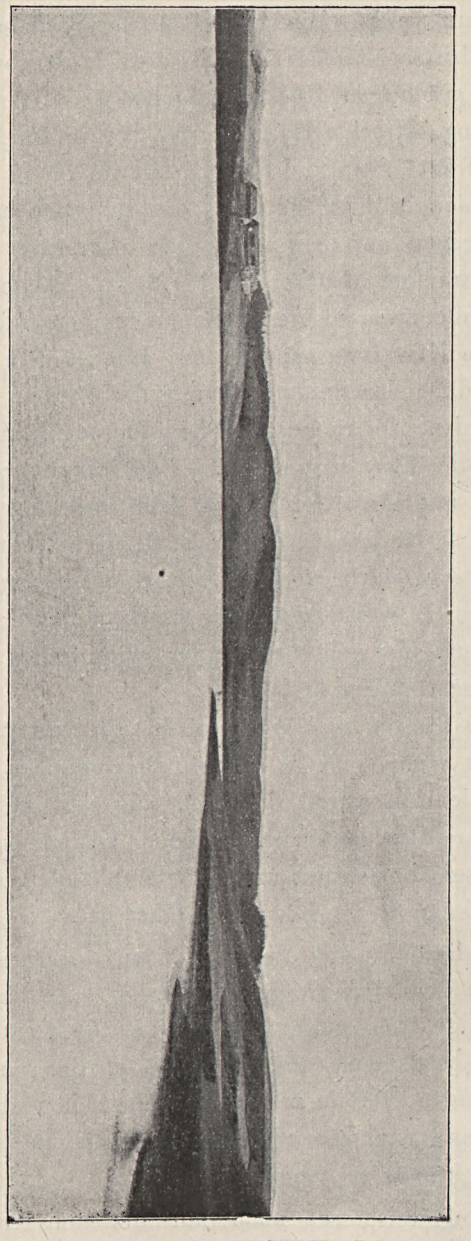
seits begleitete Zug verzweigt sich nördlich und südlich von Bronikowen und reicht ebenfalls bis an die Endmoräne im Süden.

Ein dritter östlicher Zug ist östlich Sensburg im Czoos-See in einem prächtigen Rücken gegeben (s. die Abbildung S. 80), der, als langgestreckte Halbinsel den See in der Länge teilend, aus diesem aufragt. Seine Fortsetzung ist im N. in den Sand-Rücken zwischen dem Mühlenfließ und dem Juno-See zu suchen. Nach S. ist sie dagegen auf dem noch nicht kartierten Nachbarblatt Königshöhe weniger deutlich zu verfolgen. Auch an diesen Sensburger Wallbergen, die fast ganz aus Sanden aufgebaut sind, lassen sich kleine Kieskerne nachweisen. Wie an dem Endmoränenquerriegel nördlich der Stadt Sensburg die Formen der Oser undeutlicher werden, so auch im Süden an der Krummendorfer Endmoräne, die hier ebenfalls die Os-Richtung quert. Aber diese Seenrinne mit ihren Sandzügen setzt sich durch die Endmoräne weiter nach S. fort und tritt in ihrem wesentlichen Anteil auf Blatt Peitschendorf (noch nicht geologisch aufgenommen) über. Nur in seinem westlichen Teile greift sie noch auf Blatt Aweyden hinüber, und hier gehört zu ihr der schon früher von mir beschriebene Peitschendorfer Os.

Diese Rücken und Wälle in der geschilderten Seenrinne sind aber nicht mehr ganz in ihren ursprünglichen Formen erhalten, sondern sie sind durch die Seen und den Aufstau des Wasserspiegels in Mitleidenschaft gezogen. Örtlich hat eine Einebnung zu Terrassen, namentlich in den tieferen Teilen, stattgefunden, was zur Verwischung der Formen geführt hat.

Alle diese Rücken bauen sich aus kiesigen Sanden auf, die z. T. nach der Tiefe zu gröber werden. In ihnen aber stecken linsenförmige Kiesnester, die man als Os-Centra im Sinne von de Geer bezeichnen könnte. Die in den Sanden und Kiesen sich findenden Gerölle zeigen sich alle schön abgerollt. Die Aufschlüsse lassen schwebende Lagerung mit Kreuzschichtung (Wildbach-Schichtung) erkennen.

Anhangsweise sei noch auf die am Krummendorfer See zwischen Glashütte und Krummendorf sich findenden Rücken aus



Os-Rücken im Czoos-See bei Sensburg.

Nach einer Aufnahme von Herrn Sanitätsrat Dr. Hilbert in Sensburg.

kiesigen Sanden mit starker Geröllbestreuung und einzelnen Kieslinsen aufmerksam gemacht. Sie nehmen von der Endmoräne ihren Ursprung, sind ungefähr in N.-S.-Richtung angeordnet, z. T. mit geschlängeltem Verlauf, und von heute vertorften schmalen Rinnen begleitet, so daß sie ebenfalls das Bild von Osern mit Os-Gräben bieten.

Die Entstehung dieser vorher geschilderten Oser der langgestreckten Sensburger Seenrinne weist auf klaffende Spalten im Eise hin, an deren Grunde lebhaft strömende Wassermassen diese Bildungen in schwebender Lagerung absetzten. Die scharfe Abgrenzung, welche namentlich der die Eisenbahn tragende Sensburger Os durch seinen Os-Graben gegen die westlich daran anstoßende Grundmoränenlandschaft erfährt, ist für die Frage nach deren Entstehung wichtig. Sie läßt deutlich erkennen, daß jene Landschaft noch unter einer geschlossenen Eisdecke lag, als sich in dem benachbarten Spaltensystem die Sedimente zu den Os-Rücken aufschichteten. Heute umgeben die Os-Wälle die zwischen ihnen liegenden Seenrinnen wie Deiche einen Fluß.

II. Oser auf Blatt Cabienen.

Der Warpuhner Os.

Den Endmoränenzug, der von Giesöwen und Warpuhnen-Spiegelowken her vom Nachbarblatte Seehesten auf Blatt Cabienen übertritt, unterbricht eine große Rinne. Sie beginnt etwas nördlich von Burschewen und verläuft nach S. In dieser Rinne finden sich nun ebenfalls Os-Rücken, die ehemals wohl größere Längenerstreckung hatten, aber durch spätere Terrassenbildung z. T. eingeebnet sind.

Der heute noch deutlich erkennbar erhaltene Os-Rücken liegt auf der Grenze zwischen den beiden Blättern, ist in der Richtung der Rinne gestreckt und aus Kiesen sowie steinigen Sanden auf-

Anmerkung. In den Erläuterungen zu Blatt Sensburg ist der Haupt-Os-Zug auf der Westseite der Seenrinnen auf Tafel V angedeutet. Nur ist leider dort die auf die Oberfläche (Hauptterrasse) verweisende Strichlinie versehentlich um 2 mm zu tief gesetzt.

gebaut. Auf seiner Westseite begleitet ihn ein Os-Graben in Gestalt einer schmalen Rinne.

Die Oser bei Surmowen.

Die Grundmoränenlandschaft hinter der Endmoräne Schellongowken-Surmowen zeichnet sich durch eine große Anzahl kleiner N.-S. gerichteter Wallrücken aus, die aus kiesigen und steinigen Sanden bestehen. Mit ihnen zusammen, z. T. in enger Anlehnung, treten zahlreiche, schmale, ebenso gerichtete Rinnen auf. Beide eng verbundene Formen reichen fast bis an die Linie der nächstjüngeren Endmoräne Burschewen-Dürwangen heran und sind zweifellos gleichfalls als Oser-Bildungen zu deuten. In einem Aufschluß unmittelbar nördlich vom Wege nahezu auf der Mitte zwischen Burschewen und Siemanowen sieht man saiger stehende Kiese und Sande.

Der Otterner Os.

Bei Samlack nimmt ein neuer langgestreckter Rinnenzug seinen Anfang, in dessen Verlauf ebenfalls Oser-Bildungen auftreten. Die erste Strecke der Rinne verläuft ziemlich geradlinig mit einer reinen Geschiebemergelumrandung. Am Südende des Stadtwaldes tritt dann eine Gabelung ein. Die alte Richtung wird von dem östlichen Ast beibehalten, verläuft sich aber weiter nach S. Der auf Klein-Ottern nach W. zu ausbiegende Ast besteht aus einem Zuge steiniger Sande, in dem kurze parallele Wellen mit Rinnen dazwischen auftreten. Die eigentliche Rinne setzt erst wieder bei genanntem Gute mit den Ottern-Seen ein, begleitet von langgestreckten schmalen Sandrücken, den Os-Wällen.

Südlich vom Großen Ottern-See erkennt man selbst bei der schlechten topographischen Grundlage, die hier die Karte bietet, wie sich Lehm- und Sandrücken fingerförmig anordnen und das Ende des Os-Zuges in dem jetzt vertorften Staubecken der Sadlower Forst bilden.

Wir werden ein ganz analoges Bild auf Blatt Teistimmen wiederfinden.

Der Bodschanower Os.

Bei Klein-Ottern erhält die geschilderte Rinne noch aus westlicher Richtung von Bodschanowen (Boczanowen) her eine Querverbindung zu einem zweiten, ebenfalls als Os aufzufassenden Zug von einzelnen Sandrücken. Dieser beginnt auch bei Samlack und verläuft ziemlich geradlinig über Bodschanowen nach Bergenthal, wo er mit dem gleich zu besprechenden Bergenthaler Os zusammenstößt.

Es fehlen hier die sonst typischen, begleitenden Os-Gräben, wenigstens sind sie immer nur auf kurze Erstreckung hin unregelmäßig vorhanden. Dies hat hier seinen Grund wohl darin, daß der Os-Spaltenzug auf einer nordwestlich sich abdachenden Fläche lag, so daß hier bereits unter dem Eise eine teilweise Entwässerung in dieser Richtung erfolgte, wie die in diesem Sinne vom Oszug ausgehenden Rinnen zeigen. Die Os-Sedimente wurden aber noch dem eigentlichen Spaltenzuge entsprechend in diesem abgesetzt.

Der Bergenthaler Os.

Der schönste der mir aus Ostpreußen bekannten Oser ist unstreitig der am besten nach dem Gute Bergenthal zu benennende, auf Blatt Teistimmen gelegene Os.

Er läuft nahe dem Ostrande des Blattes von N. nach S. Die lange schmale Rinne, die ihn begleitet, läßt sich über Gr.-Köllen hinaus noch weiter verfolgen, ich will mich aber hier auf Blatt Teistimmen beschränken. Bei Kl.-Köllen teilt sich die Rinne in zwei parallele Os-Gräben, zwischen denen ein langer schmaler Grundmoränenrücken verläuft. Unmittelbar südlich vom Gute Bergenthal, das auf ihm liegt, tritt an Stelle des Geschiebemergels, der in den Untergrund taucht, nun Kies auf und setzt diesen Rücken bis zur Eisenbahn fort. Hier ist dann eine Lücke, durch die die Eisenbahn die Os-Linie quert.

Bei Bergenthal ist zugleich eine Vereinigungsstelle mit dem Cabiener Os, der hier östlich vom Gut an den Bergenthaler Os herantritt, also einen Bi-Ås im Sinne der Schweden bildet. Der Kies-

reichtum hat hier dazu geführt, ihn in großem Umfange in mehreren Gruben abzubauen.

Zwischen Eisenbahn und Bansener See ist dann der Bergenthaler Os in scharfer, z. T. doppelrückiger Wallform mit beiderseitigen Os-Gräben ausgeprägt.

Von Neusorge an wird der Os ein einheitlicher, breiter Sandzug mit ziemlich geradliniger Abgrenzung nach W. gegen die Grundmoränenlandschaft. Bei Wengoyen löst er sich dann beim Eintritt in das Wengoyer Staubecken in der Nähe der Endmoräne fingerförmig in einzelne, meist aus kiesigen Sanden bestehende, sich z. T. verflachende Rücken auf, analog wie wir es bei dem Otterner Os sahen. Der Gesamtverlauf des Os-Rückens ist schwach S-förmig. Dieser Os ist noch deswegen von Interesse, weil sich an ihm zwei Entstehungsarten vereinigt finden. In dem nördlichen, aus Grundmoräne aufgebauten Rücken liegt zweifellos eine Aufpressung vor, die wir wohl mit Korn und anderen als in einer offenen Spalte entstanden denken müssen. In der Fortsetzung nach S. stellen die Kies-Sand-Rücken dagegen reine Aufschüttungen in eben diesem Spaltenzuge dar, während die fingerförmige Gabelung am Südende vielleicht mit einer submarginalen Entstehung zu erklären ist.

Oser auf Blatt Theerwisch[1]).

Auch an der langgestreckten Seenrinne, die das Blatt Theerwisch nahe dem Ostrande von N. nach S. durchzieht, finden sich parallel zu ihr angeordnete, hauptsächlich aus Kiesen und steinigen Sanden aufgebaute Bildungen, die anscheinend ebenfalls zu den Osern zu rechnen sind. Während sie beim Dorfe Alt-Marxöwen durch spätere Einebnung in die Fläche der großen Theerwischer Hauptterrasse einbezogen sind, hebt sich an der Ostseite der Mingfer Seenrinne eine breitere, hauptsächlich aus Kiesen und steinigen Sanden aufgebaute Zone als Rücken aus der Terrassenebene. Hier hat die spätere Terrassenbildung den widerstands-

[1]) Vergl. auch das unlängst erschienene geologische Blatt Theerwisch Lieferung 133, 1910.

fähigeren Wall nicht zu verwischen vermocht. Ein schmaler, vertorfter Os-Graben begleitet ihn auf seiner Ostseite. Auch die so auffällige, enge, am Grunde von Sand ausgefüllte, in die Geschiebemergelhochfläche eingesenkte Rinne, die von Jablonken nach S. verläuft und bei den Alt-Keikuther Ausbauten kleine aus kiesigen Materialien aufgebaute Wälle erkennen läßt, muß wohl als eine Os-Spaltenbildung aufgefaßt werden. Und dies gilt dann auch für die analogen benachbarten Gebilde.

Die Kuttener Oser.

Im Jahre 1900 und 1901 nahm ich das Blatt Kutten auf, das dann zusammen mit den übrigen Blättern des Mauerseegebietes im Jahre 1903 veröffentlicht wurde. Bei dieser Aufnahme fielen mir gewisse Wallformen in der Nordostecke des Blattes auf, die in Verbindung mit dem mächtigen Endmoränen-Massiv der Pillacker Berge auftreten und nach S. auf über 2 km Entfernung bis etwas unterhalb Jakunowken zwischen diesem Dorf und der Krummen Kutte zu verfolgen sind. Es sind dies eine Anzahl niedriger, unter einander parallel gerichteter Wälle, deren Profil in der Längsrichtung sich schwach wellig auf- und abwärts bewegt. Streckenweise kann die Oberfläche aber auch, wie in dem schönsten und typischsten dieser Wälle, der sich an der westlichen Außenseite dieser Gruppe findet, eine eisenbahndammartige Beschaffenheit bekommen. Auch die Breite dieser Rücken ist ungefähr die von Eisenbahndämmen. Sie bleibt sich auch im großen und ganzen im Verlauf ziemlich gleich.

Der Lauf dieser einzelnen Wälle ist im allgemeinen von N. nach S. gerichtet und in dieser Richtung schwach wellig gebogen. Bei einigen dieser Wallrücken, namentlich bei dem zuletzt erwähnten, finden sich jedoch scharfe bajonettförmige Umknickungen im weiteren Verlaufe, die demnach eine besonders auffallende Eigenschaft dieser Oberflächenformen bilden. Ein Blick auf das topographische und auf das geologische Blatt Kutten läßt diese eigentümlichen Bildungen erkennen. In der Kartenskizze Tafel 4 sind sie in größerem Maßstabe dargestellt, um sie besser herauszuheben.

Auch der petrographische Aufbau dieser Rücken bietet gewisse Eigentümlichkeiten. Wir bemerken nämlich, wie sich perlschnurartig in diesen vorwiegend aus kiesigen Sanden mit schön gerolltem Steinmaterial bestehenden Wällen in etwas wechselnden Abständen Kiespartien nicht nur petrographisch, sondern auch morphologisch herausheben. Die Os-Wälle nehmen an diesen Stellen sowohl in der Höhe wie in der Breite etwas zu. Die Längsachse dieser länglich runden Kiesnester liegt in der Richtung der Os-Wälle angeordnet.

Der innere Aufbau der Wälle war aus Mangel an Aufschlüssen leider nirgends zu sehen.

Diese gewissen Eigenschaften waren mir natürlich auch seinerzeit, als ich das Gebiet kartierte, aufgefallen, aber es war damals keine klare Entscheidung, ob die Wälle noch zur Endmoräne zu rechnen seien oder den Osern zugehörten, zu gewinnen. Wohl hatte ich bereits im Jahre 1901 aus Anlaß einer gemeinsamen Bereisung des Mauerseegebietes mit Herrn Geheimen Bergrat Wahnschaffe und den begleitenden Kollegen diese Wälle sowie analoge Sandrücken bei Willudden als vermutliche Oser gezeigt und bezeichnet. Aber eine gewisse Unklarheit über die Fortsetzung der Endmoränenzüge auf dem östlich anstoßenden, noch nicht kartierten Blatt Kerschken verhinderte die Entscheidung und unbedingte Bestimmung als Oser. Es schien nämlich, als ob sich an den großen Pillacker Endmoränenbogen hier noch eine Vorstaffel nach O. anlegte, die sich vom Höllenberg bei Jakunowken über Jakunowkenberg zum Teufelsberg wendete. Das Blatt Kerschken wird fast ganz von Wald eingenommen, der bei seiner dichten, sehr urwüchsigen Beschaffenheit eine Übersicht über die Geländeformen selbst bei der Spezialkartierung schwer ermöglicht. So war man hier hinsichtlich des Endmoränen-Verlaufes nur auf Mutmaßungen angewiesen, zumal sich auch die Geländedarstellung in der Karte infolge dieser Waldbedeckung als ganz unzureichend erwies.

Erst die nun seitdem erfolgte Spezialkartierung von Blatt Kerschken hat diese Verhältnisse klargestellt und gezeigt, daß

diese östliche Endmoränenstaffel nicht aufrecht zu erhalten ist, sondern daß der am Ostrande von Blatt Kutten in N.-S. entlang ziehende Bogen, den man mit Drygalski und Elbert[1]) vielleicht als Randmoräne bezeichnen könnte, sich in einem Zwickel an den großen Pillacker anlegt. Aus diesem Zwickel nehmen jene eigentümlichen, oben geschilderten, zweifellos als Oser aufzufassenden Dämme und Wälle z. T. ihren Ursprung.

Was die Entstehung dieser Oser betrifft, so lassen sich die oben geschilderten, einigermaßen regelmäßigen Einschaltungen von Kiesnestern in diesen Os-Wällen sehr wohl im Sinne von de Geer[2]) als proximale Teile von Os-Centren auffassen. Sie würden also für eine submarginale Entstehung dieser Oser sprechen. Nehmen wir nun weiter mit de Geer an, daß ein jedes Os-Zentrum eine Jahresablagerung darstellt, was hier bei unseren verhältnismäßig kleinen, aber modellartig schön entwickelten Os-Rücken viel für sich hat, so würden wir hier wenigstens für eine kleine Strecke die Rückzugsgeschwindigkeit des Eises berechnen können. Wir würden danach für diese Weglänge, wie sie unsere Kartenskizze zeigt, etwa 10—12 Jahre als Wert erhalten.

Die Oser bei Willudden.

Auf demselben Blatte Kutten kommen dann, wie schon oben angedeutet, auch noch südlich vom Dorfe Willudden ein paar auffällige Wallformen vor, die wohl ebenfalls als Oser zu deuten sind. Der westliche dieser beiden verläuft in ungefähr NW.-SO.-Richtung als ein Sandwall von der Form, Höhe und Breite eines Eisenbahndammes, rechts und links von zwei schmalen Rinnen, den Os-Gräben, begleitet.

Wesentlich höher, breiter und länger ist der ihm ungefähr parallele, östlich davon gelegene, auch aus Sand aufgebaute Wall, an dessen Ostseite die Straße Willudden-Kruglanken verläuft.

Auch dieser Sand enthält kleineres, gerolltes Geschiebe-

[1]) Elbert, Die Entwicklung des Bodenreliefs von Vorpommern und Rügen. 1. Teil. Die Åsar und Kames. S. 11. 8. Jahresber. Geogr. Ges. Greifswald. 1903.

[2]) G. de Geer, Om rullstensåsarnas bildnigssätt. Geol. Fören. Förhandl. Bd. 19, 1897.

material. Leider war damals in beiden Wällen kein genügender Aufschluß vorhanden, aus dem man ihren inneren Aufbau hätte ersehen können.

Nach S. auf das Blatt Kruglanken lassen sich diese Geländeformen nicht verfolgen, sondern sie verlieren sich im Sande.

Die Lötzener Oser.

Auf dem Blatte Lötzen finden sich in einer NNO.-SSW.-Zone nördlich von der Stadt, zwischen den Landstraßen Sulimen-Spiergsten und Lötzen-Schwiddern, auffällige Geländeformen. Es sind langgestreckte, schmale, steilgeböschte, untereinander parallele Wälle, die zum großen Teil aus Geschiebemergel bestehen und von einander durch lange schmale Torfbrücher getrennt sind. Auf diesen Grundmoränenwällen liegen dann in ungleichen Abständen kurze, gleichfalls längsgestreckte Kiesrücken.

Diese eigenartigen Wallberge beschränken sich auf eine gewisse Zone, in der auch, den gegebenen Geländeverhältnissen sich anpassend, die Angerburger Landstraße von Spiergsten nach Lötzen verläuft.

Östlich von diesem Gebiete findet sich wieder die typische Grundmoränenlandschaft mit unregelmäßigen Kuppen von mehr oder weniger rundlichem Umriß und entsprechenden, durch Wasser oder Torf erfüllten Hohlformen dazwischen.

Gagel[1]) war gelegentlich der gemeinsamen Aufnahme dieses Blattes zunächst geneigt, die obigen Wallformen als Drumlins zu deuten, hat sie aber später als Endmoränenwälle aufgefaßt, indem er einen von Lötzen nach N. aufbiegenden Ast annahm. Dieser sollte bei Spiergsten sich mit einer nördlichen Staffel vereinigen. Ich glaube aber, daß diese Rückenlandschaft ebenfalls zu den Osern zu rechnen ist. Dafür spricht sowohl die scharfe Form der Wallberge, dafür sprechen die sie begleitenden Os-Gräben, wie ihre in der Bewegungsrichtung des Eises liegende Erstreckung. Sie ist senkrecht auf die südlich gelegene Lötzener, in O.-W. angeordnete Stillstandslage gerichtet, wie sie ebenso senkrecht zu der

[1]) Vergl. Erläuterungen zu Blatt Lötzen, S. 26.

nächstjüngeren, gleichfalls ostwestlich verlaufenden Endmoränenstaffel bei Schwiddern und Spiergsten verläuft. Damit fällt dann auch die uns damals schon aus der ganzen geologischen und morphologischen Oberflächengestaltung nicht sehr wahrscheinliche Aufbiegung einer Staffel der Lötzener Endmoräne nach N. weg. Wir haben es also hier mit Osern zu tun, die im wesentlichen als Aufpressungs- und Stau-Oser zu bezeichnen sind, die aber in Gestalt der geschilderten Kiesrücken örtlich auch in ihren Spalten kleine Kies-Aufschüttungen erfahren haben.

Samland.

Auch im Samlande könnten die 3 langgezogenen, kulissenartig angeordneten Wallberge zwischen Kraxtepellen und Mandtkeim (vergl. die Karte in meiner Arbeit[1]) mit der Fortsetzung im Wachbudenberg einem Os-Zuge angehören; die eigenartige scharflinige Form und ihre Anordnung spricht dafür. Die Fortsetzung der Endmoräne selbst wäre dann draußen im Meere vor der Westküste zu suchen, worauf ich als möglich schon früher hingewiesen hatte. Auch Herr Erich Meyer, der die geologische Spezialaufnahme dort vor kurzem abgeschlossen hat, äußerte sich bei einer gelegentlichen mündlichen Besprechung mir gegenüber in diesem Sinne.

Schluß.

Im Vorhergehenden wurde die Schilderung absichtlich nur auf die eingangs genannten Gebiete und ihre nächste Nachbarschaft beschränkt, so verlockend es auch gewesen wäre, die Betrachtungen auf manche anderen aus den Kartendarstellungen ersichtliche Vorkommen auszudehnen. Es sei aber wenigstens auf den ganz auffälligen Bergzug der Kucklins- und Kallner Berge nordwestlich von Darkehmen aufmerksam gemacht, den ich nur flüchtig berührt habe. Dieser langgestreckte Wall scheint vorwiegend aus Sand aufgebaut zu sein. Er ist durch die ungewöhnliche Geradlinigkeit sowie durch einen bajonettförmigen Knick bei Ragauen ausgezeichnet. Mein Kollege Kaunhowen wird ihn näher

[1]) P. G. Krause, Endmoränen im westlichen Samlande. (Dieses Jahrbuch 1904, Bd. 25.)

untersuchen. Zweifellos ist jedoch die Erscheinung der Oser auch in Ostpreußen ebenso wie in anderen Gebieten Norddeutschlands noch weit verbreiteter, als es bisher den Anschein hatte, und ihre weitere Untersuchung verspricht noch neue Beiträge zur Frage nach Form, Aufbau und Entstehung dieser Wallberge und zu der Bewegungsrichtung des Inlandeises.

Eine allgemeine Beobachtung sei hier aber doch wenigstens angedeutet, das ist die außerordentlich häufige Verbindung von Os-Zügen mit Schmelzwasserrinnen, wie wir sie an der langen Seenkette, die von Heiligelinde über Sensburg nach S. zieht, und an mehreren anderen westlich benachbarten im Vorhergehenden nachweisen konnten. Offensichtlich stehen aber alle diese langgestreckten und im großen gleichgerichteten Seenketten, die sich vom südlichen Littauen an durch Masuren, Barten, Ermeland, Hokerland und Kulmerland bis an die Weichsel verfolgen lassen, wie schon ihr auffälliger Parallelismus ahnen läßt, im allgemeinen in dem gleichen ursächlichen Zusammenhange mit den Os-Spaltenzügen.

Mit anderen Worten, der allgemeine Zusammenhang weist darauf hin, daß sich aus den ursprünglichen Os-Strömen die späteren Schmelzwasserrinnen weiter entwickelten. Die Karten der Sensburger und Bischofsburger Gegend lassen dies recht deutlich erkennen. Es ist das ganze Gebiet, wenn man den Ausdruck anwenden will, ein großer Rinnenfächer[1]), der von einer zentralen Depression, d. h. von dem seenarmen, nördlichen, tiefer gelegenen Ostpreußen sich ausbreitete, aber mit ziemlich einheitlicher paralleler Anordnung seiner Linien.

Die kartographische Verfolgung und Festlegung der Oser wird außerdem eine wertvolle Unterstützung und Ergänzung für die Feststellung der ehemaligen Bewegungs- und Spaltenrichtungen des Inlandeises liefern. Wie wertvoll hierfür gerade die Oser sind, das zeigt die schöne de Geer'sche Karte[2]) von Südschweden, auf der die Parallelität der so außerordentlich zahlreichen Schram-

[1]) E. Werth: Studien zur glac. Bodengestaltung in den skandinav. Ländern. (Zeitschr. Ges. f. Erdkunde 1907.)

[2]) G. de Geer: Das spätglaziale Südschweden. 1 : 500000. Stockholm 1910.

men auf anstehendem Fels mit den Os-Zügen wundervoll hervortritt. Da wir bei uns über solche Häufung der Schrammen nicht verfügen, müssen uns die Oser allein helfen. Ihre Erkennung wird aber auch dazu dienen, in manchen morphologisch oft recht verwickelten Gebieten die Gestalt und Erstreckung der Endmoränen klarer zu erkennen und im Kartenbilde herauszuarbeiten.

Von einer Beigabe einer Übersichtskarte über die Verbreitung der Oser in Ostpreußen habe ich auch deswegen abgesehen, weil Herr Klautsch, wie mir bekannt, eine kartographische Darstellung der Endmoränen in Ostpreußen plant. Das Bild würde aber unvollständig und schwerer verständlich sein, wenn nicht auch die Endmoränenzüge darin zur Darstellung kämen. Andererseits würde meine Umdeutung mancher bisher als Endmoränen aufgefaßter Züge zu Osern auch in den anderen Gebieten eine längere Auseinandersetzung verlangen. Es wäre bei einer zusammenfassenden Darstellung der Endmoränen die gegebene Gelegenheit, nunmehr auch die Oser, die man bisher in Ostpreußen nicht berücksichtigt hat, in diesen Zusammenhang einzubeziehen.

Berlin, den 1. März 1911.

Zur Geologie von Homburg v. d. H.

Ein Bericht von Herrn **A. Leppla** in Berlin.

Mit 3 Figuren.

Geschichtliches.

Die erste und eingehende Bearbeitung des östlichen Taunus und der Homburger Umgebung wurde in den 70er Jahren des vorigen Jahrhunderts von KARL KOCH, dem Erforscher des gesamten Taunus, unternommen. Die Unterscheidung der Schichtenstufen im Unterdevon war KOCH's wesentlichstes Verdienst. Sie konnte bis heute im allgemeinen beibehalten werden. Indes hat sie ihn nicht in den Stand gesetzt, diejenigen Gesichtspunkte zu gewinnen, die für die Erkenntnis des Schichtenbaues im großen Ganzen von ausschlaggebender Bedeutung sein mußten. Auch die Trennung der devonischen von den noch älteren Gesteinsreihen war K. KOCH nicht gelungen, weil die hierin von K. A. LOSSEN genährten Anschauungen über den Ursprung der metamorphosierten älteren Gesteine entgegenstanden. Immerhin möchte ich den Hinweis nicht unterdrücken, daß K. KOCH unseren heutigen Anschauungen innerlich durchaus nahe stand. Auch heute scheint übrigens die Annahme, daß die dem Unterdevon südlich vorgelagerten Schiefer mit ihren eruptiven Gesteinen umgewandeltes Devon seien, noch nicht ganz überwunden zu sein. Herr R. LEPSIUS vertritt im 2. Band seiner Geologie von Deutschland (Stuttgart 1910) die Annahme, daß die alten Schiefer verändertes Mitteldevon seien. Einer ernstlichen Widerlegung bedarf diese Annahme nicht.

In den 90er Jahren beschäftigte sich A. v. REINACH sehr eingehend mit einer Neubearbeitung der Homburger Gegend. Er legte

um die Jahrhundertwende ein abgeschlossenes Kartenbild der Geologischen Landesanstalt vor. Dem Bild war eine Bereisung des besten Kenners der Ardennen, des Herrn J. Gosselet, vorausgegangen, die 1886 in die alten Schiefer am Südrand von Hochwald und Hunsrück und auch des Taunus geführt hatte, und die eine Gleichstellung dieser Gebiete mit den Ardennen, insbesondere mit den Bildungen im Massif de Rocroy und im Hohen Venn, zum Zweck hatte. Die Früchte dieses Gosselet'schen Versuches waren in der Bearbeitung A. v. Reinach's dadurch zum Ausdruck gelangt, daß Devon und Vordevon zum ersten Mal auseinander gehalten wurde.

Einige Begehungen in dem hinsichtlich der Schichtengliederung sehr eingehend erforschten Maastal unter der freundlichen Führung ihres Autors, des Herrn J. Gosselet, veranlaßten mich, der Auffassung A. v. Reinach's im allgemeinen beizustimmen. Dieser Forscher hat weiter den ersten Versuch unternommen, den Schichtenbau des alten Gebirges klarzustellen und insbesondere die Störungen festzulegen. Es ist ihm jedoch nicht vergönnt gewesen, sein Arbeiten in dieser Richtung zu einem einigermaßen befriedigenden Abschluß zu bringen.

Die Aufnahme des Meßtischblattes Homburg wurde nun vor einigen Jahren mir übertragen. Da die Vorarbeiten nur zu einem sehr geringen Teil für die Bearbeitung übernommen werden konnten, so sah ich mich der Notwendigkeit einer vollkommenen Neuaufnahme des gesamten Taunus gegenüber. Sie ist im gegenwärtigen Augenblick, mit Ausnahme der Strecke von Königstein bis Georgenborn, nahezu vollendet und wird in absehbarer Zeit der Öffentlichkeit übergeben werden können. Die Ergebnisse aus der Homburger Umgebung sollen im Nachfolgenden besprochen werden, soweit sie Neues bringen.

Ergebnisse.

a) Devon.

Der östliche Taunus wird in seiner Kammlinie an der Salburg durch eine von weitem auffällige tiefe Einsattelung in dem langen Rücken in zwei Teile zerlegt. Der östliche von ihnen rückt etwas

nach S. oder SO. gegen den westlichen und hohen Taunus vor, bleibt niedriger und zeigt unregelmäßigere und weniger gratartige Formen wie jener. In seiner Gesamtheit fällt er auch aus dem Streichen des Taunus heraus.

Das Blatt Homburg v. d. H. erstreckt sich nun über die Umgebung der Salburg und damit über die beiden etwas abweichend aufgebauten Teile des östlichen Taunus. Genauer untersucht wurde zunächst der westliche, dem hohen Taunus genäherte und den Ausläufer des Feldberges und Altkönigs bildende Rücken. Er zeigt im Unterdevon das gewöhnliche, ziemlich regelmäßig N. 55—60° O. gerichtete Streichen, meist südöstliches Einfallen der Schichten und damit auch der Falten, also eine nach NW. überkippte Lage. Sie ist auch in dem dem Feldberge und dem ihm gleichgerichteten und südlich vorgelagerten Rücken des Altkönigs, hier allerdings mit Einschränkung, zu erkennen. Die von dem letzteren aus in den Blattbereich hineinragenden Faltenzüge haben anscheinend eine steilere Stellung und sind in geringerem Grade überkippt als der Feldbergzug. Da am Nordwestfuß Unterkoblenzschichten auch mit südöstlichem Fallen auftreten, so müssen die den Feldbergrücken und seine nordöstlichen Ausläufer zur Salburg bildenden, dem ältesten Unterdevon (bunte Schiefer, Hermeskeil-Sandsteine und Taunusquarzit) angehörigen Faltenzüge sich längs einer streichenden Verwerfung auf das Unterkoblenz auflegen oder auf dieses aufgeschoben sein. Da sich weiter vom Feldberge ab streichend nach NO. immer jüngere Stufen des Unterdevons nacheinander an das Unterkoblenz anlegen, so muß die Störung die Schichten schief schneiden und kann nur scheinbar streichend sein. Zu demselben Ergebnis kommt man auch bei der allgemeinen Betrachtung der NW.-Grenze des Quarzites, weil sich in der überdeckten Unterlage im westlichen Taunus zuoberst Hunsrückschiefer, im östlichen dagegen nach Herrn A. Fuchs[1]) Koblenzschichten zeigen.

Die südöstliche Neigung der Falten bedingt, daß im SO. auch die jüngeren Schichten der rückenbildenden Quarzite und Sandsteine auftreten, also entweder unterer oder oberer Taunusquarzit.

[1]) Dieses Jahrbuch für 1904, S. 591.

Der letztere scheint am Austritt der Ursel aus dem Gebirge aber auch unmittelbar im Süden der Salburg vorhanden zu sein.

Stärker noch als an der Ursel und bei Homburg tritt das Auftreten von jüngeren Schichten im Hangenden der südlich geneigten Devonfalten vom Erlenbach bei Köppern ab nach NO. in die Erscheinung, weil von hier streichend gegen Nauheim zu die Koblenzstufe und das Mitteldevon am Südostfuß des Taunus örtlich vorhanden sind. Im ganzen bietet die Anordnung der Falten das Bild eines Schuppenbaues. Im einzelnen kommt man jedoch über Vermutungen hinsichtlich der Lagerungsverhältnisse nicht hinaus, da Querschnitte durch das Gebirge fast ganz fehlen und künstliche und natürliche Aufschlüsse selten sind. Nur die Straße an der Ursel legt den Bau des südlichen Zuges von Taunusquarzit an manchen Stellen bloß. Man sieht meist nach SO. flacher als nach NW. geneigte Faltenflügel, auch flach nach SO. geneigte Überschiebungen, im übrigen aber eine Folge enger und engster Nebenfaltungen und Verquetschungen.

Gegen die Salburg zu treten im Streichen des hohen Taunus immer jüngere Stufen des Unterdevons auf, die bunten Phyllite und Hermeskeilschichten tauchen im Streichen allmählich nach NO. unter. Ob diese Erscheinung allein durch die staffelförmigen Abbrüche an den Querverwerfungen bedingt ist, oder ob auch die Sattelachsen im Streichen eine wenn auch geringe nordöstliche Neigung haben, läßt sich bei dem großen Mangel an Anstehendem nicht immer entscheiden. Wahrscheinlich ist beides. Sicher ist, daß an der Salburg hinter einer sehr beträchtlichen Querstörung eine Hebung der Faltenzüge stattgefunden hat. Diese Züge verändern östlich der Salburg gleichzeitig mit ihrer Hebung auch ihr Streichen aus N. 55—60° O. in N. 70—80° O.

Mit der Hebung, der verhältnismäßig bedeutenden Drehung der Faltenzüge und einer anscheinend etwas flacheren Lagerung steht die abweichende Richtung und Form des Quarzit-Rückens östlich der Salburg gegen Köppern zu im engsten Zusammenhang. Es ist eigenartig, daß mit der Drehung im Streichen auch eine solche der Querbrüche eintritt: sie nehmen östlich der Salburg eine mehr süd-nördliche Richtung an. Auf der linken Seite des

Erlenbaches (Köpperner Tal) scheint die etwas nach O. gerichtete Drehung der Falten zunächst wieder in die ONO.- und NO.-Richtung zurückzukehren. Im übrigen konnte ich in dem ganzen Rücken östlich der Salburg auf der rechten Seite des Köpperner oder Erlen-Baches nirgends das Liegende des Taunusquarzites beobachten. Die bunten Schiefer und die Hermeskeiler Sandsteine an der Salburg sinken nach O. zu in die Tiefe und wiederholen damit das Untertauchen der Faltenzüge in der nordöstlichen oder östlichen Streichrichtung, wie ich es eben vom hohen Taunus erwähnt habe.

Die steilstehende Muldenfalte des Altkönigs wird durch die Staffelbrüche, besonders durch den Querbruch Hohe Mark-Anspach, in die Tiefe geworfen, und ihre hangendsten Schichten (Oberer Taunusquarzit) verschwinden an der Luthereiche unter dem Schutt. Auf weitere Einzelheiten im Bau des Altkönigs und insbesondere im Bau der östlichen Ausläufer des Feldberges werde ich an anderer Stelle bei der Darstellung des Feldbergmassivs zu sprechen kommen.

b) Vordevon.

Die am Fuß des Taunusrückens im Vorland emporragenden Schiefergesteine sind bisher in nachweisbarer Verbindung mit den unzweifelhaft devonischen Ablagerungen nicht beobachtet worden. Der durch die großblockige Absonderung der Quarzite zumeist steil gestaltete Abhang des Unterdevons gegen das Schiefervorland ist an seinem Fuß mit so mächtigem Quarzitschutt dicht bedeckt, daß das Vorhandensein kleinstückig zerfallender, also wahrscheinlich schiefriger Ablagerungen hier unter dem Schutt nur vermutet werden kann. Zwischen Friedrichsdorf, Dillingen und Köppern nähern sich die devonischen Quarzite den alten Schiefergesteinen noch am meisten, indes auch hier nicht hinreichend genug, um einen Einblick in die Verbandverhältnisse zu ermöglichen [1]).

[1]) Die Ähnlichkeit des Aufbaues des Gebirges links vom Erlenbach mit den Verhältnissen rechts davon gegen Salburg und Feldberg zu führt zur Annahme, daß im Süden des Mitteldevons Köppern-Roßbach-Nauheim alte Schiefer des Vordevons unter dem Tertiär und Diluvium lagern.

Die Schiefergesteine des Vorlandes kehren im nachweisbaren, von der Saar bis zur Wetterau ziemlich gleichmäßig ausgebildeten, in seiner Gliederung wohl bekannten Unterdevon nicht wieder. Diese Tatsache war für mich früher[1]) der Grund, und ist es noch, die Vorstellung abzulehnen, als könnten die Schiefer umgewandeltes oder verändertes Unterdevon sein. Ich muß sie bedingungslos als älter, als vordevonisch betrachten, wie das zuerst für einige vor ihnen Herr J. Gosselet (1886) und später A. v. Reinach stets betont haben, und wie es ja auch K. Koch in seinen Arbeiten durchblicken ließ. Ob sich freilich zwischen diesem Vordevon und dem Unterdevon eine Ungleichförmigkeit der Lagerung, ob sich hier die Anzeichen einer unterdevonischen Küstenbildung auf einem vordevonischen Ufer allerwärts finden lassen, scheint mir über das berechtigte Maß von Hoffnung hinauszugehen. Da wo südlich geneigte Faltenzüge eine vom Liegenden zum Hangenden jüngere Schichtenfolge zeigen, wie hier im östlichen Taunus, kann man die Möglichkeit fast verneinen, eine Transgression des Unterdevons auf den älteren Schiefern zu finden. Hier im östlichen Taunus muß zwischen beiden Stufen ein beträchtlicher Verwurf bestehen. Die vordevonischen Schiefer sind scharf und linienartig von den devonischen Quarziten zu trennen. Nur die eine Gefahr besteht, daß manche Bündel von Schiefern, die den devonischen Quarziten (z. B. dem oberen Taunusquarzit, oder den bunten Phylliten) eng verwandt sind, dem Vordevon fälschlich angegliedert werden. In der Homburger Gegend und an der Ursel bleibt für solche Verwechslungen nur wenig Raum. Trotz gewisser Ähnlichkeiten zwischen violetten Schiefern des Vordevons und des Unterdevons wird es hier nicht schwer fallen, auf der Karte beide auseinander zu halten, besonders dann, wenn, wie bei Homburg und Kirdorf selbst oder am Hühnerberg bei Hohemark, geschieferte Eruptivgesteine ihren Zusammenhang unterbrechen.

Verfrüht scheint es mir noch, eine Altersgliederung des Vordevons zu versuchen. Die Neuaufnahme wird sich darauf be-

[1]) Dieses Jahrbuch für 1899, S. LXXVI und Erläuterungen zur geolog. Karte von Preußen usw., Bl. Preßberg-Rüdesheim, Berlin 1904, S. 10.

schränken, stoffliche Gliederungen zu schaffen. Die Vergleiche mit ähnlichen Schiefern aus den ältesten Zeiten unseres Planeten konnten in den Ardennen keine Anhaltspunkte gewinnen. Solche in Thüringen mögen z. T. für Cambrium sprechen.

Überträgt man den Bau der südlich fallenden überkippten Faltenzüge des Devons auf die älteren Schiefer, so ergibt sich die Auffassung, daß der Bruch zwischen Vordevon und Unterdevon die Form einer nach Südosten einfallenden streichenden Verwerfung, einer Überschiebung, hat. In der Lagerung der vordevonischen Schiefer herrscht bei Kirdorf flache, südöstliche Neigung, bei Homburg selbst wesentlich steilere Stellung und nordwestliches Fallen.

Man ist zu der Vermutung gedrängt, daß die streichende Störung zwischen Unter- und Vordevon, wie auch die Querstörungen ein hohes Alter, etwa das der Faltung selbst haben. Aber sicher ist, daß auch sehr junge Störungen streichender Richtung vorhanden sind.

c) Tertiär.

Am Südrande der alten Schiefer setzt eine SW-NO. gerichtete Bruchlinie quer über die zur Nidda gerichteten Wasserläufe am Homburger Kurpark durch. Sie verursacht ein starkes Niederbrechen oligocäner und miocäner Schichten. Ob auch noch benachbarte pliocäne Schichten an der Bewegung teilgenommen haben, muß vorerst unentschieden bleiben, unwahrscheinlich ist es nicht. Solche jung- oder vielleicht auch nachtertiäre Störungen längs des Gebirgsfußes kehren häufig wieder und öffneten anscheinend die Kanäle zum Aufdringen von Kohlensäure, Mineral- und Warmwasser aus der Tiefe. Der Verlauf der Störungen läßt sich allerdings nur selten und nur auf kurze Strecken festlegen. Die jugendlichen Flußschotter und Löß decken meist alles zu.

Eine 1910 in etwa 200 m Entfernung von der oben bemerkten Störung am unteren Ende des Homburger Kurparkes (Warmer Damm) niedergebrachte Tiefbohrung hat das Untermiocän (z. T. Hydrobienkalke) in den Tiefen von 66—125 durchsunken, darunter eine Reihe von kalkigen Sandsteinen des Tertiärs bis 225, dann noch tiefer (bis zu 245 m) tertiäre Tone, Sande und Sandsteine durchstoßen

und dann das vordevonische Schiefergebirge erreicht, augenscheinlich in der nämlichen phyllitischen Ausbildung, wie es am Kurpark, in Homburg selbst und in Friedrichsdorf über Tage ansteht[1]). Die streichende Verwerfung am Kurpark hat sonach mehr als 245 m Sprunghöhe. In einer älteren Bohrung von 1906 am Rosengarten in der Nähe der vorigen und der streichenden Störung wurden bereits in 44 m Tiefe Cerithienschichten gefunden. Sonach müssen die abgebrochenen Tertiärschichten gegen Gonsenheim zu entweder eine starke Neigung nach O. besitzen, oder an weiteren Störungen staffelförmig niedergebrochen sein.

Wenn auch jüngere, insbesondere tertiäre Ablagerungen heute nur in sehr bescheidenem Maße (zwischen Homburg, Seulberg, Friedrichshof und Köppern) zu Tage treten, so muß doch wohl ihre ursprüngliche Verbreitung größer gewesen sein, oder richtiger ausgedrückt, die im Gebiet der alten, vordevonischen Schiefer auffällige Verflachung und Abtragung (Abrasion) muß tertiären Wirkungen zugeschrieben werden; vielleicht ist sie auch noch älter.

d) Diluvium.

Auf dieser Verflachung wurde am Ausgang der Ursel ein mächtiger Schuttkegel von einigen km Breite und Länge zwischen Hohe-Mark, Ober-Ursel und Ober-Höchstadt aufgeschüttet, der unter allen mir am Taunusabhang bis jetzt bekannten Ablagerungen des Fließwassers (Diluvium) die höchste Lage erreicht. Die vornehmlich aus sehr groben Schottern gebleichter Quarzite des Taunus bestehenden Schichten ragen südlich und östlich Hohemark bis rd. 338 m ü. N. N. empor und dürften eine höchste Mächtigkeit von mehr als 80 m erreichen. Äußere Form, Mächtigkeit, Korngröße und Ausdehnung rücken diese Schotten aus der Reihe der gewöhnlichen Flußablagerungen heraus. Ihre ausgesprochene

[1]) An der Sohle des Tertiärs wurde ein rückstandarmes, schwach angesäuertes, Schwefelwasserstoff führendes Wasser von 22—23° C. mit starkem Auftrieb erbohrt, seiner Zusammensetzung nach aus dem Tertiär stammend. Unterdevon, Rotliegendes und Zechstein fehlten, wie zu erwarten war, ganz. Die vordevonischen Schiefer waren sehr wasserarm. Die Bohrung selbst hat zurzeit über 550 m Tiefe erreicht.

und mit der Entfernung vom Gebirge zunehmende Rundung läßt sie deutlich von dem Gehängeschutt trennen. Die Gerölle haben rauhe Außenfläche, nirgends Spuren von Abschleifung und Kritzung, oft flache oder scheibige Form, sind dann mit der Breitseite öfters schief gestellt, und gegen NW. flach geneigt. Gegen SO., also vom Gebirge weiter entfernt, läßt sich in den Schottern neben einer Minderung der Korngröße und einem Auftreten von Sand im lagenweisen Wechsel eine Schichtung erkennen. Örtlich zeigt sich auch einmal eine linsenförmige Einlagerung von tonigem Sand. Durchgehende und eigentliche Tonlagen fehlen. Das Zwischenmittel zwischen den Geröllen bleibt immer ein feines, sandiges Zerreibsel gebleichter Quarzite. Nirgends in dem ganzen großen Schottergelände erblickt man wallartige Formen, überall eine gleichmäßige, nach der Ebene nach SO. gerichtete Abdachung. Dieses Verhalten, auch die gute Rundung und der Mangel an Kritzung[1]) schließen die Entstehung der Schotter unter Mitwirkung des Eises oder eines Gletschers gänzlich aus. Es bleibt daher nur übrig, die Aufschüttung als einen Schuttkegel am Austritt der Ursel aus dem Gebirge anzusehen. Solche wenig geschichtete, sehr grobe Schuttaufhäufungen durch Wildwasser lassen sich im Gebiet des Quarzites am Rand breiter Talsohlen (z. B. im Rheintal ober- und unterhalb Trechtingshausen, am Pfingstbach oberhalb Östrich), in jungdiluvialer Zeit oder in der Gegenwart gebildet, öfters beobachten. Der Mangel an Schichtung wird durch den Mangel an starken Schwankungen der Korngröße des vom Wasser aufgenommenen und auf dem Wege abgerundeten Quarzitschuttes bedingt. Wo der Schutt so großblockig ist wie im Taunusquarzit, wo die Verwitterung so gering ist, daß kleineres Zerreibsel und Sand nur wenig erzeugt werden kann, müssen die Schuttkegel der Wildbäche der Schichtung mehr oder minder entbehren. Nur scheibige Gerölle können eine solche noch andeuten.

---

[1]) Da die Quarzite mit der Bleichung auch eine Minderung ihrer Festigkeit, vielleicht durch Lösung des Bindemittels, erlitten haben, so ist m. E. die Möglichkeit einer Kritzung durch die mit vorkommenden sehr harten Michquarze keineswegs zu verneinen.

Die große Mächtigkeit des Schuttkegels setzt einen starken Gegensatz in der Neigung des Wildbaches der Ursel und der Böschung der Schuttkegelunterlage voraus. Dieser Gegensatz kann vielleicht durch eine der Bildung des Schuttkegels unmittelbar vorausgegangene Senkung des Vorlandes begünstigt worden sein.

Die Bleichung und die Höhenlage der Schotter von Hohemark-Oberursel versetzen deren Bildungszeit in den Anfang des Diluviums, wenn nicht noch ins jüngste Tertiär. Freilich, den als Pliocän angesehenen, kalkfreien Sanden und Tonen der nahen Wetterau stehen die Ablagerungen des Schuttkegels doch fern.

Ähnlich hellgefärbte, grobe Schotter, aber nicht in so hoher Lage, treten zwischen der Ursel und dem Dornbach im Oberstedter Wald, bei Oberstedten selbst, weiter am Platzenberg bei Homburg und zwischen Dillingen und Bahnhof Köppern im Bereich des Erlenbaches auf.

Für wesentlich jünger, weil tiefer liegend, muß ich die gelbgrau bis bräunlichgrau gefärbten starken Schottermassen halten, die von der Hohemark angefangen gegen O. zwischen Ursel, Dorn- und Eschbach sich erstrecken oder die ganze Ebenung zwischen Oberursel und Homburg-Gonzenheim unter dem Löß einnehmen. Ihre Färbung beweist die Abhängigkeit vom Oberflächenschutt, wie er sich unter den heutigen Witterungsverhältnissen bildet und durch die Ausscheidung des färbenden Brauneisens kennzeichnet. Diese Schotter sind, wie die zahlreichen Aufschlüsse bei Oberursel und Homburg beweisen, ebenfalls nur undeutlich geschichtet und zwar nur durch Breitseite der Gerölle, außerdem fast sandfrei, sehr grob (Gerölle bis 1 m Durchmesser), gut gerundet und fast nur aus den verschiedenen, aber festen Quarziten des Unterdevons zusammengesetzt, denen kleine, flache Geschiebe der vordevonischen Schiefer beigemengt sind. Die Mächtigkeit erreicht bei Homburg vielleicht 13 m und geht damit nicht über diejenige gewöhnlicher Flußablagerungen hinaus. Nach Hohemark zu scheinen sie anzuschwellen. Damit kommt auch eine leichte Schuttkegelform zum Ausdruck. Am nördlichen Rande dieser Schotter zeigten sich in dem 1905 angelegten Eisenbahneinschnitt bei der Durchquerung des Dornbaches und zeigen sich noch in einer Kieskaut südlich

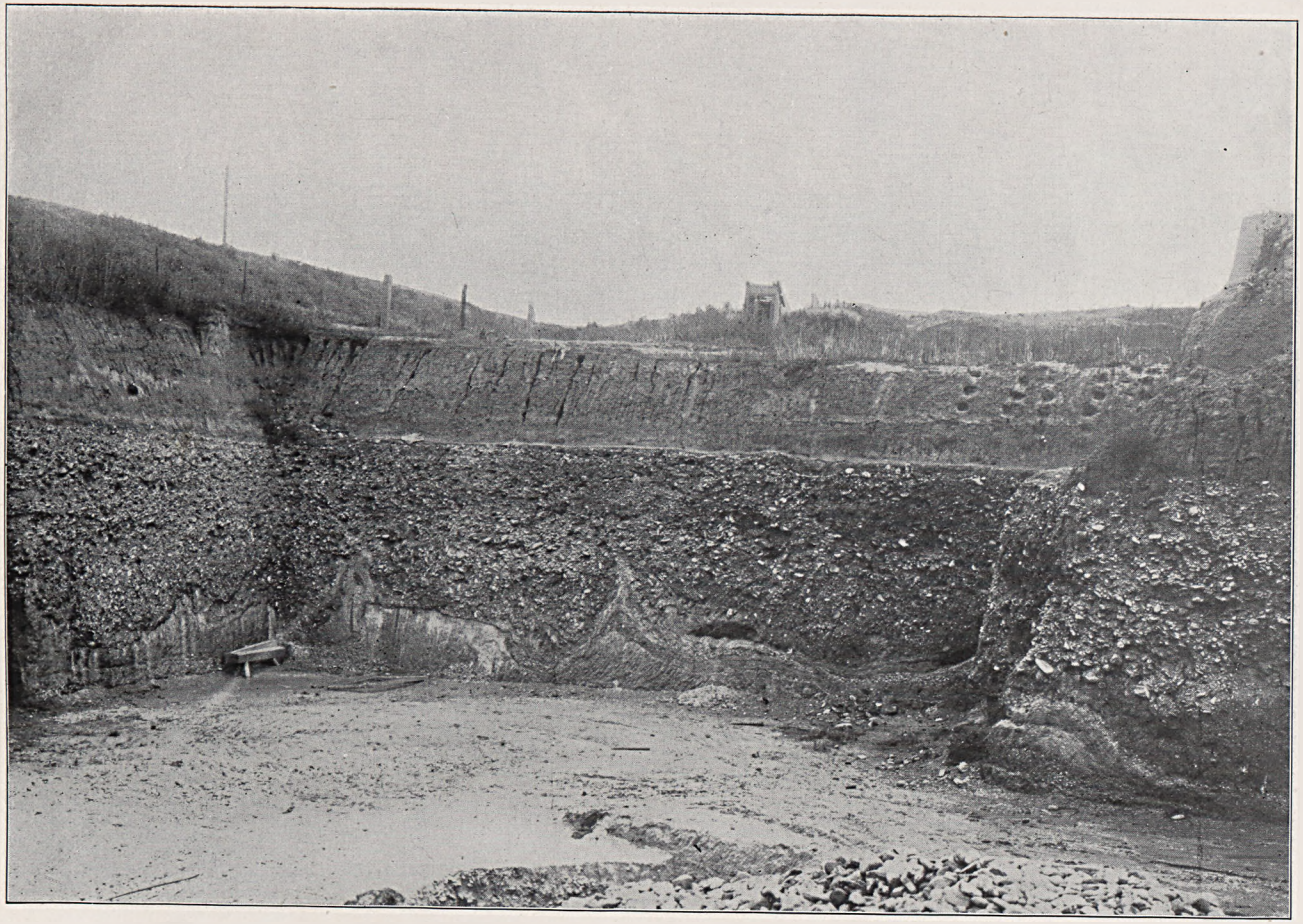
POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

der Eisenbahn, 3—400 m östlich des Bahnhofes, eigenartige Lagerungsverhältnisse.

In den Einschnitt unter dem Dornbach (linkes Ufer) traten unter Löß grobe Schotter auf, deren Gerölle in den unterlagernden gelben Letten (Ton) tief (bis 2 m) eingepreßt, in ihm unregelmäßig verteilt und mitunter mit der Breitseite sogar steil gestellt waren. Die obere wie auch die untere Grenze der Schotter wies wellige und stark gebogene Linien, Stauchungen auf. Der liegende Letten nahm nach unten feine Schieferschüppchen auf und schien in einen rötlichen Schiefer (Vordevon) überzugehen. Sicher ist, daß hier eine Bewegung nach Ablagerung der Schotter stattgefunden hat, die das Eindringen von Geröllen in den Letten ermöglichte und wahrscheinlich schon vor dem Löß stattfand.

In der Kieskaut südlich und bei der Bahn liegen die Verhältnisse klarer (Fig. 1 u. 2). Hier treten unter dem braunen Schotter jungtertiäre, weiße, sandige Tone, Sande und Kiese auf, über ihm Löß. Während dessen Sohle oder die Schotteroberkante wagerecht und ungestört liegt, zeigt die Schottersohle oder Tertiäroberkante sehr starke Biegungen, Faltungen und Stauchungen. Diese Bewegungen erstrecken sich im Querschnitt in nur geringem Maß auf die liegenden tertiären Kiese, im höchsten Maß auf die etwa 1—2 m mächtigen tertiären Tone und Sande und auf die untere Hälfte der diesen auflagernden diluvialen Schotter. Der obere Teil der Schotter liegt wie der hangende Löß eben und ungestört. Er zeigt eine deutliche Schichtung durch eingeschaltete dünne Sandlagen und durch die annähernd wagerechte Lage der Breitseite mancher Quarzitgerölle, wobei besonders hervorgehoben werden muß, daß vereinzelte flache Gerölle nach W. und NW. etwas geneigt sind. Die untern Schotterlagen sind mit ihrer Sand- und Tonsohle stark gestört und gebogen, die flachen Gerölle liegen fast nirgends mehr wagerecht, sondern stehen meist auf dem Kopf oder schmiegen sich in ihrer Breitseite an die gefaltete scharfe Grenze gegen die Ton-Sandsohle an. Faltungs- und Stauchungsschenkel zeigen nach N. und NO., also talwärts, steile Neigungen, sogar Überkippung, nach S. und SW., also bergwärts, dagegen flache Neigungen. Der Stauchungsvorgang fällt zeitlich mitten in die

N. S.



Figur 1. **Stauchung und Faltung der tertiären Sande und der zunächst hangenden diluvialen Schotter.**
Kieskaut am Bahnhof Homburg v. d. H.

Zu Seite 102.

N. S.



Zu Seite 102.

Figur 2. **Vergrößertes Bild eines Teiles des vorigen Bildes.**

Schotterablagerung hinein, ist aber in dieser durch keinerlei Unterbrechung oder Merkzeichen sichtbar, sondern einzig und allein durch die verschiedene Lage der Gerölle. Nach der Stauchung der Tone und Sande und der ersten Schotterlagen ging die Ablagerung der Schotter ungestört weiter. Anzeichen von Kritzung und Glättung, von wallartigen Formen in den Schottern fehlen, nur kantenrunde Gerölle sind selten, eckige oder kantige fehlen ganz. Keinerlei Merkmal von Gletscherwirkung läßt sich feststellen. Die Schotter tragen alle Anzeichen alter Talaufschüttung, und somit müssen die Bewegungen der Stauchung und Faltung als Rutschungen in der alten Talstufe gegen einen benachbarten steileren Abhang betrachtet werden. Ob dieser letztere durch die benachbarte Talvertiefung des Heuchel- und Dornbaches vor dessen Ausfüllung oder durch eine während der Schotterablagerung erfolgende Senkung im Tal bedingt wurde, läßt sich noch nicht entscheiden.

Das Einquetschen der Gerölle in den lettigen Schiefer-Untergrund im Eisenbahneinschnitt gibt m. E. ebensowenig Anlaß eine Vergletscherung oder einen Eisdruck als Ursache vorauszusetzen. Derartige Einpressungen oder Einquetschungen von Geröllen in unterlagernde aufgeweichte Tone und Letten vollziehen sich bei jeder Rutschung am Rand des Tertiärs oder anderer toniger Bildungen in der Gegenwart ebenfalls noch, oder sie erfolgen unter dem Eigengewicht der Gerölle in den breiartigen Letten. Auch die Aufschlüsse im Eisenbahneinschnitt können unschwer auf Abhangsbewegungen am Rande des Dornbaches beziehungsweise unter dessen Sohle bezogen werden[1]). Sehr anschaulich hat Herr Thürach solche Einpressungen und Einknetungen von Buntsandsteingeröllen in tertiäre Tone der Unterlage am Gehänge von Klingenmünster (Rheinpfalz) beschrieben[2]). Sie sind mir auch

[1]) Ein Eisenbahneinschnitt durch die Sohle einer flachen Talmulde im Unteren Keuper bei Bitburg (Eifel) ließ mich erkennen, daß selbst das tonige Schutt- und Verwitterungsmaterial am Fuße des Gehänges einer Mulde durch das eigene Gewicht und die Nachschübe von oben nach der Mitte der Talmulde im feuchten Zustande sich staucht und faltet.

[2]) Thürach, H., Über moränenartige Ablagerungen bei Klingenmünster. Mitteil. d. bad. geol. Landesanstalt 1895, III, S. 119—189.

auf den Gehängen des Tertiärs unter den diluvialen Schotterdecken im Rheingau und in der Hochheimer Gegend öfters begegnet.

Diese Bodenbewegungen am Gehänge im stark durchfeuchteten Untergrund können keinerlei Schlüsse auf eine frühere Vergletscherung begründen. Ebensowenig sind der Mangel an deutlicher Schichtung in den Schuttkegeln des Quarzitgebietes oder das Auftreten großer Blockmassen am Fuß der Gehänge im Taunus ein sicheres Zeichen für Moränen. Das Zustandekommen dieses Gehängeschuttes habe ich an anderer Stelle zu erklären versucht[1]; ich möchte hierauf verweisen. Unter allen jugendlichen Bildungen des außeralpinen Rheingebietes erwecken diese mächtigen, ungeschichteten Massen kantiger Blöcke am Fuß der Quarzitrücken und ihr stromartiges Aussehen noch am ehesten den Eindruck von Grundmoränen. Nirgends jedoch zeigen sie sich in Wallform, nirgends aufgestaut, nirgends aus dem ununterbrochenen Gefälle herausgerückt und durch eine fremde Kraft in die Höhe gehoben. Es bleibt daher für mich nach wie vor nur die eine Erklärung für diese in der Tat auffällige und manchmal großartigen Erscheinungen übrig, nämlich die, daß sie nur hochgesteigerte Ausbildungen von Gehängeschutt sind, der an der Schwelle eines Steilgehänges durch Abbrechen großer, kantiger Blockmassen am höheren Gehänge und durch deren Absinken infolge ihres eigenen Gewichts auf stark durchfeuchteter toniger oder gleitender Unterlage entsteht.

Das im Schiefergebirge, aber auch in anderen Schichtenreihen so weit verbreitete Umbiegen der Schichten-Köpfe im Sinne der Neigungsrichtung des Abhanges ist von mir[2] und Andern bereits früher schon ebenfalls als eine Wirkung des Gehängedruckes bezeichnet worden.

Das Vorkommen großer, nur kantengerundeter oder selbst kantiger Blöcke in sonst feinkörnigen Flußablagerungen erstreckt sich über alle älteren und jüngeren Flußablagerungen der ganzen Mosel und des Rheines, soweit mir diese letzteren bekannt sind. In dieser weiten Verbreitung, z. B. von der Quelle bis zur

---

[1] Dieses Jahrbuch für 1904, S. XXVIII.
[2] Dieses Jahrbuch für 1905, S. 84.

Mündung der Mosel, liegt von vornherein schon die Unmöglichkeit eines Gletschertransportes.

Wenn Herr R. Lepsius in einer neueren Abhandlung[1]) von Moränen am Taunusrande und besonders in der Homburger Gegend spricht, so muß ich mich sonach zu einer gegenteiligen Ansicht bekennen. Bis zur Stunde ist mir bei meinen Aufnahmearbeiten in den Nordvogesen, im Hochwald, Hunsrück, in der Eifel, im Taunus oder dessen Vorland keinerlei Erscheinung entgegengetreten, die zur Annahme einer Vergletscherung dieser Gebiete gezwungen hätte[2]). Ob sich die von Herrn Philipp aus der Rhön[3]) beschriebenen Glazialerscheinungen bestätigen werden, wird durch Berufenere geprüft werden. Die Darstellung auf dem Kärtchen läßt gewisse Ähnlichkeiten mit Bergrutschen zu. Immerhin scheint mir der Versuch des genannten Forschers, die Spuren der Vergletscherung der deutschen Mittelgebirge an ihren Rücken oder in deren Nachbarschaft in den Sammelwannen der Talanfänge zu verfolgen, aussichtsvoller, als das Bestreben, die Spuren alter Gletscher in den täuschenden Erscheinungen der mittelrheinischen Senkung oder in den Tiefebenen, wesentlich unter der diluvialen Schneegrenze, zu suchen.

Außer den hochgelegenen Schottern auf der rechten Seite der Ursel und den tieferen, an deren linkem Ufer gegen Homburg zu, treten noch jüngere in den Sohlen der heutigen Täler oder nur wenig über sie hinausragend auf. Wenn man die alten Talstufen in den engen Tälern des Rheinischen Schiefergebirges oder in den Randgebirgen der mittelrheinischen Senke durch ihre Höhenlage über der heutigen Sohle in eine gewisse Reihenfolge bringen kann, so versagt dieses Hilfsmittel im Stufenvorland des Taunus gewöhnlich, weil es entweder, wie z. B. im Rheingau, an

[1]) Notizblatt des Vereins für Erdkunde und der Großh. Geolog. Landesanstalt zu Darmstadt, IV. Folge, 29. Heft, Darmstadt 1908, S. 30.

[2]) Die Gehängeformen am Taunus zwischen Kirdorf, Dornholzhausen und der Salburg sind die gewöhnlichen der Abtragung, in erster Linie unter dem Einfluß der teils großblockig, teils kleinstückig zerfallenden Gesteine, in zweiter Linie durch die Lagerung bedingt. Für die Annahme einer Vergletscherung oder auch nur die eines Kares fehlt jede Beobachtung.

[3]) Zeitschrift für Gletscherkunde 1909, III, S. 286.

einem deutlichen Fluß in manchen Zeitabschnitten fehlte oder weil junge Bewegungen in der Erdrinde das für die großen Flüsse giltige gegenseitige Höhenverhältnis zwischen den alten und jungen Aufschüttungen störten und verwischten. Dieser Fall scheint mir auf der rechten Seite der Nidda, des Sammlers der Gewässer aus dem östlichen Taunus, vorzuliegen. Gerade zwischen Kirdorf, Oberstedten und Hohemark haben sich wahrscheinlich unmittelbar vor Ablagerung des Lösses bedeutende Verlegungen der Wasserläufe ereignet, so z. B. diejenigen der Ursel von ihrem Lauf Hohemark-Homburg zu ihrem gegenwärtigen, die Änderung des Dornbachlaufes unterhalb Oberstedten usw. Diese Verlegungen setzen Gefällsveränderungen im Unterlauf voraus, und wenn auch diese teilweise durch die mechanische Tätigkeit des Flusses selbst verursacht werden können, so scheint es mir doch, daß ihnen hier Bodenbewegungen, Senkungen im Mündungsgebiet gegen die Nidda zugrunde liegen. Die Ablenkung der beiden zuerst genannten Bäche nach S. zu deutet auf eine sehr jugendliche, diluviale Senkung der Gegend im Süden von Bonames-Kalbach-Weiskirchen hin.

Wenn ich auch die Neuaufnahme des Taunusvorlandes zum größten Teil bereits ermöglichen konnte, so bleibt mir doch in der Gegend zwischen der unteren Nidda und dem untern Goldbach ein erhebliches Stück Arbeit übrig. Ich muß daher die Gliederung der diluvialen Aufschüttungen und der sie beeinflussenden jungen Bodenbewegungen hier vorerst noch verschieben. Vermuten läßt sich jetzt schon, daß die tieferen der nur wenig über den heutigen Lauf erhobenen, scheinbar alluvialen Schottermassen bei Hohemark und am Kirdorfer Bach diluvial und älter als der Löß sind.

Die durch Kiesgewinnung gut aufgeschlossenen Schotter am Kirdorfer Wasser ober- und unterhalb der Karlsbrücke bieten in ihrem Gefüge einiges Bemerkenswerte. Die mehr als 5 m mächtigen Aufschüttungen sind von sehr grobem Korn, meist sandfrei, und die bis zu 0,80 m Durchmesser reichenden Quarzitgerölle meist nur kantengerundet oder ganz kantig. Auf den berg- oder talwärts gelegenen Wänden der Kieskauten kann man kaum eine Schichtung erkennen, alles scheint wirr und regellos zu liegen. Die dem Tal folgenden Stöße der Kieskauten dagegen zeigen eine

Zu Seite 107.

W. O.



Nach Westen und talaufwärts geneigte Breitseite der flachen Gerölle

Figur 3.

Wildbachschotterung auf unterer Talstufe links der Ursel oberhalb Hohemark.

ziemlich regelmäßige, bergwärts gerichtete Neigung (10—35°) der Breitseite größerer flacher Quarzitgerölle, eine Art Schuppen- oder Dachziegelstellung. Ich habe bereits erwähnt, daß diese Art Schichtung in den Schottern am Bahnhof Homburg auffällt, und füge hinzu, daß sie in ausgezeichneter Weise an dem Anschnitt der Kleinbahn unmittelbar östlich von Hohemark zu sehen war (Fig. 3). Sie ist eine Eigentümlichkeit der Wildbäche in festen Gesteinen, die großblockig und tafelig oder plattig absondern und wenig Sand beim Zerfall liefern. In großer Deutlichkeit sah ich diese Wildbachschotterung nach dem Hochwasser vom Februar 1908 in der Sohle eines Baches in den cambrischen Schiefern und Quarziten des Hohen Venns, auch an anderen Orten im Schiefergebirge[1]). Ich hebe die Wildbachschotterung besonders hervor, weil sie in der Tat eine Art Schichtung und ein Nacheinander in der Aufschüttung ausdrückt, und weil von anderer Seite die Lagerung der Blöcke hier als ganz regellos bezeichnet wurde.

Über den groben Wildbachschottern war im Mai 1909 örtlich (zwischen der Oberen Mühle und der Karlsbrücke) ein rd. 0,5 m mächtiger, brauner, lehmiger, grober Sand, über diesem abermals ein grauer, rd. 1 m mächtiger, grober, scheinbar ungeschichteter Schotter und zu oberst wieder (rd. 1,5 m) ein grauer, toniger Sand zu sehen. Die graue Farbe der oberen Schichten kann von einer Entfärbung durch Humussäuren herrühren. Die lehmig-tonigen Ablagerungen scheinen sich auf die Nähe der alten Wasserscheide vor der Flußverlegung zu beschränken. Sie sind durchaus schichtiger Natur und in ihrer schichtigen Reihenfolge keineswegs moränenartig. Im Ganzen spricht die Wildbachschotterung für eine Schuttkegelform der Aufschüttung und die lehmig-tonigen Schichten für örtliche, beckenförmige Absätze aus der Zeit vor der Bildung des tiefen Wasserrisses.

Das Niederschlagsgebiet des Kirdorfer Baches besteht zum geringsten Teil aus anstehendem Quarzit, zum weitaus größten Teil fast nur aus etwas lehmigem Schutt von großen, kantigen

[1]) Wie mir Herr Regierungsbaumeister Soldan mitteilt, wurde sie 1911 auch in den Schieferschottern unterhalb eines Kolkes an der Brücke der Staumauer an der Eder beobachtet, wo ein Hochwasser die Brückenpfeiler unterspülte.

Quarzitbrocken. Da sich dieser bis an die Kieskauten heranzieht, so kann das Vorherrschen kantiger Quarzitbrocken in den Wildbachschottern nicht verwundern.

Anzeichen von Gletscherwirkungen fehlen auch hier.

Berlin, den 24. Januar 1911.

Beiträge zur Kenntnis der diluvialen Flora (besonders Phanerogamen) Norddeutschlands.

II. Lauenburg a. Elbe (Kuhgrund).

Von Herrn **J. Stoller** in Berlin.

---

4. Das Torflager im Kuhgrund bei Lauenburg a. Elbe.

Wichtigste Literatur.

1. (Taube, J.) Beiträge zur Naturkunde des Herzogtums Zelle, gesammlet von J. Taube, Hof-Medicus und Mitglied der Königl. Landwirtschafts-Gesellschaft, Zelle 1766.
2. von Langrehr, Adolf. Der Lauenburgische Grund und Boden, ein Teil des Norddeutschen Tieflandes. (Separat-Abdruck aus dem vaterländischen Archiv für das Herzogtum Lauenburg. Bd. II. Heft 2). Ratzeburg 1860.
3. Steinvorth, H. Zur wissenschaftlichen Bodenkunde des Fürstentums Lüneburg. Lüneburg 1864.
4. Claudius, W. Flüchtiger Blick in die Natur des Südrandes des Herzogtums Lauenburg. Jahreshefte des naturwiss. Vereins für das Fürstentum Lüneburg II, 1866.
5. Keilhack, K. Über ein interglaziales Torflager im Diluvium von Lauenburg a. d. Elbe. Dieses Jahrbuch für 1884. Berlin 1885.
6. Credner, H., Geinitz, E. und Wahnschaffe, F. Über das Alter des Torflagers von Lauenburg a. d. Elbe. Neues Jahrbuch für Mineralogie usw. 1889, II, S. 194—199.
7. v. Fischer-Benzon. Die Moore der Provinz Schleswig-Holstein. Abhandl. des Naturwiss. Ver. zu Hamburg. XI, 3. Hamburg 1891.
8. Keilhack, K. Über das Alter des Torflagers von Lauenburg a. d. Elbe. Neues Jahrbuch für Mineralogie usw. 1892, I, S. 1—6.
9. Credner, H., Geinitz, E. und Wahnschaffe, F. Über das Alter des Torflagers von Lauenburg a. d. Elbe. Neues Jahrb. f. Min. usw. 1893, I, S. 33—38.
10. Keilhack, K. Über das Vorkommen von *Cratopleura*-Samen bei Lauenburg, Belzig und Rendsburg. Neues Jahrb. f. Min. usw. 1895, II, S. 149—150.

11. Nathorst, A. G. Eine Probe aus dem Torflager bei Lauenburg a. d. Elbe. Naturwiss. Wochenschr. IX. Bd, Nr. 44. Berlin 1895.
12. Nehring. Über einen neuen Fund von *Cratopleura*-Samen usw. Neues Jahrb. f. Min. usw. 1895, II, S. 253.
13. Geinitz, E. Kritik der Frage der interglazialen Torflager Norddeutschlands. Archiv d. Ver. d. Fr. d. Naturgesch. in Mecklenburg 50. 1896.
14. Wahnschaffe, F. Die Ursachen der Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes, II. Aufl. Stuttgart 1901.
15. Geinitz, E. Die Einheitlichkeit der quartären Eiszeit. Neues Jahrb. f. Min. usw. Beilageband XVI. Stuttgart 1902.
16. Weber, C. A. Versuch eines Überblicks über die Vegetation der Diluvialzeit in den mittleren Regionen Europas. Extrait de l'Annuaire géolog. et minéral. de la Russie (T. V. Liv. 6), édité et rédigé par N. Krichtafowitsch. Varsovie 1902.
17. Müller, G. Erläuterungen zur geolog. Karte von Preußen u. benachb. Bundesstaaten. Lief. 108. Blatt Lauenburg a. d. Elbe. Berlin 1904.
18. Gagel, C. Die südliche und westliche Verbreitung der Oberen Grundmoräne in Lauenburg. Zeitschr. der Deutsch. geol. Gesellsch., 57. Band. Monatsberichte Nr. 11. Berlin 1905.
19. Wolff, W. Ein Nachwort zur Interglazialfrage. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch., 58. Band. Monatsberichte Nr. 11. Berlin 1906.
20. Stoller, J. Über die Zeit des Aussterbens der *Brasenia purpurea* Michx. in Europa, speziell Mitteleuropa. Dieses Jahrbuch für 1908, Bd. XXIX, Teil I. Berlin 1908.
21. Wahnschaffe, F. Die Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes. III. neubearbeitete u. vermehrte Aufl. Stuttgart 1909.
22. Stoller, J. Über das fossile Vorkommen der Gattung *Dulichium* in Europa. Dieses Jahrbuch für 1909, Bd. XXX, Teil I, Heft 1. Berlin 1909.
23. Gagel, C. Bericht über die von den Herren R. Struck, C. Gagel und C. Gottsche geleiteten Exkursionen vor, während und nach der allgemeinen Versammlung der Deutschen geologischen Gesellschaft in Hamburg mit Bemerkungen über die neuen Funde bei Lüneburg und Hemmoor und das Interglazial von Lauenburg. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 61. Bd. Monatsber. Nr. 11. Berlin 1909.

Das direkt westlich von Lauenburg a. E. im Kuhgrund vorhandene und im Elbsteilufer angeschnittene Torflager wird in der geologischen Literatur seit der Mitte des 18. Jahrhunderts häufig aufgeführt. Doch ist seine Altersstellung im geologischen Profil bis in die neueste Zeit viel umstritten, da die Lagerungsverhältnisse des Diluviums in dieser Gegend ziemlich verworren sind. Ein kurzer Rückblick auf die reiche Literatur über den Gegenstand zeigt dies deutlich.

Die älteren Autoren, von TAUBE bis STEINVORTH, deuten das Torflager als Braunkohlenbildung des Tertiärs.. STEINVORTH[1]) hebt ausdrücklich die reichen organischen Einschlüsse hervor und nennt u. a. Früchte von *Trapa*, *Pinus*, *Quercus*, *Corylus*, *Carpinus*. CLAUDIUS[2]) gab die erste genaue Beschreibung des Lagers und führte unter den Einschlüssen als sicher erwiesen an *Quercus pedunculata*, *Corylus Avellana*, *Acer campestre*, *Trapa natans*, während er *Carpinus Betulus*, *Iris Pseud-Acorus*, *Larix europaea*, *Pinus* und *Betula* als wahrscheinlich erwähnte. Die Frage nach dem Alter des Torflagers berührte er aber überhaupt nicht.

Während die Altersfrage des Lagers bis dahin nur in untergeordnetem Maße das Interesse der Geologen erweckt hatte, rückte gerade sie in den Vordergrund, seitdem die Diluvialgeologie in Norddeutschland auf der von TORELL begründeten Basis der Inlandeistheorie einen ungeahnten raschen Aufschwung nahm. KEILHACK widmete dem Lager eine eingehende Bearbeitung und stellte als wichtigstes Ergebnis fest, daß das Lager seinen Platz zwischen zwei glazialen oder Moränenbildungen habe und den Beweis für zwei durch eine lange Interglazialzeit getrennte Vergletscherungen Norddeutschlands erbringe. Seither ist in dem bald einsetzenden Streit in der Interglazialfrage das Lauenburger Torflager bis heute das meist umstrittene Objekt geblieben. CREDNER, GEINITZ und WAHNSCHAFFE erklärten es unter Verneinung der Stichhaltigkeit von KEILHACK's stratigraphischen Gründen für postglazial, d. h. alluvial. NATHORST läßt die Altersfrage offen, betont aber die Möglichkeit, daß das Torflager älter als die letzte Eisbedeckung Norddeutschlands und demnach nur mit Bezug auf die vorletzte Eiszeit als postglazial zu betrachten sei. GEINITZ gestand später wenigstens zu, daß das Torflager älter sei als die gewöhnlichen alluvialen Moore. v. FISCHER-BENZON hält das Lager auf Grund seiner Flora für interglazial. Diese Auffassung fand, namentlich seit dem Nachweise von *Brasenia purpurea* MICHX. in der Flora des Lagers, auch unter den Stratigraphen mehr und mehr Anhänger, so namentlich WAHNSCHAFFE, MÜLLER und GOTTSCHE.

[1]) **3**, S. 29.
[2]) **4**, S. 93—96.

Die Sande im Hangenden des Torflagers werden bei dieser Auffassung als fluvioglaziales Äquivalent der Oberen Grundmoräne gedeutet. In neuester Zeit nun macht sich wieder das Bestreben geltend, dem Torflager ein postglaziales (alluviales) Alter zuzuschreiben, und zwar unter Außerachtlassen der paläontologischen Einschlüsse des Lagers durch alleinige Betonung und einseitige Würdigung der verworrenen stratigraphischen Verhältnisse des Gebietes. Während GAGEL noch 1905 an der von GOTTSCHE vertretenen Ansicht festhält, daß die Lauenburger marinen und humosen Ablagerungen (östlich und nördlich der Stadt) Interglazial I sind und die kalkfreien Sande und Tone, die in der Krüzener Ziegelei zwischen zwei Grundmoränen unter gestörten Lagerungsverhältnissen auftreten, einem höheren Interglazial angehören (NB. zu dem auch das Torflager des Kuhgrundes zu rechnen wäre), scheint er neuerdings[1]) auf Grund seiner Kartierungsergebnisse im Gebiet des nördlich anschließenden Meßtischblattes Pötrau die das Torflager im Kuhgrund unterlagernde Grundmoräne für identisch mit der Oberen Grundmoräne des nördlich anschließenden Gebietes (konsequenterweise also das Torflager selbst für postglazial) zu halten. Allerdings gibt er neuestens[2]) wenigstens soviel wieder zu, daß die Möglichkeit eines interglazialen Alters des Kuhgrundtorflagers nicht von der Hand zu weisen sei, indem er selbst ausführlich die verworrenen stratigraphischen Verhältnisse der Gegend schildert, die eine sichere Feststellung des geologischen Profils durch Kartierung um so weniger gestatten, als innerhalb der Stadt Lauenburg eine direkte Beobachtung des Geländes und des Verlaufes der verschiedenen Geschiebemergelbänke im Osten und im Westen der Stadt unmöglich ist. WOLFF erklärt die Obere Grundmoräne in der Krüzener Ziegelei für identisch mit der das Torflager im Kuhgrund unterteufenden Grundmoräne und fragt nach längeren Deduktionen, durch die er die Gleichaltrigkeit der marinen Interglazialschichten von Ütersen, Blankenese und Hummelsbüttel-Hamburg mit den marinen und lakustren Schichten des Lauenburger Interglazials I (= Präglazial MÜLLER's) glaubhaft zu machen sucht, mit Bezug auf das

[1]) Vgl. **21**, S. 305.
[2]) **23**, S. 434—436.

Torflager im Kuhgrund kritisch zweifelnd[1]): »Ist es also doch postglazial? oder müssen die Lagerungsverhältnisse zwischen beiden Vorkommen anders gedeutet werden?.« Und auch WAHNSCHAFFE scheint neuerdings unter dem Eindrucke jener stratigraphischen Einwände nicht mehr das interglaziale Alter des Lagers für gesichert anzusehen, wenn er schreibt[2]): »Da nun GAGEL durch die Verfolgung des Oberen Geschiebemergels nach Süden zu dem Resultat gelangt ist, daß der im Liegenden des Torflagers am Kuhgrund in Lauenburg auftretende, von G. MÜLLER als unterdiluvial kartierte Geschiebemergel mit dem Oberen Geschiebemergel ident ist, so entsteht die Frage, ob nicht trotz des Vorkommens der *Brasenia purpurea* das Lauenburger Torflager als postglazial angesehen werden muß, eine Frage, die auch schon WOLFF aufgeworfen hat.«

Wie der bisherige Verlauf der Debatte wohl zur Genüge zeigt, wird der hin und her wogende Kampf um die Altersstellung des Torflagers im Lauenburger Kuhgrund auf Grund von stratigraphischen Beweisen allein nie sicher entschieden werden können, weil eben die stratigraphischen Verhältnisse der näheren Umgebung unklar und gestört sind. Dies legt die Frage nahe, ob nicht die Flora des Flözes eine sichere Entscheidung ermöglichen würde. Zwar läßt die bisher bekannt gewordene Flora ein interglaziales Alter des Lagers wahrscheinlich erscheinen, indessen vermag sie nicht alle Einwände zu zerstreuen, weil sie nicht das Ergebnis von Untersuchungen nach stratigraphischen Gesichtspunkten darstellt und demgemäß, trotz ihrer verhältnismäßig großen Zahl von 36 Phanerogamen, keinen Schluß auf den klimatischen und pflanzengeschichtlichen Verlauf der Bildungszeit des Torflagers gestattet. Lediglich aus diesem Grunde habe ich es unternommen das Lager aufs neue einer eingehenden paläontologischen Untersuchung, und zwar streng nach stratigraphischen Horizonten, zu unterziehen, obwohl eine Bereicherung der Flora durch die Untersuchung nicht wahrscheinlich war. Meine eigenen Aufsammlungen aus den Jahren 1904—1907 fanden eine wesentliche Unterstützung

[1]) **19**, S. 3—4.
[2]) **21**, S. 305.

durch die Bemühung von Herrn Beyle-Hamburg, der ursprünglich sein reichhaltiges, ungefähr zu derselben Zeit gesammeltes und ebenfalls streng nach Horizonten getrenntes Material selbst veröffentlichen wollte, es dann aber mir zur kritischen Durchsicht und Veröffentlichung freundlichst anbot, wofür ich ihm auch an dieser Stelle bestens danke.

a) Das Torflager und seine Flora.

Das Profil des Torflagers, das eine Senke im Geschiebemergel ausfüllt, und dessen Querschnitt am Aufschluß etwas über 100 m lang ist, wurde von den verschiedenen Autoren ziemlich übereinstimmend gefunden, wobei nur die Mächtigkeitsangaben differieren, je nachdem das Profil im Muldentiefsten oder an einem Seitenflügel gemessen wurde. (Siehe S. 115.)

Das von Claudius aufgenommene Profil stammt offenbar von einem Seitenflügel des Lagers, während das Profil von Keilhack wohl dem Muldentiefsten entspricht. Die Schichten A_1—C_2 sind reine Unterwasserbildungen bezw. limnische Bildungen, D_1—D_3 entsprechen dem sogenannten Sumpftorf, und D_4—D_5 sind rein terrestrische Bildungen. Diese lediglich aus der petrographischen Beschaffenheit der einzelnen Schichten herauszulesenden Tatsachen beweisen, daß unser Torflager der natürlichen Verlandung eines Teiches durch Faulschlammbildung, Zuschwemmung und Vertorfung seine Entstehung verdankt. Der Pflanzenhäcksel im zentralen Teil des unteren Flözes B_1—B_3 und die vielen liegenden dicken Baumstämme an der Peripherie desselben sind Einschwemmungen aus der nächsten Umgebung des ehemaligen Teiches. Solche pflanzlichen Einschwemmungen fanden, wenn auch vielleicht in vermindertem Maße (vergl. C_1—C_2), zusammen mit mineralischer Zufuhr so lange statt, bis die Einebnung des Teiches nahezu vollendet und an seiner Stelle ein Sumpf vorhanden war. Im Sumpf entstanden die Schichten D_1—D_3, die ihrerseits den Boden abgaben für die terrestrischen Bildungen des Sumpfwaldes D_4. Der Wald ging durch Versumpfung allmählich ein — eine scharfe Grenze zwischen D_4 und D_5 ist nicht vorhanden —, indem ein Eriophoro-Callunetum die Oberhand gewann. In diesem Entwicklungsstadium (D_5) be-

Horizont der nachgewiesenen Arten	Nach Stoller-Beyle (in der Nähe des Stollenmundloches gemessen)	Nach Keilhack (5)	Nach Claudius	Nach von Langrehr
	10—12 m kiesiger Sand, z. T. mit Geschieben	12 m wohlgeschichteter Spatsand	30′ Sand	30′ (durchschnittlich) weißgrauer Geröll- u. Triebsand
D_5	ca. 0,8 m *Calluna-Eriophorum*-Torf	2 m Torf	3′ blättrige Braunkohle mit einzelnen Baumstämmen	$7^1/_2$′ Schicht vermischter Blätter-, Erd- und Alaunkohle, in den mittleren Lagen leichter aber brauchbarer Blätterqualität
D_4	ca. 1,0 » Waldtorf mit *Calluna* und *Eriophorum*, an der Basis reiner *Vaccinium-Eriophorum*-Torf			
D_3	0,05—0,10 » Phragmitetum-Torf			
D_2	0,15—0,20 » *Hypnum*-Torf			
D_1	ca. 0,10 » Dopplerit-Saprokoll (Lebertorf)			
C_2	0,6 m humoser, faulschlammhaltiger Sand mit Pflanzenhäcksel	0,8 m bituminöser Sand	2′ gelbblauer Ton	3′ Glimmersand, vermischt mit Erdkohle
C_1				
B_3	0,6 m humoser, schwach sandiger Faulschlamm mit Pflanzenhäcksel; an der Basis zwei dünne Lagen von Wassermoostorf	0,6 m Torf	$1^3/_4$′ blättrige, z. T. erdige Braunkohle, untermischt mit vielen liegenden dicken Baumstämmen	2′ unreine Moorkohle
B_2				
B_1				
A_2	0,20 m humoser, stark sandiger Faulschlamm	0,4 m bituminöser Sand	—	—
A_1	0,20 » humoser, faulschlammhaltiger Sand			
	Geschiebemergel	Geschiebemergel	Fetter, blauer Ton	—

fand sich das Moor, als es von den mächtigen überlagernden Sanden zugeschüttet wurde.

Die phytopaläontologische Untersuchung des Torflagers wurde von mir und Herrn Beyle derart ausgeführt, daß in einem vollständigen Profil in jeder Schicht mit Ausnahme von D_4 und D_5 mindestens von 10 zu 10 cm Proben entnommen und untersucht wurden. Ich selbst habe ein ganzes Profil derartig durchgearbeitet, auch zu verschiedenen Malen an andern mir günstig erschienenen Stellen Proben unter allgemein gehaltener Horizontbestimmung entnommen, da sie nicht genau durchführbar war. Herr Beyle hat ebenfalls ein ganzes Profil in nächster Nähe des Mundloches des Stollens entnommen, dann etwas weiter östlich davon aus dem unteren Teil des Lagers, der allein dort zugänglich ist, ein Profil von 10 zu 10 cm untersucht, das dem unteren Flöz $B_1 - B_3$ angehört.

Das Gesamtergebnis unserer, von einander unabhängigen paläontologischen Untersuchungen bilden die nachfolgenden Arten, von denen die mit Stern (*) versehenen auch von Keilhack aufgeführt und durch Belegstücke in der Sammlung des Geologischen Landesmuseums in Berlin nachgewiesen sind. Jene Belegstücke stammten teils aus der in den Besitz der Geol. Landesanstalt übergegangenen Meyn'schen Sammlung teils aus Aufsammlungen der Herren Keilhack, Koert und Müller.

1*. Equisetum limosum L.

Mehrere Fragmente von Rhizomen dieser Art fanden sich in C_2. Auch ein Stengelglied scheint hierher zu gehören.

2. Equisetum palustre L.

Equisetum cfr. palustre L.

Von dieser Art kommen in A und B zahlreiche Stengelglieder mit wohl erhaltenen Scheiden vor. Einzelne Stengelglieder fanden sich auch in D_4. Die Scheiden sind 6—10zähnig und liegen dem Stengel dicht an.

3. Taxus baccata L.

Die Eibe ist nachgewiesen durch mehrere Nadelbruchstücke, die ich in einer Probe aus C_2 fand. Wenn nur mangelhaft er-

haltene Nadelbruchstücke vorliegen, könnte man vielfach versucht sein, sie für Nadeln der Edeltanne zu halten, indes klärt eine mikroskopische Untersuchung sicher darüber auf. »Taxus ist nach NOACK die einzige unserer immergrünen Coniferen, deren Nadeln außer im Gefäßbündel keinerlei Verholzung der Zellen zeigen«[1]). Besser läßt sich aber eine Unterscheidung beider Arten auf die Verschiedenheit der Spaltöffnungen gründen: bei *Taxus baccata* sind die Spaltöffnungen durch Papillen geschützt und entbehren der Wachsausscheidungen, bei *Abies pectinata* befinden sich die Spaltöffnungen am Grunde von schalenförmigen Vertiefungen, die einen Überzug von Wachs haben. Von *Abies pectinata* D C, der Edeltanne, erwähnte ich bei anderer Gelegenheit[2]) den Fund mehrerer Nadeln in einer — älteren, nicht von mir gesammelten — Probe aus etwa halber Höhe unseres Torflagers; die Bestimmung war 1906 erfolgt und auf mikroskopische Untersuchung gegründet worden. Bei einer neuerlichen Durchsicht meines reichhaltigen Materials aus dem Lauenburger Torflager konnte ich indes das betreffende Präparat leider nicht wieder auffinden, und da sowohl meine eigenen Bemühungen, an Ort und Stelle selbst Funde von Tannennadeln zu machen, als auch die Aufsammlungen des Herrn BEYLE nach dieser Richtung erfolglos blieben, so möchte ich das Vorkommen von *Abies pectinata* in unserem Torflager dahingestellt sein lassen; es wäre möglich, daß bei jener Probe eine Etikettenverwechslung stattgefunden hätte.

4*. Picea excelsa LK.

Die Fichte ist vertreten durch Pollen, Samen, Samenflügel und Nadeln. In C_1 fanden sich nur Pollen in spärlicher Zahl, in $D_1 - D_4$ wurden außerdem einige Samen, besonders aber Nadeln gefunden. KEILHACK erwähnt ein einziges Samenkorn der Fichte, das er im Torf gefunden habe. In bezug auf die Nadeln ist bemerkenswert, daß verschiedene Längen und Formen vorkommen. Außer kurzen Nadeln mit quadratischem Querschnitt

[1]) KIRCHNER, LÖW und SCHRÖTER, Lebensgeschichte der Blütenpflanzen Mitteleuropas. Bd. I, Lief. 1. Stuttgart 1904. S. 72.

[2]) **20**, S. 83.

wurden namentlich breite, flachgedrückte Nadeln von ca. 2 cm Länge beobachtet, wie sie bei alten Bäumen vorkommen[1]). Solche breite Nadeln wurden namentlich in der Schicht des *Eriophorum-Vaccinium*-Torfes gefunden. Einige der im Waldtorf D_4 aufgefundenen flügellosen Abietineensamen mögen Fichtensamen sein; eine sichere Bestimmung der Art lediglich nach den Samen ist aber nicht möglich. Zu *Picea excelsa* Lk. gehört auch ein stark verunstaltetes Bruchstück eines Zapfens, das ich in der Meyn-schen Sammlung unter der Bezeichnung *Larix decidua* Mill. vorfand.

5*. Pinus silvestris L.

Auch die Kiefer ist von C_1 bis D_4 im Profil unseres Torflagers reichlich vertreten. In C_2 wurden nur Pollen festgestellt in den übrigen Horizonten außerdem Nadeln, Samen, Samenflügel Zapfen, Periderm und Holzreste. Namentlich können im Waldtorf, z. B. am Stollenmundloch, zahlreiche Äste und Stammfragmente beobachtet werden. Die Zapfen sind durchweg klein und stumpf kegelförmig; manche sind abgerollt, so u. a. auch ein Zapfen der Meyn'schen Sammlung, der die Aufschrift *Larix decidua* Mill. trug. Das von Claudius erwähnte und auch von Keilhack[2]) angeführte Vorkommen der Lärche in unserem Torflager ist demnach zu streichen.

6. Sparganium ramosum Huds.

Mehrere Fruchtsteine dieser Art wurden in den Schichten von A_1 bis C_2 gefunden.

7. Sparganium simplex Huds.
Sparganium cfr. simplex Huds.

Diese Art findet sich von B_1 bis C zusammen mit der vorhergehenden Art, namentlich in den sandigen Schichten.

8. Sparganium sp.

Zwei kleine, zierliche Fruchtsteine, in der Form an *Sparga-*

[1]) Vergl. die Abbildungen 16 und 17 der Fig. 49, S. 129 in Kirchner, Löw und Schröter (a. a. O.).

[2]) 5, S. 230.

nium simplex Huds. erinnernd, fanden sich in B_1. Vielleicht gehören sie zu *Sparganium minimum* Fr.

9. Potamogeton crispus L.

Mehrere der charakteristischen Früchtchen dieser Art fanden sich in C_1.

10. Potamogeton natans L.

Die Fruchtsteine dieser Art wurden von C_2 bis D_3 festgestellt.

11. Potamogeton pusillus L.

Diese Art ist durch einen zierlichen, schief ovalen Fruchtstein mit deutlichem Kiel, Kiellinien und kurzem, scharfen Spitzchen vertreten. Er wurde in B_3 gefunden.

12. Potamogeton trichoides Cham. et Schlecht.

Die Art ist durch einen fast halbkreisförmigen, an der Bauchkante mit einem Höcker versehenen Fruchtstein in B_3 nachgewiesen.

13. Potamogeton cfr. filiformis Pers.

Einige Fruchtsteine in B_3 und C_1 dürften dieser Art angehören.

14. Potamogeton praelongus Wulf.

Ein verhältnismäßig großer Fruchtstein dieser Art wurde in C_1 gefunden.

15. Potamogeton densus L.

Von dieser Art wurden mehrere der unverkennbaren Fruchtsteine in B_1, B_3, C_1, D_1 und D_3 gefunden.

16. Potamogeton sp (cfr. zosterifolius Pers.?).

Aus B_2 liegt der obere Teil eines *Potamogeton*-Blattes vor, das sich allmählich zuspitzt und in eine kurze Stachelspitze ausläuft. Vielleicht gehört es einer Winterknospe dieser Art an.

17. Najas major All.

Diese Art ist durch zahlreiche, meist gespaltene Samenschalen in der Region B_3 bis D_1 nachgewiesen. Die meisten sind 4—5 mm lang und 1,5—2 mm breit.

18. Stratiotes aloides L.

Mehrere Samen von *Stratiotes aloides* wurden in C_2 gefunden. Einige davon weichen von der typischen Form der rezenten Art durch größere Breite und undeutlichere Entwicklung der Naht ab und dürften zu der Form *Stratiotes aloides* L. f. *intermedia* HARTZ zu ziehen sein.

19. Hydrocharis morsus ranae L.

Einige Samen dieser Art wurden in D_1 und D_3 gefunden.

20*. Phragmites communis TRIN.

Das Schilfrohr bildet eine besondere Schicht D_3 des Torflagers, die auf *Hypnum*-Torf liegt und nach oben in *Vaccinium-Eriophorum*-Torf übergeht. Die torfbildenden Bestandteile des Schilfrohrs, Rhizome, Wurzeln und oberirdische Stengelteile liegen in einem schlammig-erdigen Humus breitgedrückt, leicht abblätternde Lagen bildend. Außerdem finden sich Teile vom Schilfrohr schon in D_1.

21. Gramineae.

Mehrere nicht näher bestimmbare Grassamen wurden in C_1 gefunden.

22. Scirpus lacustris L.

Die Art ist durch mehrere Nüsse, z. T. mit wohl erhaltenen Kelchborsten, in C_1 vertreten. Auch in D_3 wurden etliche Nüsse gefunden.

23. Scirpus sp.

Einige *Scirpus*-Nüsse aus B_2, C_1 und D_3 weichen von der vorigen Art ab, indem ihr Querschnitt nicht deutlich dreieckig ist, sondern ein Kreissegment bildet. Ihre Basis erscheint schlank ausgezogen. Über ihre Zugehörigkeit zu einer bestimmten Art wage ich nicht zu entscheiden.

24. Dulichium spathaceum PERS.

Diese rezent nur in Amerika vorkommende Art wurde zuerst von HARTZ[1]) in unserem Torflager entdeckt. Später fanden auch BEYLE und ich ihre charakteristischen Nüßchen in den Schichten B_3 und C_1.

[1]) Vergl. STOLLER, J., Über das fossile Vorkommen der Gattung *Dulichium* in Europa. Dieses Jahrb. für 1909. Bd. XXX, Teil I. Berlin 1909.

25. Dulichium cfr. **vespiforme** Cl. Reid. et El. M. Reid.

Diese bis dahin nur aus dem Ton von Tegelen (I. Interglazial, nicht Pliocän!)[1] bekannt gewordene Art wurde auch in unserem Torflager durch ein paar Nüßchen nachgewiesen. Sie stammen aus Schicht C_1.

26. Eriophorum vaginatum L.

Das scheidige Wollgras tritt an der Basis der Schicht D_4 zusammen mit der Moosbeere torfbildend auf. Der Torf dieses Horizontes wird fast ausschließlich aus den Faserschöpfen von *Eriophorum* gebildet. Aber auch durch die ganze Schicht D_4 nimmt *Eriophorum vaginatum* wesentlich teil an der Torfbildung. Dasselbe ist in D_5 der Fall.

27. Carex Pseudo-Cyperus L.

Diese Seggenart ist durch zahlreiche Nüßchen mit wohl erhaltenem Utriculus nachgewiesen. Sie fanden sich von A_1 bis D_3 in allen Schichten mit Ausnahme von D_1 und D_2.

28. Carex riparia Curt.

Von dieser Art wurden einige Nüßchen mit Utriculus in A_1 und B_1 festgestellt.

29. Carex dioica L.

Wenige Nüßchen mit Utriculus stammen aus B_1 und B_2.

30. Carex vesicaria L.

Hierher gehören einige Nüsse mit wohl erhaltenem, blasig aufgetriebenem Utriculus. Einzelne der Formen mögen zu *Carex vesicaria* var. β L = *Carex rostrata* With. zu ziehen sein. Sie fanden sich in A_1, B_1 und C_2.

31. a) Carex sectio Carex.
b) » » Vignea.

Zahlreiche, darunter namentlich schlauchlose Nüsse, die in A, B und C gefunden wurden, konnten nicht genau bestimmt werden. Einige Nüsse scheinen zu *Carex filiformis* L., andere zu *Carex rostrata* With. zu gehören.

[1] Stoller, J., a. a. O., S. 161, und Fliegel, G. und J. Stoller, Jungtertiäre und altdiluviale, pflanzenführende Ablagerungen im Niederrheingebiet Dieses Jahrb. für 1910. Bd. XXXI, Teil I. S. 251.

32*. Iris Pseud-Acorus L.

Von der gelben Schwertlilie wurden Samen in B_2, B_3, C_1 und C_2 gefunden.

33. Salix sp. (cfr. Wimmeri Kern.).

Ein nicht ganz vollständiges Laubblatt ähnelt den Blättern von *Salix Wimmeri* Kern. Eine sichere Entscheidung ist indes nicht möglich, besonders deshalb nicht, weil es sich nicht von seiner Unterlage lösen ließ. Es fand sich in der obersten Lage von B_3.

34. Salix cfr. Reichardti Kern. (= Salix cfr. caprea × cinerea Wimm.).

Ein Weidenblatt aus D_4 möchte ich dieser Art zuschreiben. Es ist 22 mm lang und 11 mm breit. Größte Breite im oberen Drittel. Das Blatt ist dünn, länglich verkehrt eiförmig und liegt mit seiner Unterseite auf einem Torfstück, von dem es nicht zu lösen war. Die Nerven sind oberseits vertieft. Die Sekundär-

Figur 1.



Salix cf. **Reichardti** Kern. $\frac{1}{1}$
Blattoberseite.

nerven sind fein, wenig hervortretend, entspringen unter Winkeln von 40—50° und streben rascher zum Rande als bei *Salix aurita* L. Der Rand ist sehr schwach geschweift bis ganzrandig, die Spitze sehr stumpf. Eine genaue Artbestimmung ist bei Weidenblättern indes in den seltensten Fällen möglich. Ich habe, um diese Schwierigkeit zum Ausdruck zu bringen, die Bestimmung mit einem cfr. versehen. Ein zweites, wohl auch zur Gruppe der *Salices rugosae* gehöriges Blatt, das aber nicht gut erhalten ist, fand ich auf einem Torfstück der Keilhack'schen Aufsammlung mit der Bestimmung: *Salix* cfr. *repens* L. Der Horizont im Profil ist nicht mehr festzustellen, das Stück gehört jedenfalls dem oberen Torflager an (D_3—D_4).

35*. Salix aurita L.

Ein nach NATHORST's Bestimmung dieser Art angehörendes Blatt fand ich auf einem Torfstück in der Sammlung des Geologischen Landesmuseums vor. Das Blatt ist 30 mm lang, 18 mm breit, dünn, etwas asymmetrisch, ganzrandig. Größte Breite im oberen Drittel. Sekundärnerven, 8 an Zahl, sind fein, auf der Oberseite kaum zu bemerken, auf der Unterseite vorstehend, unter 70^0 abzweigend und in gebogenem Verlauf zum Rande strebend. Obwohl über die Schicht, der das Blatt entnommen worden, nichts zu ermitteln war, glaube ich doch aus dem Torfstück auf seine Zugehörigkeit zu D_4 sicher schließen zu können.

36. Populus tremula L.

Von der Zitterpappel wurden viele Knospenschuppen festgestellt. Sie fanden sich namentlich in B_1 und B_2. Es dürften auch mehrere, nicht gut erhaltene und darum schwer zu bestimmende Knospenschuppen aus B_3, C_1 und C_2 hierher zu rechnen sein.

37*. Corylus Avellana L.

Der Haselstrauch ist in unserem Lager schon von CLAUDIUS nachgewiesen worden durch die in Menge sich findenden Haselnüsse. Daneben kommen Knospen und Pollen häufig vor. Die Nüsse treten nach KEILHACK »in zahlreichster Menge in den beiden über den Moosschichten liegenden, dünnen, blattreichen Lagen beider Flöze auf; es liegen in denselben häufig auf einem Quadratdezimeter ein Dutzend und mehr Nüsse. Den beiden sandigen Schichten fehlen sie dagegen völlig« [1]). Danach wären die Schichten B_2 und D_3 hauptsächlich an Haselnüssen reich; denn nur B_1 und D_2 können unter den beiden Moosschichten gemeint sein. BEYLE und ich fanden aber in D_3 keine Haselnüsse mehr; der höchste Horizont, in dem uns noch Reste des Haselstrauches begegneten, ist die Schicht D_1, d. h. die Schicht unter der oberen Moosschicht. Von B_2 bis D_1 fanden wir dagegen Reste des Haselstrauches, Pollen, Nüsse und Knospen in allen Schichten, und zwar regellos zerstreut. Diese Art des Vorkommens in jenen unter Wasser entstandenen Schichten ist auch natürlich und durch Ein-

[1]) 5, S. 227.

schwemmung zu erklären. Demgegenüber ist die Beobachtung KEILHACK's, daß die Nüsse vielfach in Häufchen beieinander liegen und noch in der Schilftorfschicht D_3 vorkommen, wohl in Beziehung zu seiner weiteren Angabe zu bringen, daß vier unter den gesammelten Nüssen von kleinen Nagern, wahrscheinlich Mäusen, entleert waren, und es dürfte sich bei diesem glücklichen Funde um eine Wintervorratskammer der Zwergmaus handeln. Die Zwergmaus lebt mit Vorliebe in Schilfrohrbeständen und baut hier ihr Nest etwa 1 m über dem Boden, indem sie es mit den Schilfhalmen verflicht. In der KEILHACK'schen Aufsammlung befindet sich ein kleines Torfstück, auf dem mehrere Haselnüsse zusammengedrängt liegen. Das Torfstück selbst besteht aus Muddetorf und kann sehr wohl aus der Schicht D_3 stammen. An eine Einschwemmung der Nüsse ist bei diesem vollständig sandfreien Stück nicht zu denken. CLAUDIUS fand Nüsse, die von einem Rüsselkäfer (*Balaninus nucum* L.) angebohrt waren. Die Nüsse gehören teils der langfrüchtigen (*Corylus Avellana* L.) teils der kurzfrüchtigen (*Corylus Avellana ovata* W.) Varietät des Haselstrauches an; Maßverhältnisse s. bei KEILHACK a. a. O., 5, S. 227.

38*. Carpinus Betulus L.

Die losen Nüsse der Hainbuche kommen in großer Zahl in den Schichten C_2 bis D_3 und an der Basis von D_4 vor. In den übrigen Schichten fanden wir sie nicht. Nach KEILHACK sollen sie aber in beiden Flözen sowie in dem Zwischenmittel auftreten. Er erwähnt auch den Fund einer Winterknospe (?) und mehrerer Stammstücke (?) von der Hainbuche.

39*. Betula alba L. (Betula verrucosa EHRH. p. p.).

Von der Birke wurden Reste in B_3, C_2, D_3 und D_4 nachgewiesen. Während in den erstgenannten 3 Schichten nur Nüßchen teils mit teils ohne Flügel sowie kleine Holzsplitter und Rindenstückchen gefunden wurden, fanden sich in D_4 reichlich Holzreste, großenteils mit wohl erhaltener Rinde, und zwar sowohl Zweig-, Ast- und Stammholz als Wurzelholz. Die Rinde zeichnet sich durch breite Lenticellen aus. KEILHACK fand ein Rindenstück mit aufsitzendem Ascomyceten. Eine in D_3 gefundene, wohl erhaltene

Fruchtschuppe gehört sicher zu *Betula verrucosa* Ehrh., während alle übrigen Fundstücke nur eine allgemeine Bestimmung *Betula alba* L. gestatten.

40. Alnus glutinosa Gaertn.

Die Erle ist in den Schichten B_3 bis D_3 vertreten durch zahlreiche Nüßchen, Zapfen und Zapfenspindeln sowie Pollen.

41*. Quercus Robur L. (Quercus pedunculata Ehrh. p. p.).

Reste der Eiche finden sich in großer Menge in den Schichten A_1 bis C_2. Die Angabe Keilhack's, daß Eichenreste auch im oberen Flöz vorkommen, also namentlich in den Schichten D_4 und D_5, dürfte auf einem Irrtum beruhen. Vielleicht ist in seiner Angabe nur die Basis des oberen Flözes inbegriffen. Von der Eiche fanden sich plattgedrückte, zerschlissene Eicheln, jugendliche und ausgewachsene, verkümmerte und gut entwickelte, stiellose und langgestielte Fruchtbecher, Laubblätter in Bruchstücken, zum Teil aber auch ganz erhalten, Zweig- und Astbruchstücke. Einzelne kurzgestielte Blätter mit zweilappig herzförmigem Grunde sowie die langgestielten Fruchtbecher beweisen, daß die Reste, wenn nicht ausschließlich, so doch zum Teil, zu *Quercus pedunculata* Ehrh. gehören.

42. Urtica sp.

Zahlreiche linsenförmige Nüßchen von weniger als 1 mm Durchmesser wurden in C_1 gefunden. Eine Artbestimmung erscheint nicht möglich.

43*. Moehringia trinervis Clairv.

Die Samen dieser Art kommen in großer Zahl in allen Schichten von A_1 bis C_2 vor.

44. Caryophyllaceae sp. sp.

Außer den Samen der vorigen Art wurden in den Schichten A bis C noch viele andere, verschiedenen Arten zugehörende Samen von Nelkengewächsen gefunden. Eine Artbestimmung ist aber unmöglich.

45. Nuphar luteum Sm.

Von dieser Art wurden mehrere, meist plattgedrückte Samenschalen in B_1, B_3, C_1 bis D_2 gefunden.

46. Nymphaea alba L.

Die Samenschalen dieser Art sind in den Schichten A_1 bis

D_2 sehr häufig. Sie sind durchweg plattgedrückt. In B_2 wurden mehrere Rhizomblattscheiden, in B_3 der basale Teil einer Fruchtkapsel gefunden.

47. Brasenia purpurea Michx.

Von dieser für die Florengeschichte wie für die Interglazialfrage Nordeuropas gleich interessanten Pflanze wurden in unserem Torflager vor Jahren einige Samen gefunden. Auch in der Meyn-schen Sammlung hatte sich ein Torfstück (sandiger Faulschlamm) mit wenigen *Brasenia*-Samen vorgefunden. Ich selbst fand solche im Jahre 1905 in der Nähe des Stollenmundloches, etwas östlich davon, in Schichten, die zu C_2 und D_1 bis D_2 des Profils gehören. Am häufigsten waren sie in C_2. Im Jahre vorher hatte ich bei einem Lauenburger Bürger, der seit Jahren das Torflager gelegentlich nach Früchten und Samen durchgesucht hatte, mehr als 50 Samen von *Brasenia* gesehen, die er im unteren, sandigen Flöz gefunden zu haben behauptete. Auch Nehring gibt als Lager der *Brasenia*-Samen das untere Flöz an. Ich selbst fand hier trotz eifrigsten Suchens an mehreren Stellen nicht einen einzigen Samen. Wie unregelmäßig diese Samen im Lager zerstreut liegen, geht wohl am besten aus dem Umstand hervor, daß ich in dem vollständigen Profil, das ich abgestochen und untersucht habe, *Brasenia* nicht feststellen konnte, und daß es Herrn Beyle mit seinen beiden Profilen nicht besser erging. Dagegen schrieb er mir unterm 23. Febr. 1908, ein junger Geologie-Studierender, Herr Ferd. Göbel, habe *Brasenia*-Samen im oberen Flöz gefunden (also wohl in dem bereits erwähnten Horizont D_1—D_2).

48. Ceratophyllum submersum L.

Wenige Früchte, die in B_3 gefunden wurden, gehören dieser Art an.

49. Ceratophyllum demersum L.

Auch diese Art ist nur durch wenige Früchte vertreten, die in B_3 und C_1 festgestellt wurden.

50. Thalictrum sp.

Ein einziges Früchtchen, von Herrn Beyle in B_3 gefunden, gehört hierher. Eine Artbestimmung ist nicht möglich.

51. Ranunculus repens L.

Von dieser Art wurden wenige der feinpunktierten Früchtchen in B_3 gefunden.

52. Batrachium sp.

Zahlreiche kleine, querrunzlig gestreifte Früchtchen, nicht näher bestimmbar, fanden sich in C_1.

53. Comarum palustre L.

Das Blutauge ist durch einige Früchtchen vertreten, die in B_3 gefunden wurden.

54. Crataegus Oxyacantha L.

Vom Weißdorn fanden sich zwei Fruchtsteine in B_1 und B_2.

55. Sorbus cfr. hybrida L.

Von Herrn Beyle konnte aus einem dünnen Spaltstück der Schicht B_3 ein Laubblatt wohl erhalten herauspräpariert werden, das ich mit Vorbehalt obiger Art zuschreibe. Es hat einen länglich-lanzettlichen Umriß und spitze, scharf doppelt gesägte, aber

Figur 2.



Sorbus cfr. hybrida L. $\frac{1}{1}$

undeutlich entwickelte Fiederzipfel. Der Primärnerv ist stark, gerade, die Sekundärnerven entspringen unter 40—50°, biegen schwach nach oben um nnd endigen in den Spitzen der Fiederzipfel. Sowohl der Primärnerv als die Sekundärnerven sind unterseits vorspringend.

56*. Acer platanoides L.

Mehrere große Spaltfrüchte mit anhaftenden Resten des Flügels, die in den Schichten C_1, C_2 und D_1 gefunden wurden, gehören sicher dieser Art an.

57. Acer campestre L.

Wenige halbkreisförmige Spaltfrüchte, ohne erhalten gebliebenen Flügel, aus den Schichten C_2 und D_1 stammend, zähle ich zu dieser Art.

58. Rhamnus Frangula L.

Wenige Fruchtsteine aus B_1 und B_3 gehören hierher.

59*. Tilia platyphyllos Scop.

Zu den am häufigsten in unserem Torflager vorkommenden Pflanzenresten gehören die charakteristischen, holzigen, scharf fünfkantigen Früchte der breitblättrigen Linde. Die Früchte finden sich ebenso wie die zahlreichen Pollen von *Tilia* regellos zerstreut durch alle Schichten von A_1 bis D_1. In den höheren Horizonten fehlen sie augenscheinlich.

60. Tilia ulmifolia Scop.

Auch die Früchte der Winterlinde finden sich in allen Schichten von A_1 bis D_1, wenn auch nicht in so großer Menge wie die Früchte der vorigen Art.

61. Viola sp.

Zwei nicht näher bestimmbare Samen wurden in B_3 gefunden.

62*. Trapa natans L.

Das Vorkommen der charakteristischen, vierdornigen, meist plattgedrückten Früchte der Wassernuß in unserem Torflager hatte bereits Taube festgestellt. Seitdem wurde es von allen Besuchern des Aufschlusses bestätigt. Wenn aber Keilhack ausdrücklich betont, daß sich die Nüsse »im Gegensatz zu allen übrigen organischen Resten nur in der dünnen Bank humosen Sandes finden, die zwischen dem Geschiebemergel und dem Unterflöz liegt und eben außer der Wassernuß keine organischen Einschlüsse führt«[1]), so hat die neuere Untersuchung dies nicht bestätigen können. Vielmehr fanden Beyle und ich die Früchte der Wassernuß nur

[1]) **5**, a. a. O. S. 225.

in den Schichten B_3 bis D_1, also in der Hauptsache in dem Zwischenmittel KEILHACK's. Wenn also seine Angabe nicht etwa auf einer Verwechselung der Schichten beruht, so läßt sie auf ein äußerst unregelmäßiges Vorkommen der Pflanzen in der unteren Hälfte des Lagers, also von A_1 bis D_2, schließen, ähnlich wie es bei *Brasenia purpurea* MICHX. der Fall zu sein scheint.

63. Myriophyllum spicatum L.

Mehrere Nüßchen mit höckeriger Oberfläche wurden in C_1 gefunden.

64. Hippuris vulgaris L.

Einzelne Nüßchen fand ich in D_1. Ein von G. MÜLLER in der Sammlung der Geologischen Landesanstalt niedergelegtes tiefschwarzes Stück »Lebertorf« aus unserem Torflager enthielt mehrere Nüßchen von *Hippuris vulgaris* L., und die Etikette zeigte den Vermerk: »*Hippuris vulgaris* (Bestimmung von C. WEBER)« Dieses Stück gehört wohl ebenfalls dem Horizont D_1 an.

65*. Cornus sanguinea L.

Drei Fruchtsteine, in A_2 und B_1 gefunden, gehören dieser Art an. Auch KEILHACK erwähnt das Vorkommen des Hartriegels im unteren Flöz (nach Funden des Lehrers WITTE in Lauenburg a. E.).

66*. Vaccinium Oxycoccos L.

Die Moosbeere tritt an der Basis von Schicht D_4 zusammen mit *Eriophorum vaginatum* L. torfbildend auf. Ihre zarten holzigen Stämmchen mit den vollständig erhaltenen lederartigen Laubblättern durchziehen in dünnen Lagen die Schicht wie ein Geflecht. Oberhalb dieses nur rund 20 cm mächtigen Horizontes findet sich die Moosbeere nicht mehr.

67. Calluna vulgaris SALISB.

Die gewöhnliche oder Besenheide nimmt wesentlichen Anteil an der Zusammensetzung der Schichten D_4 und D_5. Von unten nach oben gerechnet, tritt sie zunächst nur vereinzelt auf, wird im oberen Teil von D_4 mehr und mehr häufiger und bildet schließlich in D_5 mit *Eriophorum* zusammen den ausschließlichen torfbildenden Bestandteil. Hier finden sich Reiser aller Altersstadien und Stammstücke bis zu einem Durchmesser von 1 cm.

68. Fraxinus excelsior L.

Die Esche ist durch zahlreiche Flügelfrüchte nachgewiesen, die in A_1, B_1, B_2, C_1 und D_1 gefunden wurden.

69*. Menyanthes trifoliata L.

In großer Menge finden sich die kleinen, linsenförmigen Samen dieser Art in allen Schichten von A_1 bis D_1.

70. Lycopus europaeus L.

Die charakteristischen Klausen dieser Art wurden in großer Zahl in den Schichten A_1 bis C_1 gefunden.

71. Stachys palustris L.

Einige verkehrt eiförmigen Nüßchen gehören wohl dieser Art an. Sie wurden in A_1, A_2 und B_1 gefunden.

72. Labiatae sp.

Einige andere Klausen aus B_3 und C_1 ließen sich nicht genauer bestimmen.

73. Viburnum cfr. **Lantana** L.

Einen von Herrn Beyle im Horizont von B_1 seines Teilprofils gefundenen Fruchtstein einer *Viburnum*-Art glaube ich zu *Viburnum Lantana* L. rechnen zu sollen. Der Fruchtstein ist länglich rund, zusammengedrückt und gefurcht, gleicht jedenfalls am meisten den Fruchtsteinen dieser Art und gehört sicher nicht zu *Viburnum Opulus* L.

74. Eupatorium cannabinum L.

Zahlreiche Achänen ohne Pappus wurden in B_3 und C_1 gefunden.

75. Hypnum intermedium Lindb.

Dieses Moos wurde als Hauptbestandteil der zwei dünnen Moosschichten in B_1 ermittelt. Auch in D_2 kommt es vor.

76. Drepanocladus (Hypnum) vernicosus (Lindb.) Warnst.

Dieses Moos tritt in dem Hypnumtorf D_2 des oberen Flözes neben der vorigen Art auf. Die Bestimmung dieser und der vorigen Art hat in freundlicher Weise Herr R. Timm-Hamburg ausgeführt.

77. Thuidium delicatulum (L. Hedw.) Mitt.

78. Amblystegium fluitans (L.) de C.

79. Mollia sp.

80. Hypnum striatum Schreb.

Diese vier Moose werden von Nathorst (a. a. O. 11) erwähnt. Die Bestimmung rührt von H. Lindberg-Helsingfors her. Der Horizont ihres Vorkommens im Torflager ist unbekannt, es kann sich aber nach den aus demselben Torfstück von G. Andersson herauspräparierten und bestimmten Resten von Phanerogamen nur um die Schichten von $B_1 - D_2$ handeln.

81. Cenococcum geophilum Fries.

Eine größere Anzahl von Peridien, meist unter 1 mm Durchmesser, fand sich in B_1, B_2, B_3, C_1, D_4 und D_5.

Anhangsweise sei als Merkwürdigkeit erwähnt, daß in der Schicht B_1 zahlreiche, winzig kleine Gallenbildungen (*Phytophocaecidium*, von *Phytophus* verursacht) gefunden wurden.

Unsichere Arten,

die in der neueren Literatur über das Torflager im Lauenburger Kuhgrund verzeichnet sind:

Abies pectinata D. C.

vergl. **20**, S. 83 und diese Abhandlung S. 117.

Das Vorkommen der Edeltanne ist unsicher bezw. fraglich.

Larix decidua Mill.

vergl. **5**, S. 230 und diese Abhandlung S. 118.

Das Vorkommen der Lärche ist zu streichen.

Salix repens L.

vergl. **5**, S. 228 und diese Abhandlung S. 122.

Corydalis fabacea Pers.

vergl. **5**, S. 223.

Ein einziger Same wird von Keilhack erwähnt. Es fehlt aber jede weitere Angabe sowohl über den Horizont des Vorkommens als über die Beschaffenheit des Torfstückes, aus dem der Same stammt. Die umfangreichen Untersuchungen, denen sowohl Beyle als ich das Torflager unterzogen haben, konnten den Fund nicht bestätigen. Den Samen, dessen Bestimmung richtig ist, unterzog ich einer genauen Untersuchung unter dem Mikroskop. Er war äußerlich vollständig intakt, aber hohl, und ließ noch deutlich

die Strophiola erkennen. Ob aber der Samen wirklich aus dem Torflager stammt oder aus der rezenten Flora (des Abhangs am Aufschluß?) und durch Zufall unter das Untersuchungsmaterial gelangte, läßt sich nicht entscheiden.

Geranium columbinum L.

vergl. 5, S. 224.

Das Vorkommen des Taubenfuß ist zu streichen. Die »drei Merikarpien der fünffächerigen Frucht«, über deren Fundumstände a. a. O. ebenfalls nichts gesagt wird, fand ich in der Sammlung der Geologischen Landesanstalt mit der zugehörigen Etikette vor. Nachdem ich sie vorsichtig von anhaftendem erdigen Humus befreit hatte, erwiesen sie sich als Chitinhüllen (Oligochaetenkapseln?).

Lysimachia Nummularia

vergl. 5, S. 226.

Das einem kleinen Torfstück unlösbar aufliegende Blatt, von NATHORST als fraglich (wiewohl wahrscheinlich) zu obiger Art gerechnet, läßt eine genauere Bestimmung nicht mehr zu. Nach der Zusammensetzung des Torfstückes zu schließen, stammt es wahrscheinlich aus der Schicht D_4.

Eine Übersicht aller nach Horizonten festgestellten Arten unseres Torflagers gibt die nachfolgende Tabelle (S. 133).

Bei der Würdigung der wichtigsten vorkommenden Arten und ihrer stratigraphischen Verteilung im Torflager müssen wir unterscheiden zwischen autochthonen und allochthonen Elementen. Jene geben uns Aufschluß über die Art und Weise der Entstehung des Torflagers, während diese besser als die meisten autochthonen Torfbildner geeignet sind, ein Bild über die klimatischen Verhältnisse zu rekonstruieren, die während jener Zeit geherrscht haben.

Was die Entstehung des Torflagers betrifft, so bestätigt die phytopaläontologische Untersuchung das weiter oben aus der petrographischen Beschaffenheit der einzelnen Schichten erschlossene allgemeine Ergebnis, daß wir es mit der Verlandung eines Teiches durch Faulschlammbildung und Zuschwemmung sowie nachfolgende Vertorfung zu tun haben. Es sind deshalb nur wenige Bemerkungen über spezielle Eigentümlichkeiten des Torflagers nötig. Das untere Flöz $B_1 - B_3$ ist eine in Muldenform lagernde,

Nr.	Namen der Arten	Liegend. Sand		Unteres Flöz			Zwisch.-Mittel		Oberes Flöz					Unbestimmter Horizont aller Belegstücke
		A_1 20 cm	A_2 20 cm	B_1 20 cm	B_2 20 cm	B_3 20 cm	C_1 30 cm	C_2 30 cm	D_1 10 cm	D_2 15—20 cm	D_3 c. 5 10 cm	D_4 ca. 120 cm	D_5 ca. 60 cm	
1	*Equisetum limosum* L.	—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	+
2	— *palustre* L. (et cfr. *palustre* L.)	+	—	+	+	+	—	—	—	—	—	+	—	—
3	*Taxus baccata* L.	—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—
4	*Picea excelsa* Lk.	—	—	—	—	—	+	+	+	+	+	+	—	+
5	*Pinus silvestris* L.	—	—	—	—	—	+	—	+	+	+	+	—	+
6	*Sparganium ramosum* Huds.	+	+	+	—	+	—	+	—	—	—	—	—	—
7	— *simplex* Huds. (et cfr. *simplex* Huds.)	—	+	+	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—
8	— sp.	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
9	*Potamogeton crispus* L.	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—
10	— *natans* L.	—	—	—	—	—	—	+	+	—	+	—	—	—
11	— *pusillus* L.	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—
12	— *trichoides* Cham. et Schlecht.	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—
13	— cfr. *filiformis* Pers.	—	—	—	—	+	+	—	—	—	—	—	—	—
14	— *praelongus* Wulf.	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—
15	— *densus* L.	—	—	+	—	+	+	—	+	—	+	—	—	—
16	— sp. (cfr. *zosterifolius* Pers.?)	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—
17	*Najas major* All.	—	—	—	—	+	+	+	+	—	—	—	—	+
18	*Stratiotes aloides* L.	—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	+
19	*Hydrocharis morsus ranae* L.	—	—	—	—	—	—	—	+	—	+	—	—	—
20	*Phragmites communis* Trin.	—	—	—	—	—	—	—	+	—	+	—	—	—
21	*Gramineae*	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—
22	*Scirpus lacustris* L.	—	—	—	—	—	+	—	—	—	+	—	—	—
23	— sp.	—	—	—	+	—	+	—	—	—	+	—	—	—
24	*Dulichium spathaceum* Pers.	—	—	—	—	+	+	—	—	—	—	—	—	—
25	— cfr. *vespiforme* Cl. Reid et El. M. Reid	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—
26	*Eriophorum vaginatum* L.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+	+	—
27	*Carex Pseudo-Cyperus* L.	+	+	+	+	+	+	+	—	—	+	—	—	—
28	— *riparia* Curt.	+	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
29	— *dioica* L.	—	—	+	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—
30	— *vesicaria* L. (*C. rostrata* With. p. p.)	+	—	+	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—
31	— *sectio Carex et Vignea*	—	+	+	—	+	+	—	—	—	—	—	—	+
32	*Iris Pseud-Acorus* L.	—	—	—	+	+	+	+	—	—	—	—	—	+
33	*Salix* sp. (cfr. *Wimmeri* Kern.)	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—

Nr.	Namen der Arten	Liegend. Sand		Unteres Flöz			Zwisch.-Mittel		Oberes Flöz					Unbestimmter Horizont alter Belegstücke
		A_1 20 cm	A_2 20 cm	B_1 20 cm	B_2 20 cm	B_3 20 cm	C_1 30 cm	C_2 30 cm	D_1 10 cm	D_2 15—20 cm	D_3 c. 5-10 cm	D_4 ca. 120 cm	D_5 ca. 60 cm	
34	*Salix* cfr. *Reichardti* Kern.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+	—	+
35	— *aurita* L.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+
36	*Populus tremula* L.	—	—	+	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—
37	*Corylus Avellana* L.	—	—	—	+	+	+	+	+	—	—	—	—	+
38	*Carpinus Betulus* L.	—	—	—	—	—	—	+	+	+	+	+	—	+
39	*Betula alba* L. (*B. verrucosa* Ehrh. p. p.)	—	—	—	—	+	—	+	—	—	+	+	—	+
40	*Alnus glutinosa* Gaertn.	—	—	—	—	+	+	+	+	—	+	—	—	—
41	*Quercus Robur* L. (*Qu. pedunculata* Ehrh. p. p.)	+	+	+	+	+	+	+	—	—	—	—	—	+
42	*Urtica* sp.	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—
43	*Moehringia trinervis* Clairv.	+	+	+	+	+	+	+	—	—	—	—	—	+
44	*Caryophyllaceae* sp. sp.	+	—	+	+	—	+	—	—	—	—	—	—	—
45	*Nuphar luteum* Sm.	—	—	+	—	+	+	+	+	+	—	—	—	—
46	*Nymphaea alba* L.	+	+	+	+	+	+	—	+	+	—	—	—	—
47	*Brasenia purpurea* Michx.	—	—	—	—	—	—	+	+	+	—	—	—	+
48	*Ceratophyllum submersum* L.	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—
49	— *demersum* L.	—	—	—	—	+	+	—	—	—	—	—	—	—
50	*Thalictrum* sp.	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—
51	*Ranunculus repens* L.	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—
52	*Batrachium* sp.	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—
53	*Comarum palustre* L.	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—
54	*Crataegus Oxyacantha* L.	—	—	+	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—
55	*Sorbus* cfr. *hybrida* L.	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—
56	*Acer platanoides* L.	—	—	—	—	—	+	+	+	—	—	—	—	+
57	— *campestre* L.	—	—	—	—	—	—	+	+	—	—	—	—	—
58	*Rhamnus Frangula* L.	—	—	+	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—
59	*Tilia platyphyllos* Scop.	+	+	+	+	+	+	+	+	—	—	—	—	+
60	— *ulmifolia* Scop.	+	+	+	+	+	+	+	+	—	—	—	—	—
61	*Viola* sp.	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—
62	*Trapa natans* L.	—	—	—	—	+	+	+	+	—	—	—	—	+
63	*Myriophyllum spicatum* L.	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—
64	*Hippuris vulgaris* L.	—	—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	+
65	*Cornus sanguinea* L.	—	+	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+

Nr.	Namen der Arten	Liegend-Sand		Unteres Flöz			Zwisch.-Mittel		Oberes Flöz					Unbestimmter Horizont alter Belegstücke
		A_1 20 cm	A_2 20 cm	B_1 20 cm	B_2 20 cm	B_3 20 cm	C_1 30 cm	C_2 30 cm	D_1 10 cm	D_2 15—20 cm	I_3 c. 5-10 cm	D_4 ca. 120 cm	D_5 ca. 60 cm	
66	*Vaccinium Oxycoccos* L.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+	—	—
67	*Calluna vulgaris* Salisb.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+	+	—
68	*Fraxinus excelsior* L.	+	—	+	+	—	+	—	+	—	—	—	—	—
69	*Menyanthes trifoliata* L.	+	+	+	+	+	+	+	+	—	—	—	—	+
70	*Lycopus europaeus* L.	+	+	+	+	+	+	—	—	—	—	—	—	—
71	*Stachys palustris* L.	+	+	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
72	*Labiatae* sp.	—	—	—	—	+	+	—	—	—	—	—	—	—
73	*Viburnum* cfr. *Lantana* L.	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
74	*Eupatorium cannabinum* L.	—	—	—	—	+	+	—	—	—	—	—	—	—
75	*Hypnum intermedium* Lindb.	—	—	+	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—
76	*Drepanocladus* (*Hypnum*) *vernicosus* (Lindb.) Warnst.	—	—	—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—
77	*Thuidium delicatulum* (L. Hedw.) Mitt.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+
78	*Amblystegium fluitans* (L.) de C.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+
79	*Mollia* sp.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+
80	*Hypnum striatum* Schreb.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+
81	*Cenococcum geophilum* Fries.	—	—	+	+	+	+	—	—	—	—	+	+	—

schwach sandige und durch ausgefällten Humus mehr oder minder schwarz gefärbte echte Faulschlammbildung, die bereits von Langrehr[1]) als besondere Art der »Braunkohle« erkannte und in seinem Begriff »Moorkohle« petrographisch zutreffend beschrieb. Die Faulschlammbildung erfuhr eine bemerkenswerte Störung durch Zufuhr größerer Sandmassen C_1—C_2, die aber nur allmählich erfolgte und die Faulschlammbildung zwar verzögern, aber nicht gänzlich verhindern konnte. Wir schließen daraus, daß der wohl von Anfang an nur wenige (3—4) Meter tiefe Teich in jenem Stadium einer verhältnismäßig schwachen Wasserströmung ausgesetzt war, die solange

[1]) 2, S. 90. »Moorkohle (Pechkohle). Völlig verkohlt, schwärzlich-braun bis pechschwarz; derb, dicht, in gebrochenen und eckigen Massen, mit ebenem oder flach muscheligem, aber sprödem schimmerndem, selbst fettglänzendem Bruche; (selten mit deutlicher Holzstruktur, hat dabei Ähnlichkeit mit den festen Torfarten wie z. B. der Martörv von Skagen beweist).«

anhielt, bis der Teichboden ungefähr eingeebnet war. Dann konnte die reine Faulschlammbildung weiter vor sich gehen (zu beachten, daß D_1 petrographisch und nach seinen wesentlichen Konstituenten die natürliche Fortsetzung von B_3 ist). Sie hielt aber nicht mehr lange an, da die Wassertiefe durch jene mineralische Zufuhr bereits so gering geworden war, daß bald eine Sumpfvegetation Fuß fassen konnte. Mit ihr schließt die Verlandung des Teiches s. str. ab (Schicht D_3). Es setzte in natürlichem lückenlosen Weiterwachstum eine Hochmoorbildung ein, die zunächst infolge noch vorhandener großer Nässe sich als Eriophoretum entwickelte. Dann folgte der oligotrophe Hochmoorwald mit *Pinus* und *Betula* als Hauptbestandteilen. Diese ganze Bildung, Schicht D_4 des Profils, würde nach der neuerdings angewendeten Nomenklatur dem Stadium des »Zwischenmoores« entsprechen. Dem Hochmoorwald folgte nicht ein Sphagnetum, sondern ein verhältnismäßig mächtiges Calluna-Eriophoretum (D_5). Das ist um so beachtenswerter, als die rezenten Hochmoore Nordwestdeutschlands, so lange sie von der Kultur unberührt blieben, normalerweise sich als Sphagneta entwickelten.

In bezug auf die klimatischen Verhältnisse zur Zeit der Entstehung unseres Torflagers ist vor allem zu betonen, daß die Ablagerung schon in ihrer liegendsten Schicht, nämlich dem direkt auf Geschiebemergel lagernden faulschlammigen Sand, eingeschwemmte Reste von solchen Landpflanzen enthält, welche ein durchaus gemäßigtes Klima zu ihrem Gedeihen beanspruchen. Ich erwähne in dieser Beziehung namentlich *Quercus Robur*, *Tilia platyphyllos*, *Tilia ulmifolia* und *Fraxinus excelsior*. Alle verlangen eine Sommertemperatur von mindestens 12,5° Mitteltemperatur für die Monate Mai bis Oktober und vertragen keine lang anhaltende harte Winterkälte. Das gilt in ganz besonderem Maße für *Fraxinus excelsior*: Die Esche ist »sehr empfindlich gegen Spät- und Frühfröste, verträgt auch keine lange anhaltende sehr niedrige Wintertemperatur« [1]). Die skizzierten Temperaturverhältnisse hielten ohne Unterbrechung mindestens so lange an, bis der

[1]) Willkomm, Forstliche Flora von Deutschland und Österreich, II. Aufl. Leipzig 1887, S. 666. Für *Quercus* und *Tilia* siehe ebendort, ferner **20**, S. 69—70.

Waldtorf sich zu bilden begann. Denn bis zu diesem Horizont des Profils finden wir die Reste der Eiche und der Linde, und es treten im Zwischenmittel C_1—C_2 noch mehrere andere Arten von Laubbäumen dazu, die an die Temperaturverhältnisse die gleichen oder nur wenig davon verschiedene Ansprüche machen, so *Alnus glutinosa*, *Carpinus Betulus*, *Corylus Avellana*, *Acer platanoides* und *Acer campestre*. Was insbesondere die beiden Ahornarten betrifft, so beansprucht nach Bode[1]) »der Spitzahorn eine mittlere Sommerwärme von 14° R (= 17,5° C) und der Feldahorn noch mehr Wärme, namentlich während des Winters, als *Acer platanoides*. Spätfröste schaden seinen jungen Trieben, Frühfröste seinen reifenden Früchten . . . . Nach Bode soll *Acer campestre* nicht unter — 7° R (= — 8,7° C) mittlere Winterkälte vertragen und mindestens + 14,5° R (= + 18,1° C) mittlere Sommerwärme fordern«. Aber auch von Wasser- und Sumpfpflanzen (deren meiste Arten doch an die besonderen biologischen Bedingungen des Wassers und des Moorbodens angepaßt und von dem jährlichen Temperaturgang des Klimas weniger abhängig sind als die auf dem Trocknen wachsenden und bis in höhere Luftschichten ragenden Baumarten) nennt unsere Liste aus der unteren Hälfte des Torflagers einige, die nur in den Breiten von durchaus gemäßigtem Klima vorkommen und darum besonders beweiskräftig sind. Ich sehe hierbei von weiteren Ausführungen, namentlich über die beiden bei uns ausgestorbenen Gattungen *Brasenia* und *Dulichium*, über die ich an anderer Stelle mich geäußert habe[2]), ab und nenne hier auch nur *Najas major*, *Carex Pseudo-Cyperus*, *Ceratophyllum*, *Trapa natans* und *Lycopus europaeus*. Ob nun das durch die eben genannten Arten zweifellos erwiesene durchaus gemäßigte Klima, das während der Bildung der Schichten A_1—$D_{2/3}$ unseres Torflagers geherrscht hatte, noch weiter dauerte während der Entstehung der Wald- und Hochmoorschichten D_4—D_5, das geht aus den in diesen Schichten gemachten Funden nicht hervor. Im Gegenteil, es scheint der Pflanzenbefund auf den ersten Blick für eine eingetre-

[1]) Zitiert nach Willkomm a. a. O., S. 761, S. 768.

[2]) Stoller, J., Über das fossile Vorkommen der Gattung *Dulichium* in Europa. Dieses Jahrbuch für 1909, Bd. XXX, Teil I, S. 157.

tene Erniedrigung der Jahrestemperatur zu sprechen. Jedoch ist im Auge zu behalten, daß es sich in diesen Schichten, namentlich in D_5, um Hochmoorbildungen handelt, deren Konstituenten vollständig den besonderen Einflüssen ihres Nährbodens angepaßt, dagegen durch alle Zonengürtel ihres Vorkommens von deren speziellen Temperaturverhältnissen unabhängig sind. Und Einschwemmungen pflanzlicher Teile aus der Umgebung, die über die Frage Aufschluß geben könnten, sind naturgemäß in ihnen nicht zu erwarten. Wenn also die Schichten D_4—D_5 in der Frage über die Temperaturverhältnisse des Klimas zur Zeit ihrer Entstehung uns leider im Stich lassen, so scheinen sie m. E. doch in der Frage nach den klimatischen Feuchtigkeitsverhältnissen einen Fingerzeig zu geben. Die Entwicklung des Hochmoorwaldes D_4 zu einem *Calluna-Eriophorum*-Hochmoor läßt sich vielleicht so erklären, daß das Klima, welches bis dahin einen mehr ozeanischen Charakter getragen hatte, nun einen mehr kontinentalen Charakter[1]) annahm.

Über die Dauer der Entstehungszeit unseres Torflagers läßt sich natürlich nur schätzungsweise etwas sagen. Daß aber Jahrtausende dazu gehörten, ist als sicher anzunehmen. Selbst wenn wir für die im wesentlichen durch Einschwemmung entstandenen Schichten A und C nur kurze Zeiträume in die Rechnung setzen (obwohl das in Anbetracht ihres Faulschlammgehaltes nicht zulässig ist), so bleiben immer noch die reinen organogenen Bildungen B und D übrig, für die das keinesfalls angängig ist. Was die Faulschlammbildung in B betrifft, so liegen leider keine Beobachtungen dafür vor, wie viel Zeit in einem stehenden, wenige Meter tiefen Gewässer die Bildung einer bestimmten Mächtigkeit solch einer Schicht in verfestigtem, nur etwa $^1/_8$—$^1/_{10}$ des ursprünglichen Volumens einnehmenden Zustande erfordert. Es spielen dabei überdies sehr verschiedene Faktoren eine Rolle, die mit Bezug auf unser Lager nicht mehr festgestellt und in Rech-

[1]) Herr Potonié unterscheidet geradezu Hochmoore von Seeklimacharakter und Hochmoore von Kontinentalklimacharakter (nach gefl. mündlicher Mitteilung; vergl. auch Naturwissenschaftl. Wochenschrift N. F. VIII, Nr. 16, S. 245—246 und seine demnächst erscheinende Abhandlung über »die rezenten Kaustobiolithe II. Teil«). Bemerkenswert ist in dieser Beziehung auch die Feststellung von Aanestad.

nung gezogen werden können. Sicher aber hat es vieler Jahrhunderte bedurft, bis die Schicht B, die jetzt noch nach erlittener Austrocknung und Pressung durch die überlagernden Schichten 0,6—0,8 m mächtig ist, gebildet war. Für die Beurteilung der Schichten D_4—D_5 liegen dagegen einige Anhaltspunkte in den vergleichenden Messungen vor, die an rezenten Hochmooren von verschiedenen Forschern gemacht wurden. Wenn wir z. B. die von C. A. Weber[1]) mit guten Gründen abgewogenen Schätzungen, die er für die Zeitdauer der Bildung des Lüneburger Diluvialmoores anstellte, sinngemäß auf unser Torflager anwenden, so kommen wir auf allermindestens 2000—3000 Jahre, die allein zur Bildung des Torfes D_4—D_5 nötig waren, die Zeit der Faulschlammbildung gar nicht gerechnet.

b) Die Stellung des Torflagers im Schichtverband.

Aus der phytopaläontologischen Untersuchung geht als sicheres Resultat hervor, daß das Torflager keinesfalls glazial ist, daß es also nicht während einer Eiszeit, als in größerer oder geringerer Entfernung noch Landeis lagerte, entstanden sein konnte. Dem widerspricht die Mächtigkeit und der Pflanzenbefund des Lagers. Man vergleiche nur in bezug auf beide Punkte typische glazial-organogene Ablagerungen, also Bildungen, die in der Nähe des Eisrandes, in einem Oszillationsgebiet des Eises entstanden, wie solche z. B. Harbort[2]) kürzlich ausführlich beschrieben hat. Sowohl Mächtigkeit und stratigraphisches Verhalten jener glazialen fossilführenden Schichten Ostpreußens als auch ihre gesamte Flora stehen doch in krassestem Gegensatz zu den Befunden in unserem Torflager. Fällt somit nach unserer festen Überzeugung die Entstehung des Lauenburger Torflagers am Kuhgrund in eine eisfreie Periode von gemäßigtem Klima, so kann es nur alluvialen oder interglazialen Alters sein. Wenn das Torflager alluvialen Alters wäre, so würde der Anfang seiner Entstehung in eine Zeit erheblich nach dem Ende der letzten

[1]) Müller, G. und C. A. Weber, Über eine frühdiluviale und vorglaziale Flora bei Lüneburg. Abhandl. d. K. Pr. Geol. Landesanst. Neue Folge, Heft 40, Berlin 1904.

[2]) Harbort, E., Über fossilführende, jungglaziale Ablagerungen von interstadialem Charakter im Diluvium des Baltischen Höhenrückens. Dieses Jahrbuch für 1910, Teil II, S. 81.

Eiszeit fallen, da schon zur Zeit der Ablagerung der Schicht A_1 ein durchaus gemäßigtes Klima herrschte. Es wäre die Zeit, da die Eiche schon die Herrschaft im Gebiet erlangt hatte, also — nach dem Sprachgebrauch der schwedischen Forscher — das Ende der Ancylus- oder der Anfang der Litorinazeit. Damit würde das ganze Torflager, von A_1 bis D_5, zur Gruppe der von mir[1]) sogenannten jüngeren Moore gestellt werden müssen, und die Zeit der Bildung von Schicht D_5 würde der Gegenwart sehr naherücken. Nun ist aber das ganze Torflager mit 10—20 m mächtigen, zum Teil gut geschichteten Sanden bedeckt, »und man sucht vergebens nach geologischen Vorgängen und Ereignissen aus der jüngsten Vergangenheit, welchen jene Deckschichten ihre Ablagerung verdanken könnten«[2]). Wenn Geinitz[3]) in seiner neuesten Arbeit mit Bezug auf (das Schulauer Torflager und u. a. auch auf) das Lauenburger Torflager schreibt: »Eine andere Frage ist die, woher stammen die hangenden Sandlager?« und sich mit der Antwort begnügt: »es ... scheint hier über ein altes Torflager eine größere Inundation aus näherer oder größerer Entfernung ihre Massen ausgebreitet zu haben«, so wird das jeder Beobachter unseres Profils im allgemeinen bestätigen. Aber damit ist die Sache keineswegs erklärt, es ist vielmehr nur der springende Punkt umgangen. Ich frage: Wann hat diese größere Inundation stattgefunden, und mit welchem geologischen Ereignis der Alluvialzeit ist sie in Zusammenhang zu bringen? Denn 10—12 m mächtige Sande, die aus Wasser in einer heute nur die atmosphärischen Niederschläge der nächsten Umgebung sammelnden flachen Mulde des Diluvialplateaus (!) zur Ablagerung gelangt sind, verlangen zu ihrer Erklärung ein geologisches Ereignis, das sich auch andernorts in seinen Wirkungen heute noch muß nachweisen lassen. Man bedenke ferner, wie ungeheuer groß überhaupt solch eine Inundation (die hypothetisch zu irgend einer Periode der Alluvialzeit stattgefunden haben möge) angenommen werden muß, damit auf sie

[1]) Stoller, J., Die Beziehungen der nordwestdeutschen Moore zum nacheiszeitlichen Klima. Zeitschr. d. D. Geol. Ges., Bd. 62, Jahrg. 1910, Heft 2.

[2]) **20**, S. 75.

[3]) Geinitz, E., Bemerkungen über das Eiszeitproblem. Archiv des Vereins d. Freunde d. Naturgesch. in Mecklenburg. 65. Jahrg., 1911, S. 14.

die Verschüttung unseres Torflagers zurückgeführt werden könnte, selbst wenn man nur ungefähr die heutigen Höhenunterschiede zwischen Elbe- und Stecknitztal einerseits und dem Diluvialplateau andererseits zugrunde legt. Die beiden Täler liegen nämlich mehr als 25 m niedriger als das Plateau in der nächsten Umgebung des Kuhgrundtorflagers. Oder sollen zur Beweisführung für die Annahme solcher alluvialen Inundation gleichzeitige bezw. spätere tektonische Bewegungen herangezogen werden, die also jünger wären als die bereits von G. MÜLLER klar erkannten diluvialen, vor Ablagerung unseres Torflagers erfolgten Störungen, die der Plateausockel bei Lauenburg zeigt? Dann ist aber der Beweis für die Annahme der tektonischen Störungen alluvialen Alters in unserem Gebiet noch zu erbringen!

Ich glaube, daß mit obigem die ganze Annahme eines alluvialen Alters unseres Torflagers ad absurdum geführt ist. Es bleibt noch die Annahme zu besprechen, daß es interglazialen Alters sei Hier nun stoßen wir auf die eingangs erwähnten Schwierigkeiten in der stratigraphischen Deutung der Schichten des Diluvialplateaus Eine allerdings nur vorübergehend aufgetauchte Annahme, daß das Torflager in denselben Horizont gehöre wie die interglaziale Schichtenserie direkt über dem Lauenburger Ton in den Aufschlüssen der Ziegeleien am Buchhorster Berge (Anodontenbank, »Braunkohle«, Mytilusbank, Cardiumsand) erschien durch MÜLLER's[1]) Untersuchung entlang dem Elbufer direkt westlich von der Stadt Lauenburg (S. 7 und Fig. 1—2, S. 8) unwahrscheinlich und ist von ihm stets entschieden abgelehnt worden. Sie ist m. E. aber gänzlich widerlegt schon durch die Ausführungen, die VON LANGREHR[2]) dem Elbsteilufer bei Lauenburg widmet. Durch die Hochflut des Jahres 1855 war das noch nicht gesicherte Steilufer der Elbe von der Stadt Lauenburg an abwärts stark unterwaschen worden, und umfangreiche Nachstürze legten die Steilwand auf weite Strecken bloß. Dadurch kamen Schichten zu Tage, in denen man nach seiner, den geschulten Bergmann verratenden Beschreibung

[1]) **17**, S. 7, S. 8 Fig. 1—2.

[2]) **2**, S. 93—97. Auf das manche wertvolle geologische Beobachtung enthaltende, im Laufe der Zeit, wie es scheint, in Vergessenheit geratene Büchlein machte mich Herr Professor GAGEL freundlich aufmerksam.

ohne weiteres die von G. MÜLLER festgestellten Schichten wiedererkennt. Indem ich auf die Ausführungen selbst verweise, erwähne ich hier nur kurz, daß VON LANGREHR am Elbufer in der Gegend des Kuhgrundtorflagers zwei Braunkohlenhorizonte nennt. Von diesen enthält der untere Horizont ein Lager »schiefriger Braunkohle« in und unter dem Niveau des Elbwasserspiegels in den »älteren glimmerreichen Sanden« (= Cardiumsand, d. Verf.) eingebettet. In $^3/_4$ Höhe des Anberges sind nun »durch Erdnachstürze, in der Höhe von 35 — 50 Fuß vom unteren Ufer drei sichtbare Mulden eingebetteter, gemischter, schiefriger gemeiner Braunkohlen, Moor-, Blätter-, und Erdkohlen stellenweise aufgedeckt, deren oberstes Becken (sc. talaufwärts) an der tiefsten Stelle ein an der Außenkante meßbares, mehrfüßiges mächtiges, ziemlich reines Gestein aufweist, während seine beiden Enden, allmählich in einer Gesamtweite von 475 Fuß auslaufend, sich immer mehr und mehr verdünnen, bis sie endlich bei wenigen Zollen Dicke absetzen«[1]). Dieses oberste Becken ist das, in welchem unser Torflager ruht. In den ebenda genannten beiden unteren Mulden, die nur Braunkohlen »unreiner Qualität« enthalten und »an der tiefsten Stelle die untere bis 2, die obere gegen 3 Fuß Mächtigkeit« aufweisen, hat MÜLLER in der einen noch ein interglaziales Torflager angegeben. Bei meinem Besuche der Örtlichkeit konnte ich es aber nicht wieder auffinden, da das Gehänge teils verschüttet teils mit dichtem Strauchwerk überwachsen war. Des weiteren berichtet VON LANGREHR, der die beiden Stollenanlagen in unserem Torflager während ihres Baues besucht hatte, daß das Torflager westnordwestlich streiche und daß seine »reinste und mächtigste Seite bereits am Abhang aufgedeckt« war (a. a. O. S. 96).

Unser Torflager am Kuhgrund ist demnach jünger als jene Schichtenserie direkt über dem Lauenburger Ton am Ostrande des Plateausockels und ist als Interglazial II zu bezeichnen, wenn jene Schichtenserie dem Interglazial I angehört.

Es bleiben bei dieser Gliederung noch einerseits die mächtige Sandauflagerung über unserem Torflager und andererseits die gering mächtige, vielfach undeutliche und lückenhafte Obere Grundmoräne

[1]) a. a. O. S. 95.

(Grundmoräne der letzten Vereisung) seiner näheren Umgebung zu erklären. Nehmen wir Abstand von dem breiten, tief eingeschnittenen Tal der Elbe, das in seiner heutigen Form wohl unwidersprochen als Erosionstal aus der Abschmelzperiode der letzten Vereisung gedeutet wird, und denken uns das Diluvialplateau bei Lauenburg mit dem südlich vom Elbtal ansteigenden Diluvialplateau in Verbindung, so sehen wir, daß die von MÜLLER als Beckensand (Talsand innerhalb der Hochfläche) kartierte, am Steilabhang zum Elbtal offen endigende Sandschüttung über unserem Torflager ihre natürliche Fortsetzung findet in den westlich vom Erbstorf-Vastorfer Endmoränenzug[1]) auftretenden, nach der Korngröße deutlich separierten, mehr oder weniger kiesigen und geröllführenden Sanden, die z. B. auf der Adendorfer Platte (Meßtischblatt Lüneburg) oberflächenbildend auftreten und überhaupt rechts und links von der Ilmenau talaufwärts bis über Bienenbüttel[2]) hinaus die Vorgeest zum Plateau bilden. Diese Sande, bald mehr bald weniger mächtig, sind z. T. Neu-Ablagerungen z. T. Umlagerungen glazialer Sedimente des letzten Landeises, erfolgt im Lüneburger Eisstausee, der eine Phase der letzten Vergletscherung des Gebietes darstellt und beim Durchbruch des Elbtales sich entleerte. Die Bildungen des Stausees reichen ungefähr bis zu der Höhenkurve N. N. + 40 m empor. Seine Ufer sind teilweise heute noch am Steilanstieg zum Diluvialplateau (vgl. topographische Karte) deutlich zu erkennen, während sie an anderen Stellen, wo das Plateau selbst nicht viel höher als N. N. + 40 m ansteigt, undeutlich werden. Dafür beobachtet man dort vielfach eine Geröllsandebene, die lebhaft an die flachen Ufer heutiger Seen erinnert. In diese Beckensandfläche ist das diluviale Ilmenautal eingeschnitten, großenteils ohne scharfe Talkante. Das scheint mir so zu erklären zu sein, daß der Stausee sich schnell entleerte.

Unter diesem Gesichtspunkt erscheinen also die Lauenburger hangendsten, geschiebeführenden Sande über dem Kuhgrundtorflager als Beckensande eines glazialen Stausees, während ich die zwischen

[1]) Vgl. STOLLER, J., Spuren des diluvialen Menschen in der Lüneburger Heide. Dieses Jahrb. für 1909, Bd. XXX, Teil II, S. 439.

[2]) Vergl. meine Ausführungen hierüber in den Erläuterungen zu Blatt Bevensen, Lief. 156, S. 6—9.

ihnen und dem Torf lagernden fluviatilen Sande als Vorschüttungssande, d. h. als Schmelzwasserabsätze aus der Zeit des heranrückenden Landeises deute. Die Kiesschüttungen des Hasenberges bei Lauenburg erscheinen dann als Äquivalent der Erbstorf-Vastorfer Endmoränenaufschüttungen. Der Lauenburger Diluvialsockel selbst ist eine wahrscheinlich von tektonischen Störungen[1]) heimgesuchte altdiluviale Durchragung, die nach Westen mehr und mehr von jungem Diluvium bedeckt, gleichsam umflossen wird, während sie selbst nur noch kümmerliche Reste der Grundmoräne des letzten Landeises trägt. Solche altdiluvialen Durchragungen sind in der Lüneburger Heide durchaus nicht selten.

[1]) Vgl. Müller, a. a. O. 17, S. 6.

Berlin, den 26. Januar 1911.

Die Quellen von Germete bei Warburg und von Calldorf in Lippe.

Von Herrn **A. Mestwerdt** in Berlin.

Mit Tafel 5 und 6 und 1 Textfigur.

Die zahlreichen und zum Teil seit langer Zeit berühmten Heilquellen, die in dem verhältnismäßig eng umgrenzten Berglande zwischen der Weser und dem Teutoburger Walde auftreten, sind in den letzten Jahren von STILLE[1]) großenteils in ihren Beziehungen zu einander untersucht worden. Es hat sich dabei ergeben, daß die scheinbar so regellose Verteilung der Heilquellen ganz gesetzmäßig, nämlich an gewisse Hebungslinien des Gebirges, die nun zugleich auch als Quellinien zu bezeichnen sind, gebunden ist.

Meine im Folgenden niedergelegten Untersuchungen beziehen sich auf zwei kleine, wenig bekannte Quellgebiete des westfälisch-lippischen Berglandes, von denen das eine in Germete bei Warburg, das andere in Calldorf in Lippe gelegen ist. Dabei bin ich einerseits zu dem gleichen Ergebnis wie STILLE gekommen, daß nämlich diese Quellen ebenfalls in Hebungsgebieten des Gebirges auftreten, die ich in ihren Beziehungen zu der weiteren Umgebung, soweit diese bereits bekannt ist, zu verfolgen suchte. Andererseits habe ich meine Untersuchungen auf die näheren

[1]) STILLE, Der Basalt des Hüssenberges und die Kohlensäuerlinge im Bereiche der 147. Kartenlieferung etc., Erläut. z. geol. Spezialkarte von Preußen usw. Lief. 147 und

—, Der geologische Bau der Ravensbergischen Lande, 3. Jahresber. Niedersächs. geol. Ver. zu Hannover 1910, S. 226—245.

geologischen Bedingungen ausgedehnt, unter denen die Quellen in den beiden genannten Quellbezirken zu Tage zu treten, und habe zu diesem Zwecke die Gegend von Germete und von Calldorf im Maßstabe 1 : 25 000 geologisch aufgenommen.

I. Germete bei Warburg.

(Hierzu Tafel 5.)

Etwa 4 km oberhalb der Stadt Warburg liegt das Dorf Germete an der Einmündung des kleinen Kalberbaches in die breite Talebene der Diemel. Beide Talböden werden größtenteils von steilen Berghängen umsäumt, nur auf der Südseite des Dorfes steigt das Gelände sanft an. Am westlichen Ausgange von Germete liegen nun in der alluvialen Talfläche des Kalber-Baches drei teils natürlich zu Tage tretende, teils künstlich erschlossene und eingefaßte Mineralquellen, von denen die westlichste als Antoniusquelle, die mittlere als Franziskusquelle bezeichnet wird, während die östlichste unbenannt ist. Nur von den beiden ersten Quellen liegen mir Analysen vor, die von dem Kreischemiker Herrn Dr. Racine, Gelsenkirchen, ausgeführt sind. Die Proben sind am 18. Mai 1909 aus den Quellen geschöpft. Das Wasser aus der Antoniusquelle war farb- und geruchlos und hatte eine Spur von Eisenoxyd ausgeschieden; das Wasser der Franziskusquelle, ebenfalls farb- und geruchlos, hatte einen etwas reichlicheren Bodensatz von Eisenoxyd. Beide Proben schäumten etwas durch Entwicklung freier Kohlensäure und waren von schwach bitterem und salzigem, nicht unangenehmem Geschmack. Die chemische Analyse der Proben ergab:

	Milligramm in 1 Liter Wasser	
	Antoniusquelle	Franziskusquelle
Gesamter Trockenrückstand . . .	4640,0	7432,0
Gesamter Glührückstand	3625,0	6137,0
Kieselsäure	32,0	49,0
Eisenoxyd	3,0	14,0
Kalk	868,0	1325,0
Magnesia	260,6	327,2
Chlor (gebunden)	1380,6	2124,0

Schwefelsäure (gebunden)	598,9	1180,6
Ammoniak	—	—
Salpetrige Säure	—	—
Salpetersäure (gebunden)	10,3	minimale Spuren
Kohlensäure, frei	979,6	1810,2
» fest- und halbgebunden	862,0	985,8
» insgesamt	1841,6	2796,0
Oxydierbarkeit (Kaliumpermanganat-Verbrauch) .	5,98	7,48

Lithiumverbindungen wurden in beiden Quellen spektroskopisch nachgewiesen.

Auf Salze umgerechnet würde das Wasser der Quellen folgende Zusammensetzung besitzen:

	Milligramm in 1 Liter Wasser Antoniusquelle	Franziskusquelle
Schwefelsaurer Kalk	1018,3	2127,5
Kohlensaurer Kalk	807,2	933,0
Kohlensaure Magnesia	545,1	684,9
Kochsalz	2247,6	3504,0

Die Quellen zeigen mithin in ihrer Zusammensetzung und in ihren Bestandteilen große Übereinstimmung, doch ist die Franziskusquelle etwa $1^1/_2$ mal so stark wie die Antoniusquelle, was wohl dadurch erklärt werden dürfte, daß unmittelbar neben der Antoniusquelle eine solefreie Quelle entspringt. Ihren Bestandteilen nach sind die beiden Quellen zu den alkalisch-erdigen Mineralwässern zu zählen; sie haben gleichzeitig einen relativ hohen Gehalt an schwefelsauren und kohlensauren Salzen der alkalischen Erden.

Stratigraphische Übersicht.

Was nun die geologischen Verhältnisse anbetrifft, so treten in der Umgebung von Germete eine größere Zahl von Formationen auf verhältnismäßig eng umgrenztem Raume zusammen. Es sind hier Stufen des Zechsteins, des Buntsandsteins, wohl der ganze Muschelkalk und ein Teil des Keupers und Juras vorhanden, neben denen uns hier die diluvialen Bildungen, zu denen Schotter einheimischer

Gesteine, die am Osthange des Donners-Berges 30—40 Meter über der Talsohle der Diemel liegen, zu rechnen sind, sowie alluviale Absätze, die nur in ihrer räumlichen Ausdehnung auf dem beigegebenen Kartenblatte dargestellt sind, weniger interessieren.

Zum Zechstein gehören dunkelgraue, dichte, bituminöse Dolomite, die am Nordfuße des Wormeler Berges am Rande des Diemeltales in einer kleinen, steilen Böschung anstehen. Die Bänke sind ebenschichtig und nur wenig von Klüften durchsetzt. Dem Äußeren nach stimmt das Gestein mit dem »Stinkkalk« durchaus überein, der in der benachbarten Gegend von Stadtberge (Marsberg) und bei Bonenburg (Blatt Peckelsheim) als Vertreter der unteren Abteilung des Mittleren Zechsteins erscheint. Eine Trennung der in dieser Stufe vorkommenden Gesteine in Kalke und Dolomite ist in der Gegend von Stadtberge bisher nicht durchgeführt, doch kommen in dem bei der Aufnahme von Blatt Peckelsheim als »Stinkkalk« bezeichneten Horizont auch Dolomite vor. An eine sekundäre Dolomitisierung des Gesteins, die bei Germete wie bei Bonenburg in Rücksicht auf die stark gestörte Lagerung der Schichten recht wohl möglich wäre, ist wegen des zweifellos primären Bitumens der Gesteine wohl nicht zu denken. Mit dem hellen, teilweise schaumigen »Hauptdolomit« des Mittleren Zechsteins ist das Vorkommen von Germete nicht zu verwechseln.

Der Buntsandstein beansprucht deswegen ein besonderes Interesse, weil er den Untergrund der Alluvionen des Kalberbaches bildet, in denen die Mineralquellen von Germete zu Tage treten. Es sind anscheinend nur der Mittlere und Obere Buntsandstein vertreten. Der Mittlere Buntsandstein besteht aus Sandsteinen mit Einlagerungen bunter Letten, wie das am besten durch ein bei Erschließung der Antoniusquelle gewonnenes Bohrprofil, von dem Herr Architekt Stark, Hildburghausen, mir freundlichst Kenntnis gab, erläutert wird. Unter der geringen alluvialen Decke folgten:

1,50 m roter Letten
3,00 » abwechselnd harte und mürbe Sandsteine
1,00 » Letten
0,60 » mittelfester Sandstein

0,50 m mürber Sandstein
11,40 » abwechselnd mürbe und harte Sandsteine
1,60 » Letten
5,10 » mürber Sandstein
1,90 » harte und mittelfeste Sandsteine
3,20 » weiche und mittelfeste Sandsteine
3,60 » rote Letten
1,60 » Sandstein
3,40 » fester, eisenschüssiger Sandstein
1,30 » Sandstein
0,20 » eisenschüssiger Sandstein
5,10 » abwechselnd harte und mürbe Sandsteine.

Die oberste Abteilung des Mittleren Buntsandsteins bildet die nicht sehr mächtige Bausandsteinzone, in der vorwiegend weiße und graue, gelegentlich rötlich gefärbte Sandsteine auftreten. Aus einem längst verlassenen Steinbruche auf der Südseite von Germete stammen Sandsteine, die beim Bau des Warburger Domes verwandt wurden.

Der Obere Buntsandstein oder Röt besteht aus vorwiegend roten, zähen Letten und zeigt keine weiteren bemerkenswerten Eigentümlichkeiten. Ebenso kann bezüglich des gesamten Muschelkalks auf die in den Erläuterungen zu Blatt Peckelsheim[1]) gegebene Darstellung verwiesen werden.

Der Keuper besteht aus bunten Mergeln und Letten, die hinsichtlich ihrer Zugehörigkeit zum Unteren oder Mittleren Keuper nicht weiter untersucht wurden. Das Auftreten grauer und rötlicher Sandsteine, die zum Hauptlettenkohlensandstein des Unteren Keupers gehören dürften, ist durch die Einschreibung ku1 in der Karte kenntlich gemacht.

Auch die dunklen Schiefertone des Lias sind nicht näher gegliedert, und nur dort, wo einzelne Horizonte an der Hand von Versteinerungen bestimmt wurden, sind sie durch entsprechende Einschreibungen vermerkt worden. So weist jluα1 auf die Schichten mit *Psiloceras planorbe* Sow. hin, jluα3 auf Gryphitenkalke der Arietenschichten, während an der in der Nähe des Schalkstales angegebenen Stelle jlm1 oolothische Eisensteine der Jamesonischichten mit *Belemnites acutus* Mill., *Gryphaea cymbium* Lam., *Wald-*

[1]) s. Lief. 147 der geolog. Spezialkarte von Preußen etc.

heimia numismalis Lam., *Rhynchonella furcillata* Theod., *Rhynchonella curviceps* Qu. anstehen. In dem südlich unmittelbar anschließenden Liasgebiete von Volkmarsen sind die Arietenschichten als oolithische Eisensteine entwickelt und von Kuchenbuch[1]) näher beschrieben worden.

Lagerungsverhältnisse.

Bevor ich auf die Beziehungen des Germeter Gebietes in seiner Gesamtheit zur weiteren Nachbarschaft eingehe, wende ich mich seinen Lagerungsverhältnissen im einzelnen zu.

Durch Längs- und Querbrüche ist das Germeter Gebiet in eine größere Anzahl von Schollen zerlegt, die in mehr oder minder vertikaler Richtung gegen einander verschoben sind. Die am meisten relativ gehobene Scholle ist die, in der das älteste Schichtenglied unseres Gebietes auftritt, nämlich der Mittlere Zechstein südöstlich von Germete. Er wird rings von Verwerfungen gegen Buntsandstein abgeschnitten, da auch unter dem benachbarten Alluvialboden der Diemel mit Sicherheit Röt anzunehmen ist. Der Zechstein fällt mit 57° nach SW ein. Südlich hiervon liegt der gleichfalls rings von Verwerfungen abgeschnittene Mittlere Buntsandstein des Wormeler Berges. Ihm gegenüber stellt der hauptsächlich aus der Bausandsteinzone bestehende und vom Röt anscheinend normal überlagerte Mittlere Buntsandstein südwestlich von Germete einen Grad geringerer Heraushebung dar. Der Röt wird größtenteils regelmäßig vom Unteren Muschelkalk überlagert, der indessen durch streichende Störungen in seiner Mächtigkeit erheblich herabgesetzt wird, und zwar westlich von Germete in der Weise, daß neben dem Röt sofort Mittlerer Muschelkalk zu liegen kommt, oder zwischen dem Wormeler und dem Donnersberge sogar in dem Maße, daß unter Ausfall des gesamten Muschelkalks und Keupers sofort Lias neben Röt lagert, wobei zwischen beiden einzelne von Muschelkalkfetzen gebildete Abbruchsstaffeln hängen geblieben sind.

Im übrigen folgt auf den Mittleren fast überall regelmäßig

[1]) Kuchenbuch, Das Liasvorkommen bei Volkmarsen. Dieses Jahrbuch f. 1890, S. 74*—101*.

der Obere Muschelkalk und auf diesen ebenso oder mit geringem Verwurf der Keuper. In dem von ihm eingenommenen Gebiete ragt südwestlich von Germete ein schmaler Horst von Mittlerem und Oberem Muschelkalk auf. Vom Gipskeuper sind vielleicht nur bunte Mergel seiner unteren Abteilung vorhanden, Rätschichten fehlen ganz. So wird der tiefere Keuper durch einen streichenden Bruch gegen Lias abgeschnitten, dessen Verbreitung die typische Form der Grabenversenkung zeigt. Der Lias südwestlich von Germete ist ein Teil des Volkmarser Liasgrabens, dessen nördliches Ende bei Wethen liegt. An den auf unserer Karte dargestellten Abschnitt schließt sich das von KUCHENBUCH bearbeitete Südende des Grabens fast unmittelbar an[1]). An dem Verlauf des ganzen Liasgrabens ist bemerkenswert, daß er aus einer mehr süd-nördlichen in eine südost-nordwestliche Richtung ablenkt, eine Erscheinung, die auch an den Störungen des im Fortstreichen gelegenen Eggegebirges, des südlichen Teiles des Teutoburger Waldes, ständig wiederkehrt[2]).

Der schmale Liasgraben zwischen dem Wormeler und dem Donnersberge hat nach S zu seine Fortsetzung durch das Tal der Twiste bis zum Kümmelberge, wo Arietenschichten nachzuweisen waren.

Aus der vorstehenden Darstellung der einzelnen tektonischen Erscheinungen ergibt sich nun für den Gebirgsbau bei Germete folgendes Gesamtbild:

Die einzelnen Schollen, in die wir das Gebiet durch streichende und quergerichtete Störungen zerlegt sehen, können wir als Hebungs- und Senkungsfelder bezeichnen, wenn wir sie zu einem mittleren Niveau in Beziehung bringen. Als solches wähle ich die Röt-Wellenkalkgrenze, da von den in unserem Gebiete auftretenden Formationen die im Liegenden dieser Grenze vorhandenen Schichten etwa ebenso mächtig sind wie die hangenden. Demnach sind Mittlerer Buntsandstein und Zechstein als relativ gehoben, Keuper und Jura als relativ gesunken zu be-

[1]) Vgl. Tafel IV in diesem Jahrbuch f. 1890.

[2]) Vgl. Erläuterungen zu Blatt Peckelsheim (Lief. 147 d. geolog. Spezialkarte von Preußen usw.) S. 79.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

trachten. Als »Germeter Achse« bezeichne ich nun diejenige Linie, die alle die Punkte verbindet, an denen, wo man auch immer ein Querprofil durch das Gebirge legen mag, stets das älteste Schichtenglied zu Tage tritt. So komme ich von dem Wellenkalk am Kümmelberge im Südosten durch das Rötgebiet beim Gladen-Hause zu dem Mittleren Buntsandstein und Zechstein des Wormeler Berges. An dem Querbruche, der das Gebirge südlich von Germete durchsetzt, springt die Hebungslinie um etwa 7—800 Meter nach SW ab und setzt sich in dem Mittleren Buntsandstein südwestlich vom Orte und jenseits des Kalber-Baches in dem Röt und Wellenkalk des Wester-Berges nach NW fort.

Zu beiden Seiten dieser Hebungslinie, der Germeter Achse, liegen die Schichten — von allen Störungen im einzelnen abgesehen — sattelförmig. Ganz allgemein ist das Einfallen der Schichten südwestlich der Achse nach SW, nordwestlich von ihr nach NO gerichtet. Während nun der Südwestflügel des Sattels, wenn man von einzelnen streichenden Brüchen absehen will, einen ziemlich regelmäßigen Bau zeigt, ist der Nordostflügel, der freilich nur östlich vom Wormeler Berge einer näheren Untersuchung zugänglich war, größtenteils in die Tiefe gesunken, so daß hier Gebiete tiefster Versenkung — der Lias — in geringer Entfernung von denen höchster Heraushebung — Zechstein und Mittlerer Buntsandstein — liegen. Das Gebiet des Mittleren und Oberen Muschelkalks am Donnersberge, in dem vielleicht noch kleinere tektonische Sondererscheinungen enthalten sein könnten, ist als ein Senkungsfeld zwischen der Germeter Achse und der nördlich der Diemel verlaufenden Warburger Achse zu betrachten[1]). Keineswegs aber legt sich der Nordostflügel derartig flach, daß der Röt, wie es nach der v. Dechen'schen Karte (Sektion Warburg) erscheinen möchte, auf das nördliche Ufer der Diemel übergreift, denn die dort auftretenden bunten Mergel gehören nach

[1]) Bezüglich der Warburger Achse und der folgenden Ausführungen verweise ich auf die »Tektonische Übersichtskarte des Egge-Gebirges« von Hans Stille in den Erläuterungen zur 147. Lieferung der geologischen Spezialkarte von Preußen usw., sowie auf eine während des Druckes dieser Arbeit erscheinende Promotionsschrift des Herrn Kraiss. (Dieses Jahrbuch f. 1910, II.)

meinen im Anschluß an die Aufnahme von Blatt Peckelsheim ausgeführten Untersuchungen nicht dem Röt, sondern dem Keuper an.

Der Röt streicht vielmehr wenig nördlich von Germete zu Tale, und es treten in der Hebungsachse, zum Teil unter Mitwirkung von Querbrüchen, immer jüngere Muschelkalkhorizonte auf, bis am



Tektonische Übersichtskarte der Umgebung der Germeter Achse[1]**.**

Maßstab 1 : 100000.

[1]) Der nördliche Teil dieser Karte ist von der »Tektonischen Übersichtskarte des Egge-Gebirges« von H. Stille in den Erläuterungen zur 147. Lief. der geol. Spezialkarte von Preußen usw. übernommen.

Südfuße des von einem alten Wartturme gekrönten Hein-Berges[1]) auf kürzere Erstreckung noch einmal Unterer Wellenkalk sich herauswölbt und dann in der Richtung auf Ossendorf zu die Aufsattelung längs der Germeter Achse ausklingt.

Wir haben damit schon auf außerhalb unserer Karte gelegene Gebiete übergegriffen und werden hierdurch veranlaßt, die Germeter Achse und ihre Nachbarschaft in das System der tektonischen Einheiten einzuordnen, die in der »Übersichtskarte des Egge-Gebirges« von H. Stille[2]) dargestellt sind und ihre Fortsetzung in unserem, sich südlich unmittelbar daran anschließenden Kartengebiete haben.

Der »Scherfeder Abbruch«, der den Ostrand der »Röt-Wellenkalk-Staffel von Scherfede« bildet, streicht südwärts mindestens bis Volkmarsen. Er ist zugleich der Westrand des »Rimbecker Senkungsfeldes« und des Lias-Keupergrabens von Volkmarsen. Ein kurzer Abschnitt von ihm ist im Südwesten unserer Karte (Taf. V) in der Umgebung des Schalkstales sichtbar; es treten hier freilich gelegentlich auch Schichten des Mittleren und Oberen Muschelkalks als Staffeln längs des Abbruches auf. Der Lias-Keupergraben von Volkmarsen erscheint als ein besonders tief versenkter südlicher Teil des Rimbecker Senkungsfeldes. Die Ostseite dieses Senkungsgebietes bilden die Aufbrüche längs der »Warburger Achse« und streckenweise die »Ossendorfer Gipskeupergräben«. Diese beiden streichen nördlich der Diemel in südost-nordwestlicher Richtung und stehen mit dem Germeter Aufbruch in keinem direkten Zusammenhang. Es ergibt sich daraus, daß die Germeter Achse innerhalb des Rimbecker Senkungsfeldes zwischen Germete und Ossendorf ausklingt (vergl. die Textfigur). Nach Süden zu setzt die Germeter Achse in dem Wellenkalk des Kümmelberges und, wie man aus der Kuchenbuch'schen Karte[3]) ablesen kann, über den Mittel-Berg und in dem Buntsandstein am Essen-Berge, Drill-Berge und Ehringer Hagen noch weit südöstlich von Volkmarsen fort.

[1]) Am Südrande von Blatt Peckelsheim.

[2]) Die schon erwähnte Beilage zu den Erläuterungen der 147. Lief. der geol. Spezialkarte von Preußen usw.

[3]) a. a. O., Taf. IV.

Über das Alter der Gebirgsbildung ist nur kurz darauf hinzuweisen, daß der Scherfeder Abbruch, das Rimbecker Senkungsfeld und die Aufrichtung des Gebirges längs der Warburger Achse nach STILLE bereits in vorcretacischer Zeit bestanden. Es liegt nun keine Veranlassung vor, der zwischen ihnen auftretenden Germeter Achse ein anderes Alter zuzuschreiben, wenn auch Kreideschichten, an denen man das Verhalten der Störungen beurteilen könnte, hier nicht vorhanden sind. Mögen geringe Verschiebungen, wie das auch in der Nachbarschaft der Warburger Achse zu beobachten ist, auch noch in jungtertiärer Zeit erfolgt sein, so ist doch die Germeter Achse höchstwahrscheinlich präcretacisch. Die jungmiocänen Verschiebungen sind, trotz ihrer geringen Sprunghöhe, insofern wichtig, als sie, wie das nach STILLE an der Egge der Fall ist, ein Wiederaufreißen der alten Spalten bedingt haben dürften und so das Emporsteigen der durch die Erkaltung des basaltischen Magmas frei gewordenen Kohlensäure erleichterten

Auch für das Jura-Keuper-Senkungsfeld von Volkmarsen ergibt sich nunmehr ein vorcretacisches Alter, denn es ist an den Scherfeder Abbruch gebunden, an dessen Nordende STILLE vorcretacische Schichtenbewegung nachwies.

Austrittsbedingungen der Germeter Mineralquellen und ihr Schutzgebiet.

Aus der Darlegung der Lagerungsverhältnisse war schon zu erkennen, daß die Germeter Mineralquellen an einer bevorzugten Stelle unseres Gebietes, nämlich dort auftreten, wo die Linie größter Heraushebung der Gebirgsschichten, die Germeter Achse, durchsetzt. Die hydrostatischen Gesetze verlangen einen Punkt starker Oberflächendepression. So ist das Quellgebiet als Schnittpunkt der Germeter Achse mit der Talsohle des Kalber-Baches festgelegt.

Unter dem Alluvialboden und am Ufer des Baches bilden Mittlerer und Oberer Buntsandstein das anstehende Gebirge. In den klüftigen Schichten des Mittleren Bundsandsteins steigt das aus der Tiefe kommende Quellwasser empor, wobei ihm Störungen, die

auf unserer Karte eingetragen sind, den Weg vorschreiben. Denn der Mittlere Buntsandstein liegt hier teils an streichenden, teils an quer gerichteten Brüchen gegen Röt verworfen, dessen Letten den Quellen nur auf Klüften, die mit jenen Störungen zusammenhängen, den Weg freigeben. Die westlichste der drei Mineralquellen in Germete, die Antoniusquelle, liegt auf dem Schnittpunkt eines Längs- und eines Querbruches, und diese Festlegung stimmt mit der vorhin gegebenen Definition unseres Quellgebietes durchaus überein; denn der Längsbruch ist eine Folge der Heraushebung des Gebirges in der Germeter Achse, und der Querbruch bedingt zum Teil den Lauf des Kalber-Baches.

Unser Quellgebiet ist nicht das einzige im Bereich der Germeter Achse, in dem kohlensäurehaltige Quellen emporsteigen, vielmehr tritt am Drill-Berge südöstlich von Volkmarsen ein Säuerling gleichfalls aus Buntsandstein zu Tage[1]).

Wir kommen also zu demselben Schluß wie Stille[2]), der nachwies, daß die Hebungslinien längs des Teutoburger Waldes, und zwar die Driburger, die Berlebecker und die Osning-Achse, Kohlensäure-Linien sind. Als solche ist also auch unsere Germeter Achse zu bezeichnen.

Da wir es mit mehreren Quellbezirken längs der Germeter Achse zu tun haben, die durch Wellenkalkgebiete minder starker Heraushebung von einander getrennt werden, so kommmt als Schutzbezirk der Quellen von Germete nur derjenige Teil ihrer Umgebung in Frage, in der Zechstein und Buntsandstein zu Tage treten, der Muschelkalk aber nur, soweit er den Quellen benachbart oder steiler aufgerichtet und von Störungen durchsetzt ist.

2. Calldorf in Lippe.

(Hierzu Tafel 6.)

Der kleine Ort Calldorf liegt in der Nähe von Vlotho, unfern der Weser und nahe dem Nordrande des Lippischen Keupergebietes. Von den zahlreichen, gewöhnliches Trinkwasser liefern-

[1]) Vergl. Kuchenbuch, a. a. O., S. 95.

[2]) Siehe Erläuterungen zur 147. Lief. der geol. Spezialkarte von Preußen usw.

den Quellen der Umgebung von Calldorf sind die wichtigeren in der beigegebenen Karte (Tafel 6) durch kleine Ringe angegeben. Außer ihnen treten aber in dem Orte selbst mehrere Solquellen auf, die wegen ihrer Heilkraft zur Errichtung eines Badehauses Veranlassung gegeben haben. Die vier bedeutendsten dieser Quellen, deren Temperatur 7—9° beträgt, liegen bei den Häusern von Bökemeier, Bornemeier, Engelsmeier und Hagemeier und sind in dieser Reihenfolge auf unserer Karte mit I—IV bezeichnet. Die im Hygienischen Institut zu Rostock ausgeführte Untersuchung von Proben, die diesen Quellen im Sommer 1908 entnommen wurden, hat nachstehendes Ergebnis (in Milligramm auf 1 Liter Wasser) geliefert:

	I.	II.	III.	IV.
Abdampfrückstand	8010	8530	6490	10000
Chlor	2998	3371	2460	3559
Salpetersäure	Spuren	Spuren	Spuren	Spuren
Salpetrige Säure	0	0	0	0
Ammoniak	Spuren	Spuren	Spuren	Spuren
Eisen	»	»	»	»
Aluminium	0	0	0	0
Kalk (CaO)	892	918	672	1000
Magnesia	178,3	181,2	129,0	196,4
Kohlensäure, frei	vorhanden	vorhanden	vorhanden	vorhanden
» gebunden	264	264	242	290
Kieselsäure	24	22	20	26
Schwefelsäure	1297,5	1221,4	1037,6	1426,3
Na_2O, K_2O berechnet	2356,2	2552,4	2129,4	3101,9
Reaktion	schwach alkalisch	schwach alkalisch	schwach alkalisch	schwach alkalisch

Danach enthalten die Quellen vorwiegend folgende Salze: $NaCl$, KCl, Na_2CO_3, $NaHCO_3$, Na_2SiO_3, $Ca(HCO_3)_2$, $Mg(HCO_3)_2$, $CaSO_4$, $MgSO_4$, $CaCl_2$, $MgCl_2$, sowie Spuren von Ferrocarbonat, salpetersauren Salzen und Ammoniumverbindungen.

Stratigraphische Übersicht.

An der Oberflächenzusammensetzung unseres Gebietes sind nur Muschelkalk und Keuper, sowie diluviale und alluviale Bildungen beteiligt. Vom Muschelkalk tritt größtenteils nur seine oberste Abteilung, die Ceratitenschichten, mit ihrer Wechsellagerung von Kalkbänken und Letten zutage. Nördlich von Dalbke

findet sich am Uferhange der Wester-Kalle auch Trochitenkalk, und am Roden- und Rahfelder Berge mögen noch tiefere Muschelkalkschichten, mindestens die Anhydritgruppe, in Erosionsfenstern sichtbar werden, doch konnte von einer spezielleren Darstellung dieser Schichten, als nicht im Interesse dieser Arbeit liegend, abgesehen werden. Um so mehr mußte aber eine nähere Gliederung im Keuper durchgeführt werden, weil eine Reihe von Unterabteilungen dieser Formation in der unmittelbaren Umgegend von Calldorf vertreten sind und nur durch eine auch im Kartenbilde getrennte Wiedergabe der verschiedenen Stufen die tektonischen Verhältnisse des Gebietes klar zum Ausdruck kommen konnten. Folgende Gliederung wurde durchgeführt:

A. Oberer Keuper (Rät).
B. Mittlerer Keuper (Gipskeuper).
Stufe km4 Steinmergelkeuper = Oberer Gipskeuper.
Stufe km3 Obere bunte Letten (»Rote Wand«) } Mittlerer Gipskeuper.
Stufe km2 Schilfsandstein }
Stufe km1 Untere bunte Lettten = Unterer Gipskeuper.
C. Unterer Keuper (Lettenkohlengruppe).
Stufe ku2 Obere Letten mit Dolomiten = Oberer Kohlenkeuper.
Stufe ku1' Hauptlettenkohlensandstein } Unterer Kohlenkeuper.
Stufe ku1 Untere Letten mit Dolomiten }

Von diesen Stufen sei nur die der Unteren Letten mit Dolomiten des Unteren Kohlenkeupers deshalb besonders erwähnt, weil in einem im »Hauptdolomit« dieser Zone angelegten Steinbruch östlich von Calldorf an der Straße nach Hellinghausen auf Klüften des kalkig-dolomitischen Gesteins nadelförmige Arragonitkrystalle auf einer dünnen Kalkspatschicht sitzend vorkommen. Wir haben hierin einen Hinweis auf ein heutzutage freilich, soweit bekannt, erloschenes Aufsteigen thermaler Lösungen, was insofern wiederum von Interesse ist, als Calldorf, wie wir sehen werden, an derselben Quellinie liegt, an der die Oeynhauser Thermalquellen auftreten.

Erwähnt sei hier, was bei der Frage nach dem Alter des Gebirgsbaues eine gewisse Rolle spielen wird, daß ein wenig südlich von unserem Kartengebiet bei Hohenhausen an der Wester-Kalle tertiäre Schichten auftreten, und zwar sind es, wie ich an anderer

Stelle näher ausgeführt habe[1]), marines Oberoligocän in der vom Doberg bei Bünde bekannten Facies und Miocän in Form von Braunkohle führenden Tonen.

Die diluvialen Schichten sind in unserer Karte nur dort angegeben, wo eine Ermittelung des anstehenden Gebirgsuntergrundes nicht möglich war, wie zum Beispiel östlich von Langenholzhausen. Vom Alluvium ist nur die Breite der heutigen Talebene sowie das Vorkommen von Kalktuff nördlich von Calldorf eingetragen, der in seinen ältesten Schichten wohl schon diluvialen Alters sein könnte. Der Kalktuff ist deswegen bemerkenswert, weil seine Entstehung mit einer kohlensäurehaltigen Quelle, die ein wenig oberhalb der Ablagerung am sogen. Krückeberge auftritt, in Zusammenhang stehen dürfte. Der von ihr reichlich gelöste Kalk wurde in dem flachen Gelände unterhalb ihres Austritts wieder ausgeschieden.

Tektonische Verhältnisse und Austrittsbedingungen der Calldorfer Quellen.

Das Muschelkalkgebiet, an dessen Nordende Calldorf liegt, bildet den Kern eines südost-nordwestlich streichenden Sattels, dessen Sattellinie nach NW, also nach dem Quellgebiet zu, einfällt, wie sich schon daraus ergibt, daß der Ausstrich des Muschelkalks über Tage in dieser Richtung schmaler wird. Von den beiden Flügeln, auf denen sich der Untere Keuper normal auf die Ceratitenschichten legt, zeigt der südwestliche eine größtenteils recht flache und normale Lagerung der Schichten. Der Nordostflügel besteht zwischen Calldorf und Langenholzhausen aus den drei Stufen der Lettenkohlengruppe und dem Unteren Gipskeuper, dann aber folgen unter Ausfall des Schilfsandsteins sofort die höheren Schichten des Gipskeupers, »Rote Wand« und Steinmergelkeuper. Dieser Abbruch tritt zwischen Langenholzhausen und Tevenhausen noch schärfer hervor. In den von der Oster-Kalle zum Habichtsberge hinaufführenden Wegen folgt über den vom obersten Muschelkalk unterteuften Unteren Letten mit Dolomiten

[1]) Über Stratigraphie und Lagerungsverhältnisse der Tertiärvorkommen im Fürstentum Lippe. 3. Jahresber. des Niedersächs. geol. Vereins zu Hannover. 1910. S. 172—174.

des Kohlenkeupers sofort der Schilfsandstein; die Sprunghöhe dieser Verwerfung beträgt rd. 100 m. Während der Abbruch zwischen Tevenhausen und Hellinghausen im ganzen südost-nordwestlich, also dem Streichen des Gebirges parallel, verläuft, schneidet er zwischen Hellinghausen und Winterberg den Calldorfer Sattel als Querbruch ab. Seine Sprunghöhe ist dabei dieselbe geblieben, denn östlich von Calldorf liegen Hauptdolomit, höherer Kohlenkeuper und Unterer Gipskeuper südlich der Kalle verworfen gegen Schilfsandstein und »Rote Wand« nördlich des Baches, und ebenso liegen die Verhältnisse bei Winterberg. In Calldorf selbst verwirft der Querbruch Unteren Gipskeuper gegen Oberen Muschelkalk.

Das Calldorfer Quellgebiet ist somit durch zwei geologische Faktoren bestimmt: es ist der Schnittpunkt einer Hebungslinie und eines Abbruches oder der Schnittpunkt der Sattellinie des Calldorfer Muschelkalksattels mit der Verwerfung, durch die dieser Sattel abgeschnitten und in die Tiefe versenkt wird. Diese Störung verwirft den von Klüften durchsetzten Muschelkalk gegen die abdichtenden Keuperletten und legt so den Weg fest, auf dem die aus größerer Tiefe kommenden und zuletzt im Muschelkalk aufsteigenden Quellen bei ihrer Annäherung an die Erdoberfläche zutage treten müssen. Aus dem Muschelkalk entspringen die Quellen II, III und IV. Wenn nun Quelle I nicht aus diesem ältesten Schichtenglied des Calldorfer Gebietes, sondern aus dem Unteren Gipskeuper hervortritt, so dürfte dies wohl so zu erklären sein, daß das Wasser für das letzte Ende seines Weges auf einer den Keuper durchsetzenden und mit dem Abbruch in Verbindung stehenden Kluft den bequemsten Austritt findet. Alle vier Quellen liegen, den hydrostatischen Gesetzen folgend, an der Stelle tiefsten Geländeeinschnittes, nämlich längs der Sohle des kleinen Baches, von dem Calldorf durchflossen wird.

Die Beziehungen des Calldorfer Quellgebietes zu seiner weiteren Nachbarschaft sind noch nicht vollkommen klargestellt, da die hierzu erforderlichen Spezialaufnahmen gegenwärtig noch fehlen. Indessen weist die Spalte, an der unsere Quellen zutage treten, auf die nur 3 km entfernte horstartige Aufragung von Oberem

Muschelkalk bei Vlotho, die nach STILLE[1]) mit der Oeynhauser Quellspalte in Verbindung steht. Oeynhausen und Calldorf liegen somit an einer und derselben Quellenlinie.

Was zum Schluß das Alter der Gebirgsbildung anbetrifft, mit der die Calldorfer Quellen in so innigem Zusammenhange stehen, so sind ja für das nordwestdeutsche Bergland, speziell den unserem Gebiete benachbarten Teutoburger Wald, der Ausgang der Jurazeit und die älteste Tertiärzeit Perioden stärkster Schichtenbewegungen gewesen, denen gegenüber die Störungen zur jüngsten Miocänzeit einen mehr oder weniger posthumen Charakter besitzen. So dürfte auch die erste Aufrichtung des Calldorfer Muschelkalksattels alttertiären, wenn nicht gar vorcretacischen Alters sein; doch ist darüber nichts Bestimmtes zu sagen, weil die zur Kritik notwendigen Kreideschichten fehlen. Dagegen bieten uns die kleinen Vorkommen von Oberoligocän und Miocän, die, wie erwähnt wurde, ein wenig südlich unseres Kartengebietes bei Hohenhausen auftreten, und deren heutiges Niveau im Tale zwischen Keuper- und Muschelkalkhöhen nicht das ihrer ursprünglichen Ablagerung sein kann, einen sicheren Anhalt für jungmiocäne Schichtenbewegung, durch die ja auch das Empordringen der Basalte bedingt wurde. Dabei mögen präexistierende Spalten, wie der von Tevenhausen über Hellinghausen nach Calldorf verlaufende Abbruch, von neuem aufgerissen sein, wodurch der bei Erstarrung des basaltischen Magmas frei werdenden Kohlensäure der Austritt an die Tagesoberfläche erleichtert wurde. Basalte treten zwar in der Umgebung des Calldorfer Quellgebietes nirgends zutage; indessen hat ja die Vorstellung, daß basaltische Ergüsse in der Tiefe auch noch jenseits der nördlichsten bekannten Basaltkegel erfolgt sein können, durch die Beobachtungen HARBORT's[2]) eine Bestätigung gefunden.

[1]) STILLE, Der geologische Bau der Ravensbergischen Lande. 3. Jahresber. des Niedersächs. geol. Vereins zu Hannover 1910, S. 235 ff.

[2]) HARBORT, Zur Geologie der nordhannoverschen Salzhorste. Monatsber. der Deutsch. Geol. Ges. für 1910, S. 333 und 340.

Berlin, den 17. März 1911.

Geologische und paläontologische Mitteilungen über die Gasbohrung von Neuengamme.

Von Herrn **W. Koert** in Berlin.

Mit Beiträgen der Herren GÜRICH in Hamburg
und FRANKE in Dortmund.

Hierzu Tafel 7.

Bei der Tiefbohrung XV, welche der Hamburgische Staat zur Erweiterung seines Grundwasserwerks im Jahre 1910 auf der Feldmark der Gemeinde Neuengamme[1]) ausführen ließ, erfolgten am 3. November abends, als eine Tiefe von 247 m erreicht war, die ersten vereinzelten Gasausbrüche. Nach den Angaben des Herrn VON GONZENBACH, des Vertreters der mit der Ausführung der Bohrung beauftragten Kontinentalen Tiefbohrgesellschaft (vorm. H. THUMANN), nahmen die Ausbrüche am folgenden Tage an Häufigkeit und Stärke zu, wobei zu Nebel zerstäubtes schlammiges Wasser ausgestoßen wurde. Etwa um 5 Uhr nachmittags desselben Tages kam es, wahrscheinlich durch Funkenschlagen der Eisenschellen des Spülschlauches an Eisengeräten des Bohrturms, zu einer Entflammung der Gase, wobei der Turm völlig durch Feuer zerstört wurde. Seitdem entstiegen den Stutzen des Spülkopfes zwei mächtige horizontale Flammen von etwa 15 m Länge und dem hohlen Bohrgestänge selbst eine etwas kleinere, vertikale; es entstand so ein großartiges Flammenkreuz, zu welchem Wochen hindurch viele Tausende Schaulustiger hinauspilgerten.

---

[1]) Auf dem Meßtischblatt Bergedorf hat man den Bohrpunkt an dem Landweg von Schleuse nach Hove da zu suchen, wo die Höhenangabe 2,8 steht.

Von dem nächtlichen Anblick aus der Nähe kann die auf Tafel 7, Fig. 1, wiedergegebene, wohlgelungene photographische Aufnahme, welche ich der Güte des Herrn Assistenten Dr. Horn in Hamburg verdanke, eine gute Vorstellung geben; die Aufnahme wurde am 8. November, 7 Uhr abends, gemacht. Im Auftrage der Preußischen Geologischen Landesanstalt, welcher vertragsmäßig die geologische Spezialaufnahme des Hamburger Gebietes obliegt, wurde ich als Bearbeiter des Bl. Bergedorf zur Berichterstattung am 11. November an Ort und Stelle entsandt. Bereits von der 3,5 km entfernten Berlin-Hamburger Bahn aus konnte abends die im Winde lodernde Flamme bemerkt werden. Während sie des Nachts den rötlichen Schein des brennenden Leuchtgases hatte, glich ihr Aussehen bei Tage etwa der schwach leuchtenden Flamme des Bunsenbrenners. Wahrhaft betäubend war das Getöse der entfesselten und brennenden Gasmassen; erst wenn man sich etwas an den Lärm gewöhnt hatte, unterschied man in der Nähe deutlich das Geheul der entweichenden und die unaufhörlichen Detonationen der brennenden Gase. Unter dem Rückstoß der explodierenden Gase bebte der Boden in der Nachbarschaft beständig. Von der Gewalt, mit welcher das Gas ausströmte, erhält man einen Begriff, wenn man bedenkt, daß im Moment des Anschlagens von dem Gas der Druck einer 250 m hohen Wassersäule überwunden wurde, das Gas also eine Spannung von mehr als 25 Atmosphären besessen haben muß.

Drei Wochen hindurch dauerte der Brand der Gasquelle an, ohne daß sich eine Abnahme bemerkbar gemacht hätte, nur vorübergehend verstopfte sich eine der Ausströmungsöffnungen durch Eismassen, welche sich infolge der Expansion und Abkühlung des Gases aus dem mitgerissenen Wasser bildeten. Am 25. November begann die Hamburger Baubehörde mit den Fassungsarbeiten, indem zunächst, um eine Annäherung an das Bohrloch zu ermöglichen, die Flammen durch eine Dampfspritze erstickt wurden. Dann leitete man das aus den Spülkopfstutzen ausströmende Gas durch übergeschobene Rohre ab, faßte den Spülkopf in Blei und verankerte ihn mit den Futterrohren. Die Absperrung des Gases gelang am 2. Dezember leicht durch Schieberventile in den Ab-

leitungsrohren. Das angebrachte Manometer verzeichnete nach den Angaben von Voller und Walter[1]) seitdem einen Druck von 23—25 Atmosphären. Die Messungen und Untersuchungen sollen fortgesetzt werden, um eine brauchbare Unterlage für die Verwertung des Gases zu liefern.

Die chemische Beschaffenheit des Neuengammer Erdgases erhellt aus zwei von Herrn Prof. Gürich zur Verfügung gestellten Analysen. Die erste ist die einer am 4. November, also vor der Entflammung entnommenen Gasprobe und wurde im Hamburger Hygienischen Institut vorgenommen, die zweite Analyse, welche eine am 26. November entnommene Gasprobe betraf, wurde im Chemischen Laboratorium der Hamburger Gaswerke angefertigt.

	I.	II.	
Methan	91,5 %	91,6 %	
Schwere Kohlenwasserstoffe	2,1 »	0,8 »	
Wasserstoff	—	2,3 »	
Kohlensäure	0,3 »	Kohlensäure und Schwefelwasserstoff 0,2 »	
Sauerstoff	1,5 »	0,7 »	(berechnet)
Stickstoff	5,6 »	4,4 »	
	101 %	100 %	

Darnach ist das Neuengammer Erdgas in der Hauptsache Methan[2]). Um festzustellen, ob das Gas vielleicht mitgerissene flüssige Kohlenwasserstoffe führt — was hinsichtlich der Herkunft zu ermitteln wichtig wäre — könnte einmal der Versuch gemacht werden, das Gas längere Zeit durch Wasser zu leiten, damit die etwaigen flüssigen Kohlenwasserstoffe angesammelt und erkannt werden können. Aus den beiden Analysen irgendwelche Schlüsse zu ziehen, scheint mir vorläufig noch nicht ratsam.

---

[1]) Über den Helium- und Argongehalt des Erdgases von Neuengamme. Jahrb. d. Hamb. Wissensch. Anst. XXVIII. 1910. 5. Beiheft.

[2]) Voller und Walter haben, wie aus ihrer bereits zitierten Arbeit hervorgeht, in dem Neuengammer Erdgas einen Gehalt von 0,05 % Argon nachweisen können, der aber nur $^1/_{20}$ von dem Gehalt der atmosphärischen Luft an diesem Stoff beträgt. Der 0,01—0,02 % ausmachende Heliumgehalt war zwar etwa 100 mal so groß als derjenige der Atmosphäre, aber im Verhältnis zu anderen Quellgasen doch noch gering.

Das gleichzeitig mit dem Gase am 4. November ausgestoßene Wasser war nach Prof. GÜRICH's Angaben durch feinsandige und tonige Beimengungen sehr schlammig und erwies sich nach einer im Hamburger Hygienischen Institut vorgenommenen chemischen Analyse folgendermaßen beschaffen:

Abdampfrückstand	2732	mg	pro	Liter	
Glühverlust	128	»	»	»	
Kalk	162	»	»	»	
Magnesia	38,9	»	»	»	
Ammoniak	2,3	»	»	»	
Chlor	1420	»	»	»	
Schwefelsäure	25,7	»	»	»	
Gebundene Kohlensäure	94,6	»	»	»	
Kieselsäure	16	»	»	»	
Eisenoxyd	0,8	»	»	»	
Tonerde	1,2	»	»	»	
Natron	1079,8	»	»	»	entspr. 2035 mg NaCl
Kali	17,7	»	»	»	» 28 » KCl
Manganoxyduloxyd	0,46	»	»	»	

Auch kleine Brocken von grünlichgrauem, schwach kalkigem Ton sind von dem Gase ausgeworfen worden, wie die im Hamburger Mineralogisch-geologischen Institut aufbewahrten Proben zeigen.

Das bei der Bohrung XV erzielte Material von Gesteinsproben und Fossilien gelangte ebenfalls in den Besitz des genannten Instituts und wurde durch Herrn Prof. GÜRICH einer vorläufigen Durcharbeitung unterzogen, deren Ergebnisse er der Geologischen Landesanstalt zur Verfügung stellte. Das Fossilmaterial insbesondere übersandte Herr Prof. GÜRICH der Geologischen Landesanstalt zu näherer Bestimmung, eine Aufgabe, mit der ich von der Direktion betraut wurde. Nachdem ich dann später nach Erledigung der rein paläontologischen Arbeit auch noch Gelegenheit zur Durchmusterung des im Hamburger Institut befindlichen Probenmaterials gehabt habe, glaube ich nunmehr das Schichtenprofil der Bohrung XV folgendermaßen aufstellen und gliedern zu können:

Alluvium	0 — 1,6 m	Elbschlick
	1,6— 10 »	kalkfreier Flußsand, in der unteren Hälfte mit Holzresten

Diluvium	10 — 18 m	kalkiger Sand
	18 — 18,7 »	kalkiger Sand und Kies
	18,7— 23,3 »	toniger Mergelsand mit einzelnen Geschieben
	23,3— 26,2 »	etwas kiesiger, schwach kalkiger Sand
	26,2— 29,8 »	feinsandiger Tonmergel
	29,8— 33 »	kalkiger, kiesiger Sand
	33 — 39,5 »	kalkreicher Feinsand mit bituminösem Geruch
	39,5— 42,5 »	feinsandiger Bändertonmergel
	42,5— 51,5 »	Mergelsand
	51,5— 58 »	grauer, feinsandiger Bändertonmergel
	58 — 62,5 »	feinsandiger, glimmeriger Tonmergel
	62,5— 67,2 »	dunkler, sehr toniger Geschiebemergel
	67,2— 82,4 »	feinsandiger Bändertonmergel
	82,4— 83,2 »	kalkiger Sand
	83,2— 86,5 »	Geschiebemergel
	86,5— 89 »	kalkiger Sand und Kies
	89 — 91,2 »	mittelkörniger, kalkiger Sand, reich an tertiärem Quarzsand
Untermiocän	91,2—101,5 »	etwas toniger, kalkfreier Glimmersand mit Fossilien
	101,5—113,5 »	dunkler, kalkfreier Glimmersand
	113,5—124,6 »	dunkler, kalkfreier, feinsandiger Glimmerton
	124,6—126 »	dunkler, kalkfreier, schwach toniger Glimmersand
	126 —137 »	helle, kalkfreie Glimmersande und Quarzsande mit Braunkohlebrocken
	137 —142 »	dunkler, feinsandiger, kalkfreier Glimmerton
Oberoligocän	142 —150,6 »	etwas glaukonitische Quarzsande, die oberen 5 m kalkfrei, die tieferen kalkig
	150,6—156,5 »	dunkler, toniger, schwach kalkiger Glimmersand mit Fossilresten
	156,5—160,4 »	schwach kalkiger Glimmersand
	160,4—173 »	glaukonitischer, kalkig-toniger Glimmersand mit Fossilresten
	173 —175 »	kalkig-toniger Glimmersand mit Fossilresten
	175 —178 »	glaukonitischer, kalkig-toniger Glimmersand
	178 —184 »	kalkiger, fossilführender Feinsand
	184 —185 »	dunkler, kalkig-toniger Feinsand mit Fossilresten
Mitteloligocän	185 —[245] »	kalkiger, z. T. feinsandiger, z. T. fetter Ton mit Fossilresten, von 221 m ab mit Septarien, die teilweise Glaukonit umschließen.

Die Bestimmung der Fossilien war recht mühsam, da weitaus die meisten Formen nur als Trümmer und z. T. stark abgerieben zutage gefördert waren — die Bohrung war nämlich in der Hauptsache mit Meißel und Spülung erfolgt unter gelegentlicher Anwendung der Schlammbüchse — und nur die kleinsten und am schwie-

rigsten bestimmbaren Fossilien waren wenigstens z. T. noch leidlich erhalten. Ferner mußte berücksichtigt werden, daß oft mehrere Meter ohne Verrohrung vorgebohrt war, so daß sich die Fossilien höherer Schichten mit denen tieferer mischen konnten. Daß unter diesen Umständen keine scharfen stratigraphischen Ergebnisse zu erhalten sind, liegt wohl auf der Hand. Im Folgenden will ich den Fossilinhalt jeder einzelnen in der Bohrung unterscheidbaren Tertiärstufe besprechen und im Anschluß daran die nötigen stratigraphischen Erörterungen vornehmen. Die Alluvial- und Diluvialschichten werden in den Erläuterungen zu dem nächstens erscheinenden Blatt Bergedorf behandelt werden.

Aus 91—96,3 m konnten erkannt werden:

Nassa Schlotheimi Beyr., außer Bruchstücken zwei leidlich erhaltene Exemplare, über die weiter unten einiges bemerkt werden soll;

Tornatella pinguis? d'Orb., ein winziges, leidlich erhaltenes Stück,

Leda pygmaea Münst.

Pyramidella sp., *Bulla* sp., *Natica* sp., *Lucina* sp., *Axinus* sp., *Nucula* sp., sämtlich nur in Bruchstücken oder kleinen Exemplaren, deren genauere Bestimmung mir vorläufig unmöglich ist.

Sehr ähnlich ist die miocäne Fauna, welche in der Bohrung Rosenthal (Bl. Lauenburg) unter etwa 82 m fossilleeren Quarz- und Glimmersanden (z. T. mit Braunkohleresten) sowie Glimmertonen bei 102 m auftrat, nur wenige Meter über dem durch seine Fossilien gut charakterisierten Oberoligocän, und welche nach meinen Bestimmungen u. a. *Ficula simplex* Beyr., *Pleurotoma ramosa* Bast., *Sigaretus clathratus* Récl., *Aporrhais speciosa* Schloth. sp., ferner *Bulla* sp., *Natica* sp., *Lucina* sp., *Axinus* sp. führt.

Die Schichtenfolge von 91,2 bis etwa zu 142 m der Neuengammer Bohrung möchte ich als eine Stufe betrachten und dem Untermiocän zuweisen. Ähnliche, durch ihre Kalkarmut charakterisierte mehr oder minder tonige Glimmersande, Quarzsande und meist dunkle, feinsandige Glimmertone sind jetzt durch zahlreiche

Bohrungen in der Bergedorfer Gegend bekannt geworden und zwar einmal in ostsüdöstlicher Richtung von Ladenbeck über Bergedorf bis mindestens zum Bistal bei Escheburg, andererseits in südlicher Richtung in die Elbmarsch hinein mindestens bis zu einer Linie vom Altengammer Elbdeich nach der Mitte von Kirchwerder zwischen Hove und Seefeld (Bl. Allermöhe). Sie liegen in diesem Gebiete durchweg in recht hohem Niveau, nämlich unter nur 10—91 m mächtigen alluvialen und diluvialen Deckschichten. Gelegentlich sind in ihnen auch Braunkohlenflöze von 0,8—1,3 m Mächtigkeit angetroffen, so in den Bohrungen 105 und 155, welche das Hamburger Wasserwerk bei Curslak bezw. im Orte Altengamme vornahm (die genaueren Profile werden in den Erläuterungen zu Bl. Bergedorf gebracht werden).

Man wird diese Schichten unbedenklich mit den von Gottsche (Der Untergrund Hamburgs 1901, S. 11) beschriebenen »Braunkohlensanden« identifizieren und mit v. Koenen[1]) und Gagel[2]) als untermiocän ansehen. Wenn nun auch zweifellos das Untermiocän von Schlesweg-Holstein und Nordhannover in der Hauptsache aus fluviatilen, während einer Periode negativer Strandverschiebung gebildeten Schichten besteht, so gibt es doch meines Erachtens wiederum eine Reihe von Anzeichen dafür, daß während dieser Periode im angegebenen Gebiete Meeresoszillationen stattgefunden haben. So sind z. B. in der Hamburger Tiefbohrung XIV bei Ladenbeck (Bl. Bergedorf) innerhalb der oben geschilderten Sande und Tone, welche bei 81 m beginnen und anscheinend bei 325 m noch nicht durchsunken sind, marine fossilführende Einschaltungen unterhalb von 193 m aufgetreten, deren Fauna Gottsche, wie er Herrn Dr. Wolff gegenüber mündlich äußerte, noch für miocän hielt. Ferner erwähnte ich bereits oben von der Bohrung Rosenthal das Auftreten mariner Miocänschichten unter etwa 82 m fossilleeren Quarzsanden, Glimmersanden und Glimmertonen, nur wenige Meter über marinem Oberoligocän. Endlich erscheint mir das gelegentliche Auftreten solcher Meeresabsätze

[1]) Jahrb. f. Min. u. Geol. 1886, S. 83.

[2]) Handbuch f. d. Deutschen Braunkohlenbergbau 1907, S. 170.

im Untermiocän dieser Gegend um so weniger überraschend, als ja bereits durch v. KOENEN[1]) marines Untermiocän in gewissen fossilführenden Sandsteingeschieben des Brothener Ufers nördlich Travemünde festgestellt ist. Nach alledem möchte ich annehmen, daß wir in Nordhannover und Schleswig-Holstein mit dem gelegentlichen Auftreten mariner Einlagerungen im Untermiocän rechnen müssen, und deshalb ziehe ich auch die fossilführenden Schichten von 91,2 bis 101,5 m in der Bohrung XV zum Untermiocän. Aus derartigen marinen Einschaltungen aber zu schließen, daß zwischen Mittel- und Untermiocän keine scharfe Grenze existiert, wie das SCHLUNCK (Erläuterungen zu Bl. Allermöhe 1910 S. 6) mit Berufung auf W. WOLFF tut, scheint mir nicht angängig, bevor nicht die charakteristische Mittelmiocänfauna (mit *Fusus abruptus* BEYR., *Isocardia harpa* GOLDF. usw.) auch innerhalb der »Braunkohlensande« nachgewiesen wird. Bis jetzt ist dieser Nachweis aber noch nicht erbracht.

In paläontologischer Hinsicht verdient die in unserer Bohrung zwischen 91 und 96 m auftretende Form der *Nassa Schlotheimi* BEYR. einige Bemerkungen.

Nassa Schlotheimi BEYR.

Die beiden mir vorliegenden leidlich erhaltenen Stücke stimmen in der Gestalt, den deutlich treppenförmig abgesetzten Windungen und in der Spiralskulptur gut mit Beschreibung und Abbildung bei BEYRICH (Conchylien d. nordd. Tertiärgeb. S. 134, Tafel 7, Fig. 8) überein, unterscheiden sich aber vom Typus durch die geringere Zahl der Rippen (auf der Schlußwindung 11—12 statt 20—30) und durch deren gröberes Aussehen. Da aber das eine Stück auf dem letzten Abschnitt der Schlußwindung auch erheblich enger stehende und feinere Berippung in der Art der Fig. 8 bei BEYRICH aufweist, so dürfte es sich bei diesen Formen um Varietäten der *Nassa Schlotheimi* handeln, deren große Veränderlichkeit sowohl BEYRICH als auch v. KOENEN (Miocän Nord-Deutschlands u. s. Molluskenfauna, Erster Teil S. 56) betonen. Es verdient nähere Prüfung, ob die grobrippige Form der *Nassa*

[1]) Jahrb. für Min. und Geol. 1886, S. 83.

Schlotheimi nicht vielleicht für Unter- und Mittelmiocän bezeichnend ist, da beispielsweise ganz dieselbe Varietät, nach dem im Museum der Geologischen Landesanstalt befindlichen Material zu urteilen, auch im Mittelmiocän von Hemmoor (Tongrube der Neuen Fabrik) auftritt.

Von Fossilien aus den Schichten zwischen 150 und 184 m der Bohrung XV will ich anführen:

Otolithus (Gadidarum) elegans Koken. Gut erhalten und Bruchstücke
Otolithus (Percidarum) sp. ind. Bruchstücke
Aporrhais speciosa Shloth. sp. Bruchstücke
Tiphys Schlotheimi Beyr. Zwei kleine Stücke
Nassa Schlotheimi Beyr. Ein Jugendexemplar
Pleurotoma Duchastelii Nyst. Bruchstücke
Pl. turbida Sol. Bruchstücke
Pl. laticlavia Beyr. Bruchstücke
Natica achatensis de Kon. Leidlich erhaltene z. T. jugendliche Exemplare
Turritella Geinitzi Speyer. Bruchstücke
Turbonilla subulata Mer. sp. Ein etwas beschädigtes Stück
Dentalium Kickxii Nyst. Zahlreiche Bruchstücke
Pecten semicingulatus Münst. Bruchstücke
Dacrydium pygmaeum Phil. sp. Ein etwas verdrücktes, sonst gut erhaltenes Stück
Limopsis retifera Semp. Ganze Exemplare und Bruchstücke
Leda gracilis Desh. Bruchstücke
Leda glaberrima Münst. Bruchstücke
Nucula Chastelii Nyst. Bruchstücke
Cardium comatulum Bronn. Bruchstücke
C. Kochi Semp. Bruchstücke
Lucina Schloenbachi v. Koen. Bruchstücke
Venericardia tuberculata Münst. Ganze Exemplare und Bruchstücke
Astarte Kickxii Nyst. Leidlich erhaltene z. T. jugendliche Exemplare und Bruchstücke.

Weniger sicher ist

? *Peripora variabilis* MÜNST. Ein etwas abgeriebenes Stück.

Das oberoligocäne Alter dieser Fauna dürfte durch Arten wie *Pleurotoma laticlavia*, *Turbonilla subulata*, *Pecten semicingulatus*, *Dacrydium pygmaeum*, *Cardium Kochi* u. a. m. hinreichend erwiesen sein. Marines Oberoligocän, welches bisher erst weiter elbaufwärts aus der Gegend von Lauenburg (Rosenthal) und Hitzacker (Schmardau) bekannt war, tritt also auch in der Hamburger Gegend auf und zwar in der Facies kalkiger, z. T. glaukonitischer Feinsande und sehr sandiger Glimmertone[1]). Die Grenze zwischen Untermiocän und Oberoligocän nehme ich in der Neuengammer Bohrung bei 142 m an, da, wo die kalkfreien Sedimente abgelöst werden durch die kalkigen und glaukonitischen Schichten, welche die reinen Meeresbildungen anzeigen.

Aus den Schichten im Liegenden des Oberoligocäns, also von 185 m ab bis zu mindestens 245 m, von wo die letzten Proben stammen, lag nur eine verhältnismäßig dürftige Anzahl von Fossilresten vor, von denen überdies ein Teil noch als Nachfall zu betrachten sein dürfte. Mit Sicherheit konnten erkannt werden:

Otolithus (Gadidarum) elegans KOK. Bruchstücke und gut erhaltene Stücke

Ot. (Percidarum) sp. ind. Gut erhaltene Stücke

Aporrhais speciosa SCHLOTH. sp. Bruchstücke

Pleurotoma Duchastelii NYST. Ein Jugendexemplar

Natica achatensis DE KON. Jugendexemplare

Turritella Geinitzi SPEYER. Bruchstück

Dentalium Kickxii NYST. Leidlich erhaltene kleine Stücke und Bruchstücke

Creseis maxima LUDW. sp. var. *laxeannulata.* Mehrere Schwefelkiessteinkerne

Valvatina umbilicata BORN. Nur Jugendexemplare

Spirialis carinata n. sp. Schwefelkiessteinkerne

---

[1]) Wo die Spülproben nur dunklen, tonigen Glimmersand erkennen lassen, dürfte es sich in Wirklichkeit meistens um feinsandige dunkle Glimmertone handeln, wie sie z. B. auch in der Rosenthaler Bohrung aufgetreten sind.

Nucula Chastelii Nyst. Ein Schwefelkiessteinkern und Bruchstücke der Schale
Cardium comatulum Bronn. Bruchstücke
Astarte Kickxii Nyst. Bruchstücke
Lunulites hippocrepis Roem. Ein Bruchstück.

Weniger sicher ist ein winziges Gastropod aus 190—195 m, das ich als *Phasianella* sp. erwähnen will.

Diese Fauna erinnerte zunächst so wenig an die des Mitteloligocäns, daß ich eine Zeitlang daran dachte, hier ein Glied des noch wenig bekannten Eocäns vor mir zu haben, etwa einen der Tone und Tonmergel, wie sie Gagel[1]) aus der Bohrung von Wöhrden kurz geschildert hat. Diese Auffassung habe ich auch in einem kleinen Aufsatz[2]) ausgesprochen, wenn auch mit allem Vorbehalt, weil die Bearbeitung der Fossilien noch nicht abgeschlossen war. Denn die Pteropoden, welche die Schichten noch am besten charakterisieren, boten zunächst für die Altersbestimmung keinen Anhalt, da die sonst für das Mitteloligocän bezeichnende *Valvatina umbilicata* nur in den *Spirialis* ähnlichen Jugendformen vorlag und deshalb nicht sofort mit Sicherheit erkannt wurde. Den Schlüssel zur Altersbestimmung erhielt ich aber durch das von mir aus der Kalibohrung bei Breetze (Bl. Bleckede) 1904 gesammelte Fossilmaterial, in welchem mir eine ähnliche Pteropodenfauna aufgefallen war. Es sei mir deshalb gestattet, in Kürze auf die in Betracht kommenden Verhältnisse näher einzugehen.

Es handelt sich hierbei um dieselbe Bohrung, aus welcher Gagel[3]) bereits über die Eocän- und Paleocänschichten einiges mitgeteilt hat, und deren Schichtenprofil von ihm an anderer Stelle[4]) wiedergegeben ist. Mit Gagel stimme ich darin überein, daß zwischen 260 und 460 m der mitteloligocäne Rupelton durchbohrt wurde,

---

[1]) Über eocäne und paleocäne Ablagerungen in Holstein. Dieses Jahrbuch f. 1906, S. 48—62.

[2]) Geologisches von der Erdgasquelle bei Neuengamme. Zeitschr. »Petroleum« vom 21. Dezember 1910.

[3]) Über die untereocänen Tuffschichten und die paleocäne Transgression in Norddeutschland. Dieses Jahrbuch für 1907, S. 157.

[4]) Dieses Jahrbuch für 1907, S. 754.

aber den darunter folgenden kalkigen Glaukonitsandstein würde ich nicht wie GAGEL zum Untereocän rechnen, sondern als wesentlich jünger betrachten, etwa unteroligocän oder obereocän, da die untereocänen Tuffe erst in 746,5 m auftreten. Aus den Spülproben zwischen 460 und 490 m erhielt ich nun folgende Arten:

Natica achatensis DE KON. Jugendexemplare
Valvatina umbilicata BORN. Ein älteres Stück, wie Abb. Taf. XXVII, Fig. 1a—h, bei v. KOENEN (Das marine Mittel-Oligocän Norddeutschlands und seine Molluskenfauna. Palaeontogr. Bd. 16) und mehrere jugendliche Exemplare (vergl. Abb. bei BORNEMANN, Zeitschr. d. D. geol. Ges., Bd. 7, Taf. XII, Fig. 5)
Creseis maxima LUDW. sp. var. *laxeannulata* und var. *denseannulata*
Spirialis carinata n. sp.
Leda Deshayesiana NYST. Ein Bruchstück
Leda sphaerica v. KOEN. Zwei doppelschalige Stücke
Nucula Chastelii NYST. Bruchstücke
Nummulina germanica BORN. Zwei Schälchen.

Hier kommen also dieselben Pteropoden wie bei Neuengamme zusammen mit unzweifelhaften Formen des Mitteloligocäns vor. Betreffs der *Nummulina germanica* BORN. will ich bemerken, daß sie zwar durch REUSS[1]) aus dem Rupelton bei Stettin erwähnt wird, ursprünglich aber durch BORNEMANN[2]) aus dem Unteroligocän von Westeregeln beschrieben wurde, also immerhin ein beigemengtes unteroligocänes Faunenelement aus den Schichten von 460—490 m sein könnte. Dagegen muß die übrige Fauna unbedingt aus dem bei 460 m durchbohrten mächtigen Tonkomplex stammen und dürfte durch das angewandte Spülbohrverfahren bis 490 m verschleppt sein.

Hiernach mußten also die Tone der Neuengammer Bohrung von 185 bis mindestens 245 m als mitteloligocäner Rupelton ange-

[1]) Denkschr. d. K. Akad. d. Wiss. Wien 1866. S. 164.
[2]) Bemerkungen über einige Foraminiferen aus der Tertiärbildung der Umgegend von Magdeburg. Z. d. D. geol. Ges. 1860, S. 156.

sehen werden. Diese neue Auffassung teilte ich Herrn Prof. Gürich bei seiner Anwesenheit in Berlin am 4. Januar d. J. mit und erfuhr von ihm, daß er inzwischen auch zu dieser Altersauffassung gekommen sei, nachdem sich in einer ihm nachträglich von der Baubehörde eingelieferten Bohrprobe aus 245 m folgende Leitformen des Mitteloligocäns vorgefunden hätten:

Leda Deshayesiana Nyst. Ein Bruchstück
Fusus multisulcatus Nyst. Ein jüngeres, gut erhaltenes Stück.

Die Identität der Neuengammer Tone von 185 bis zu mindestens 245 m mit Rupelton dürfte damit hinreichend erwiesen sein. Etwas fremdartig muten in der Fauna ja die häufigen Pteropoden der Gattungen *Spirialis*, *Valvatina* und *Creseis* an, von denen aus Norddeutschland meines Wissens bisher nur *Valvatina* beobachtet ist, während *Creseis* bisher nur aus dem Rupelton des Mainzer Beckens bekannt war. Da doch kaum anzunehmen ist, daß diese Pteropodenfauna im norddeutschen Rupelton nicht von allgemeinerer Verbreitung sein sollte, so regen diese Bemerkungen hoffentlich den einen oder anderen Fachgenossen zu näherer Nachforschung an, zumal es sich um leicht kenntliche kleine Formen handelt, welche man in guter Erhaltung auch noch aus Bohrproben durch Ausschlämmen finden kann.

Die zahlreichen größeren und meist gut erhaltenen Foraminiferen, welche ich aus den von Prof. Gürich übermittelten Schlämmrückständen von 150—245 m der Bohrung XV ausgelesen hatte, übergab ich Herrn Töchterschullehrer Franke in Dortmund zur näheren Bestimmung und verdanke ihm die nachfolgende Liste (S. 175) von sicher erkannten Formen.

Hierzu bemerkt Herr Franke, daß sämtliche Arten dem Oligocän angehören; da die Mehrzahl der Formen sowohl im Ober- als auch im Mitteloligocän verbreitet sind, sei nach der Foraminiferenfauna keine sichere Abgrenzung der beiden Stufen möglich. Dazu kommt, daß so winzige Formen jedenfalls in noch höherem Maße als die größeren Fossilreste durch das Spülbohrverfahren aus höheren Schichten in tiefere verschleppt sind.

Bemerkung: e bedeutet vereinzelt, m mehrfach, h häufig.

	150/156 m	160/168 m	173/175 m	184/185 m	190/195 m	200/205 m	210/216 m	221/227 m	232/237 m	237/242 m	245 m
Biloculina turgida Rss.							m				
Miliolina enoplostoma Rss.							m				
Spiroplecta carinata d'Orb.		m									
Gaudryina siphonella Rss.		e						m			e
Nodosaria approximata Rss.								m			
» *capitata* Boll.		h	e								
» *divergens* Rss.		m									
» *soluta* Rss.		m			e			e			
» *pungens* Rss.							e				
Glandulina laevigata d'Orb.				e							
» *inflata* Born.											e
Cristellaria arcuata Phil.		m									
» *brachyspira* Rss.									e		
» *declivis* Born.								e			
» *depauperata* Rss.		e									
» *inornata* d'Orb.								m	e		
» *gladius* Phil.											e
» *princeps* Rss.		h									
» *Kubingii* Hantk.		e						e			e
» *simplex* d'Orb. var. *incompta* Rss.				e	e			e	e		
Polymorphina amygdaloides Rss.		m							e		
» *anceps* Phil. mit Übergängen nach *P. Humboldtii* Born.	m	h		e	h				m		
Polymorphina gibba d'Orb.		m						e			
» *problema* d'Orb.		m							e		
» *problema* var. *deltoidea* Rss.	e	h		e		e	e		e		e
» *obtusa* Rss.		h									
» *rotundata* Born.		m									
Haplophragmium placenta Rss.									e		
Pseudotruncatulina Dutemplei d'Orb.									e		
Pulvinulina Partschiana d'Orb.	e	h						h			e

Es möge jetzt die Beschreibung der *Creseis maxima* Ludw. sp. und der *Spirialis carinata* n. sp. folgen.

Creseis maxima Ludw. sp.

(Tafel 7, Fig. 2—4.)

Tentaculites maximus Ludwig: Palaeontogr. Bd. XI, 1864, S. 318, Taf. L, Fig. 21—23 (var. *laxe-annulatus* und *dense-annulatus*).

T. maximus Ludw. var. *densecostatus* (!) Blanckenhorn: Zeitschr. d. D. geol. Ges. Bd. 41, S. 601, Taf. XXII, Fig. 10—11.

Mir liegen z. T. beschalte und meist wenig oder garnicht verdrückte Schwefelkiessteinkerne vor aus dem Rupelton der Bohrungen XV (245 m) von Neuengamme, XVI (337,4; 341; 360; 400 m) auf Kirchwerder und der Kalibohrung bei Breetze (460 bis 490 m), insgesamt 7 leidlich erhaltene Stücke und 21 Fragmente. Herr Prof. Gürich, der mir auch die größten und besten Stücke aus der Hamburgischen Bohrung XVI bereitwilligst zur Untersuchung überließ, machte bereits bei der Übersendung des Fossilmaterials der Gasbohrung auf die nahen Beziehungen der vorliegenden Formen zu dem Ludwig'schen *Tentaculites maximus* aufmerksam, den wir mit v. Koenen[1]) zur Pteropodengattung *Creseis* stellen. Nun ist es gewiß nicht unbedenklich, unsere norddeutschen gar nicht oder nur wenig verdrückten Stücke mit den von Ludwig abgebildeten, völlig zusammengedrückten Exemplaren zu identifizieren. Nachdem mir aber Herr Geh. Bergrat Prof. v. Koenen in dankenswerter Bereitwilligkeit seine besten, bis 14 mm langen, allerdings ebenfalls ganz zusammengedrückten Stücke von *Tentaculites maximus* (und zwar sogar die beiden Varietäten zusammen auf einer kleinen Platte Rupelton von Bodenheim-Nackenheim) zum Vergleich übersandt hat, kann ich mit Bestimmtheit behaupten, daß in der Skulptur völlige Übereinstimmung mit den norddeutschen Stücken besteht. Auch müssen letztere an Größe wenig hinter denen aus dem Mainzer Becken zurückgeblieben sein, wie man aus einem unverdrückten Bruchstück von 2,6 mm größtem Durchmesser (aus Bohrung XV bei 245 m) wohl schließen darf. Bei der Varietät *laxeannulata* setzt sich die Skulptur aus graden Rin-

[1]) Das norddeutsche Unteroligocän und seine Molluskenfauna. S. 992.

gelchen zusammen, die durch zwei- bis dreimal so breite Abstände von einander getrennt sind, und von denen etwa 4 auf 1 mm Länge des Schälchens kommen, während bei der Varietät *denseannulata*, die mir aus Bohrung XVI (337,4; 360 m) und von Breetze (460—490 m) vorliegt, die Ringel feiner sind und enger stehen, etwa 7—8 auf 1 mm Schalenlänge. Doch scheinen, nach einem Breetzer Stück zu urteilen, auch Zwischenstufen mit etwa 6 Ringel auf 1 mm vorzukommen.

Ein ganz gewöhnliches Merkmal der norddeutschen Stücke fehlt dagegen offenbar den Stücken aus dem Mainzer Becken, das sind die an unseren Exemplaren fast stets auftretenden unregelmäßigen Wachstumsabsätze, durch welche das Schälchen teleskopartig gegliedert erscheint. Oberhalb der Absätze folgt in wechselnder Ausdehnung bisweilen ein völlig glatter Abschnitt und dann erst die gewöhnliche Ringelskulptur. Nun vermag ich in diesen Wachstumsabsätzen schon deshalb kein spezifisches Merkmal zu erblicken, weil sie bei verschiedenen, aber annähernd gleich großen Stücken in ganz wechselnder Zahl sich finden; so zeigt z. B. ein 5 mm langes Stück aus Bohrung XVI (337,4 m) vier, ein 6 mm langes Stück aus Bohrung XV (245 m) dagegen nur zwei Absätze. Nach alledem glaube ich berechtigt zu sein, die norddeutschen Stücke auf die Ludwig'sche Art zu beziehen, und will ihre Beschreibung nunmehr vervollständigen.

Die Schälchen sind durchscheinend dünn und glänzend, von kreisrundem Querschnitt und gerade oder doch nur nahe der Spitze leicht gekrümmt. Die Skulptur beginnt etwa 1 mm von der Spitze, an der ich von einem Knötchen, wie es Ludwig beschreibt, nichts wahrnehmen kann, möglicherweise deshalb, weil dieser Teil beschädigt ist.

Auf Taf. 7 lasse ich in Fig. 2 das größte, vollständige, leider an seiner Mündung verdrückte Stück von 9,5 mm Länge abbilden; es stammt aus der Bohrung XVI (360 m) und gehört zur Varietät *laxeannulata*. Fig. 3 stellt ein unverdrücktes, 4 mm langes und 1,35 mm an der Mündung dickes, zur Varietät *denseannulata* gehöriges Stück dar aus Bohrung XVI (337,4 m). Fig. 4 gibt ein Stück aus Bohrung XVI (360 m) wieder, welches ich trotz ge-

wisser abweichender Merkmale zu *Creseis maxima* Ludw. rechnen möchte. Das Stück ist unverdrückt und leicht gekrümmt, mißt bei beschädigter Spitze 6,75 mm in der Länge und an der Mündung 1,7 mm in der Dicke; es ist etwas schlanker als die übrigen. Eine Gliederung des Schälchens wird bei ihm nicht durch scharfe, teleskopartige Absätze bewirkt, sondern bloß durch etwas kräftigere Ringel angedeutet. Die Skulptur stimmt völlig mit derjenigen der var. *laxeannulata* überein.

Ludwig bereits wies auf gewisse Beziehungen hin, welche sein *Tentaculites maximus* zu der rezenten, ebenfalls fein geringelten *Styliola striata* Rang hätte, fand im übrigen aber erhebliche Unterschiede. Durch die Freundlichkeit des Herrn Prof. Thiele vom hiesigen Naturhistorischen Museum war es mir möglich, unsere *Creseis maxima* mit Stücken von *Creseis striata* Rang aus dem Atlantischen Ozean zu vergleichen, und ich fand dabei Ludwig's Angaben völlig bestätigt, nämlich daß letztere Art durch ihren ovalen Querschnitt und die stärkere Krümmung des Schälchens sich hinlänglich unterscheidet. Auch erscheint mir die Ringelung der norddeutschen fossilen Stücke schärfer. Übrigens zeigen auch die Schälchen von *Creseis striata* Rang bisweilen sehr gut eine große Variabilität der Skulptur, indem in höherem Alter die Zahl der Ringel bei einzelnen Stücken nur etwa die Hälfte von der bei anderen gleich großen Schälchen beträgt.

Creseis maxima Ludw. sp. ist bis jetzt bekannt aus dem Rupelton des Mainzer Beckens, Hessens (Hohenkirchen bei Kassel nach Blanckenhorn), Nordhannovers (Breetze) und der Bergedorf-Hamburger Gegend.

Spirialis carinata n. sp.

(Taf. 7, Fig. 5a—c.)

Im ganzen liegen mir 7 Stücke vor, davon stammen 5 aus dem Mitteloligocän der Neuengammer Bohrung (221—227 m; 245 m) und 2 aus der Bohrung von Breetze (460—490 m), sämtlich Schwefelkiessteinkerne. Das größte und am besten erhaltene Exemplar, welches ich auch abbilden lasse, ist das eine Stück von Breetze. Es zeigt 5 Windungen und hat folgende Maße: Breite

2,75 mm, Höhe 2,25 mm. Die Neuengammer Stücke sind kleiner, haben nur 4 Windungen und erreichen die Maße: Breite 1,4 mm, Höhe 1 mm.

Das Gewinde dieser neuen Art weist einen sehr stumpfen Winkel auf, erheblich stumpfer noch, als ihn nach den Abbildungen bei KITTL[1]) die oberoligocäne *Spirialis hospes* ROLLE oder die miocäne *Sp. valvatina* RSS. besitzen, mit denen beiden zunächst die vorliegende Art allein verglichen werden könnte. Die Schlußwindung steigt von der stets vertieft liegenden Naht etwas auf bis zu einem stumpfen Kiel, welcher noch auf der dritten Windung deutlich ist, und fällt dann steil mit nur schwacher Wölbung ab. Der Nabel ist eng und von einer scharfen Kante begrenzt, die sich nach der Mündung zu erhebt und dadurch deren unteren Teil winklig gestaltet. Durch alle diese Merkmale weicht die neue Art erheblich von *Sp. hospes* und *Sp. valvatina* ab. Ferner hat unsere Form mit keiner der durch v. KOENEN[2]) aus dem norddeutschen Unteroligocän beschriebenen *Spirialis*-Arten eine Ähnlichkeit. Von den eocänen aus dem Pariser Becken durch WATELET und LEFÈVRE[3]) bekannt gewordenen Arten ist nur *Sp. parisiensis* einigermaßen vergleichbar, unterscheidet sich aber durch die flachere Naht, das Fehlen der stumpfen Kante auf der letzten Windung, den weiteren Nabel und die höhere Mündung.

Durch die flachere Naht und das Fehlen des Kiels entfernt sich auch die in der Gestalt ziemlich ähnliche lebende *Spirialis ventricosa* EYD. et SOUL. von unserer Form, wie ich dank dem freundlichen Entgegenkommen des Herrn Prof. THIELE vom hiesigen Naturhistorischen Museum an Exemplaren von Singapore feststellen konnte.

Die bis jetzt nur im Rupelton beobachtete *Spirialis carinata* könnte bei oberflächlicher Betrachtung mit Jugendformen von *Valvatina umbilicata*, wie sie BORNEMANN (Zeitschr. d. D. geol. Ges. Bd. 7, Taf. XII, Fig. 5) abbildete, verwechselt werden, ist

[1]) Über die miocänen Pteropoden von Österreich-Ungarn. Ann. d. k. k. naturhist. Hofmus. I. Bd. 1886. Taf. II, Fig. 38 u. 39.

[2]) Das norddeutsche Unter-Oligocän u. seine Molluskenfauna. S. 994 u. folg.

[3]) Ann. soc. malacol. de Belgique, t. XV, S. 101, Taf. V.

aber stets durch das wenn auch nur schwach über die Schlußwindung hervorragende Gewinde zu unterscheiden, da bei *Valvatina umbilicata*, wie v. Koenen zeigte[1]), das Gewinde in der Jugend stets eben und bei zunehmendem Alter sogar stark vertieft liegt.

Von erheblichem, nicht nur wissenschaftlichen, sondern auch praktischen Interesse ist die Frage nach der Herkunft der gewaltigen Erdgasmengen in der Neuengammer Bohrung. Bei der Untersuchung dieser Frage müssen wir zunächst festhalten, daß es jedenfalls poren- oder kluftreiche Gesteine sein müssen, welche das Gas aufspeichern oder fortleiten. Nun wurde aber oben gezeigt, daß noch 2 m von der Bohrlochsohle der Rupelton, mithin ein gänzlich porenfreies Gestein, ansteht. Ein Anhaltspunkt dafür, daß in der Sohle etwa ein Gassand oder ein anderes porenreiches Gestein angetroffen wäre, liegt bisher nicht vor. Somit ist die wahrscheinlichste Annahme die, daß Spalten und Klüfte, welche Gas und chlorreiches Wasser führen, den Rupelton durchsetzen und durch die Bohrung angeschlagen sind. Zwar geht die landläufige Meinung dahin, daß Tone als plastische Massen keine Klüfte dulden, aber diese Ansicht wird durch Beobachtungen, welche man in der Praxis machen kann, widerlegt, und ich will dafür einige Beispiele anführen.

Besonders wertvoll ist eine mir von Herrn Dr. Wunstorf mitgeteilte Beobachtung, nämlich, daß beim Schachtabteufen am Niederrhein kürzlich im Rupelton eine Kluft angetroffen wurde, aus der erst brennbares Gas, dann Wasser und Sand ausgetreten sei. Ferner konnte ich in einer sich der Öffentlichkeit entziehenden Bohrung südlich von Harburg ermitteln, daß etwa 200 m unter der Basis des Diluviums inmitten tertiärer Tone (wahrscheinlich Rupelton) in 418,4 m Tiefe eine etwa 0,5 m mächtige Schicht von diluvialem Kies durchbohrt wurde, der an dieser Stelle m. E. nur eine Spalte im Ton ausfüllen kann und von oben in die zur Diluvialzeit aufgerissene, klaffende Spalte hineingestürzt sein muß. Um einem naheliegenden Einwande zu begegnen, will ich hervorheben,

---

[1]) Das marine Mittel-Oligocän Norddeutschlands. Palaeontogr. Bd 16, S. 223.

daß es sich nach meinen damaligen Feststellungen nicht um Nachfall handeln konnte. Derartige Belege für das Auftreten offener Spalten in Tonen werden sich wohl noch mehr finden, wenn man der Sache größere Aufmerksamkeit schenken wird.

Nach dieser Abschweifung soll geprüft werden, ob im Untergrunde der Bergedorfer Gegend die Möglichkeit für das Auftreten von Spalten gegeben ist. Aus den bisherigen Aufschlüssen ergibt sich folgendes Bild seines Baus: Südlich und weithin ostsüdöstlich von Bergedorf ragt das Untermiocän, nur von verhältnismäßig geringmächtigem Alluvium und Diluvium bedeckt, hoch auf, wie bereits oben erwähnt wurde. Ober- und Mittelmiocän, die z. B. in den Bohrungen auf Wilhelmsburg bei Hamburg von 40 bis etwa 100 m Tiefe entwickelt sind, fehlen in der Bergedorfer Gegend völlig, sie treten erst weiter nördlich bei Reinbeck wieder auf. Das legt nach den Erfahrungen, die man über den Gebirgsbau im nordwestlichen Deutschland gewonnen hat, den Gedanken nahe, daß dies hohe Aufragen des Bergedorfer Untermiocäns auf tektonische Ursachen zurückzuführen ist. Bestärkt wird man in dieser Meinung noch durch die Ergebnisse der vom Hamburger Staat westlich und nordwestlich von Bergedorf angestellten Tiefbohrungen, soweit diese überhaupt Tertiär angetroffen haben. So haben die 240—287 m tiefen Bohrungen in der Umgebung der Haltestelle Tiefstack (Bl. Wandsbek) das braunkohlenführende Untermiocän nicht durchsunken, wie aus den von Herrn W. Wolff aufgestellten und im Bohrarchiv der Geologischen Landesanstalt befindlichen Schichtverzeichnissen hervorgeht. Auch die 250 m tiefe Bohrung V bei der Haltestelle »Mittlerer Landweg« (auf Bl. Allermöhe) und sogar die 325 m tiefe Bohrung XIV bei Ladenbeck (Bl. Bergedorf) blieben in der gleichen Miocänstufe stehen. Dagegen durchsank die Gasbohrung XV bei Neuengamme, wie wir sahen, das Untermiocän bereits bei 142 m und geriet bei 185 m schon ins Mitteloligocän, und annähernd ähnlich müssen die Verhältnisse an der Tiefbohrung XVI (belegen auf Bl. Allermöhe am Schnitt des Landweges Schleuse-Hove mit dem »Fersenweg«) liegen, denn nach den Angaben, die mir Herr Prof. Gürich freundlichst übermittelt hat, hat diese Bohrung bei

etwa 300 m Tiefe schon sicher den Rupelton gefaßt. Daraus ergibt sich für die Gegend südlich von Bergedorf eine beträchtliche Aufwölbung des alttertiären Untergrundes, die aller Wahrscheinlichkeit nach mit erheblicher Spaltenbildung verknüpft sein dürfte, mag es sich nun um einen Horst oder um einen Sattel des Alttertiärs handeln. Nach den bisherigen Tiefbohraufschlüssen vermute ich, daß zwischen der Bohrung XIV einerseits und den Bohrungen XV und XVI andererseits eine größere, etwa NNO—SSW streichende Störung verläuft, an welcher der westliche Flügel abgesunken bez. der östliche Flügel herausgehoben erscheint. In der Nachbarschaft dieser Hauptstörung, d. h. also auf Nebenspalten, oder aber auf der Hauptspalte selbst scheint das Erdgas der Neuengammer Bohrung XV aufzusteigen.

Bei dem bekannten Zusammenhang zwischen Erdgas und Erdöl liegt es nahe, das Neuengammer Gasvorkommen mit einer noch unbekannten Erdöllagerstätte in Verbindung zu bringen. In der Tat spricht mancherlei zu Gunsten dieser Vermutung. Nach den wertvollen Untersuchungen von Monke und Beyschlag[1]) weiß man, daß die norddeutschen Erdölvorkommen an die großen Randspalten der Salzhorste gebunden sind. Ein solcher Salzhorst ist uns nun seit 1906 von Bahlburg (Bl. Winsen) etwa 16 km südlich von der Neuengammer Gasbohrung bekannt, wenn wir auch z. Zt. über sein Streichen und seine Dimensionen noch nicht unterrichtet sind. Allem Anschein nach macht sich dies Salzgebirge noch durch eine Versalzung des in den Diluvialschichten zirkulierenden Wassers in Winsen (Molkereibrunnen) und auf der Försterei Habichtshorst bei Winsen bemerkbar. Vielleicht wird man sogar das chlorreiche Wasser, welches in der Neuengammer Bohrung am ersten Tage mit dem Gase ausgestoßen wurde, auf den Bahlburger Salzhorst zurückzuführen haben. Diese Andeutungen über die Herkunft des Gases in der Bohrung XV bei Neuengamme mögen vorläufig genügen; die geplanten Tiefbohrungen werden uns hoffentlich bald nähere Aufschlüsse bringen.

[1]) Über das Vorkommen des Erdöls. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1905.

Berlin, den 29. März 1911.

Zur Geologie von Helgoland.

Von Herrn **Wilhelm Wolff** in Berlin.

In seiner trefflichen Studie »Über die Gliederung der Flözformationen Helgolands« (Sitzungsber. der Königl. preuß. Akad. der Wiss. 1893) stellt W. DAMES das untere Schichtensystem der Insel zum Zechsteinletten, das obere zum Unteren Buntsandstein. Vor ihm hatten WIEBEL und VOLGER das untere System ebenfalls als Buntsandstein angesehen, wobei WIEBEL jedoch das obere zum Keuper rechnete. DAMES ließ sich bei seiner Altersbestimmung namentlich von dem Vorkommen von Kupfererzen im unteren System und von dessen Ähnlichkeit mit den als Zechsteinletten geltenden Schichten von Stade, Elmshorn und Husum leiten. Nun zeigt es sich aber, daß die Salze, Dolomite usw. von Elmshorn und Stade auf Helgoland nicht erschlossen sind, und daß die Kupfererze ebensowohl im oberen Schichtensystem (DAMES' Unterer Buntsandstein) vorkommen. Ich habe sie bei fortifikatorischen Ausschachtungen auf dem Oberland und in den oberen Schichten der Westküste vielfach gefunden. Auch muß die exorbitante Mächtigkeit der »Zechsteinletten«, die sich von ihrer Obergrenze in der Westküste bis zur »Kante« der Abrasionsplatte auf rund 240 m bemißt, stutzig machen. Dazu kommt als neues Moment der Fund eines gut erhaltenen, ungewöhnlich großen *Capitosaurus*-Schädels im sog. »Predigtstuhl« an der Westküste, nur etwa 2 m über der Obergrenze des »Zechsteinlettens«. Dieser Schädel, den Herr Geh. Bergrat Prof. Dr. SCHRÖDER demnächst beschreiben wird, steht in seinem Bau den bekannten Schädeln von *Capitosaurus nasutus* aus dem Mittleren Buntsandstein außerordentlich nahe. *Capitosaurus nasutus* liegt bei Bernburg in den obersten Schichten des

Mittleren Buntsandsteins, nicht tief unter der Rötgrenze. In einen ähnlichen Horizont werden die bekannten Amphibienspuren dieser Formation gerechnet (*Chirotherium*-Sandstein). All dies macht es wahrscheinlich, daß die Schicht, in welcher der Helgoländer *Capitosaurus* lag, wohl nicht zum Unteren, sondern zum höchsten Mittleren Buntsandstein gehört, und dann müssen die »Zechsteinletten« auch entsprechend ungedeutet werden. Dafür spricht auch deren lithologischer Charakter. Es sind eigentlich keine Letten, sondern milde, tonige, z. T. feldspatreiche Kalksandsteine. Gegenüber dem oberen Schichtsystem stellen sie sogar eine rauhe, dickbankige, grobkörnige Abteilung dar. Das spricht ebenfalls mehr für Buntsandstein, und zwar für Mittleren. Das obere Schichtsystem besteht aus roten und grünen, oft feinsandigen und etwas glimmerhaltigen Tonmergeln und tonreichen dünnen Kalkbänken. Im Komplex dieser Schichten sind, soweit er auf der Insel zu Tage geht, vielfach kleine Löcher und Drusen zu beobachten, deren Wände mit feinen Calcitnadeln bewachsen sind. Ich sehe diese Hohlräume für die Stellen ausgelaugter Anhydritknauer an. Unterhalb des Meeresspiegels ist auch tatsächlich Anhydrit oder vielmehr Gips darin zu finden; bei den Arbeiten am Torpedohafen vor dem Unterlande brachte der Felsenbagger Tonmergel mit faserigen Gipspartieen herauf; nach der Entfernung und dem Einfallen der Schichten berechnet, würde dieser Tonmergel etwa 105 m über der Obergrenze des »Zechsteinlettens« von Dames, also dem Mittleren Buntsandstein, liegen. In einem noch höheren Horizont, nämlich ca. 375 m über der erwähnten Grenze und bereits nahe dem westlichsten Muschelkalkriff an der Ostseite des Nordhafens, gewann ich durch Dretschen Stücke eines anstehenden roten Tones mit Pseudomorphosen von Steinsalzwürfeln und eines grauen, feinkörnigen, etwas glimmerhaltigen quarzitischen Sandsteins; diese beiden Gesteine sind sicherlich Röt.

Ich möchte nach alledem das obere Schichtsystem nicht nur im Nordhafen, sondern auch auf der Insel zum Röt stellen und die Grenze zum Mittleren Buntsandstein nicht genau mit der Grenze des unteren, dunkelfarbigen Systems zusammenlegen, sondern einige Meter höher, so daß die *Capitosaurus*-Schicht noch zum Mittleren

Buntsandstein gehört. Indessen wäre diese letztere Grenze diskutabel. Ob nun der ganze »Zechsteinletten« von Dames zum Mittleren, oder teilweise vielleicht zum Unteren Buntsandstein zu rechnen ist, mag einstweilen dahingestellt bleiben.

Zugunsten dieser Gesamtgliederung spricht die auffallende Ähnlichkeit der Helgoländer Gesteine mit den von Harbort bestimmten Buntsandstein-Proben aus der Bentheimer Bohrung, die nach dem Stande der Dinge wohl in erster Linie zum Vergleich herangezogen werden darf. Dort ist der Mittlere Buntsandstein nur 80 m stark gerechnet. Da aber bisher auf Helgoland, bezw. im westlichen Klippenfelde der Insel und in den Strandgeschieben, keine Rogensteine beobachtet sind und die tiefsten Buntsandsteinschichten der lithologischen Prüfung schlecht zugänglich sind, so muß die Frage, ob Unterer vorhanden ist, offen bleiben.

Eine andere Gelegenheit zu Bemerkungen bieten die Grenzschichten zwischen Unterer und Oberer Kreide. Dames ordnete, nicht ohne Bedenken, die in Betracht kommende Schichtenreihe folgendermaßen:

(Neocom)
orangeroter tonreicher Kalk mit *Belemnites fusiformis* und *Terebratula sella* (Oberes Aptien),
»gelbe Kreide« mit *Belemnites minimus*,
schiefriger »Töck« mit *Schlönbachia* cf. *inflata* und Teleostiern (Oberer Gault),
Cenoman (anstehend nicht bekannt), Turon, Senon.

Unter Benutzung einer sehr tiefen Springebbe im Juni 1910 konnte ich im sog. »Skitgatt«, einer seichten Bucht zwischen den Klippenzügen des Olde Höv-Bru und Krit-Bru, nördlich der Düne (nahe der Buhne IV) folgende Reihenfolge feststellen:

(Neocom)
schiefriger Töck,
»gelbe Kreide«,
orangeroter, z. T. weißgefleckter tonreicher Kalk (»rote Kreide«),
(Turon des Krit-Bru).

Von der »roten Kreide« habe ich große Blöcke unter Wasser losgebrochen und darin folgende Fauna gefunden:

Belemnites sp., nicht *fusiformis*. Die sehr schön erhaltenen Formen ähneln außerordentlich dem *B. ultimus* d'Orb., sind aber z. T. noch größer (bis 57 mm Länge) und haben nicht die deutliche Furche am Alveolarende, die Schlüter abbildet, und die sich auch an Stücken aus dem Lüneburger Cenoman findet. Von *B. minimus* ist die Art deutlich verschieden.

Terebratula biplicata, var. *Dutempleana* d'Orb., nicht *sella*,

Terebratulina chrysalis Schloth., grobrippige Varietät.

T. cf. *gracilis* Schloth.

Rhynchonella cf. *lineolata* Phillips.

Lingula sp.

Ostrea conica d'Orb.

Velopecten Studeri Pictet et Roux.

Aucellina gryphaeoides Sow., in zahlreichen Exemplaren vor allen anderen Fossilien vorherrschend.

Inoceramus sp., Schloßfragment.

Ferner Echinoidenstacheln, Pentacrinusglieder.

Das Gestein erinnert lebhaft an den roten Cenomanton von Lüneburg und aus der bedeutend näher gelegenen Tiefbohrung bei Heide in Dithmarschen. Die Fauna kommt sowohl im Gault (Oberer Gault von Folkestone, roter Kalk von Hunstanton) wie im Cenoman vor. Ich möchte sie für tiefstes Cenoman halten, das damit anstehend zwischen Minimus-Kreide und Turon nachgewiesen wäre. Ob für höheres Cenoman noch Raum bleibt, vermag ich nicht sicher anzugeben, da die lückenlose Verfolgung der Schichtserie wegen reichlicher Übersandung des Grundes sehr schwierig war.

Berlin, den 9. Mai 1911.

Tafel 1.

1. Epidiabas. Gew. Licht, 38fach . . . . . S. 13
   Plagioklasleisten (hell), Augit teilweise in Hornblende umgewandelt (dunkel).
2. Epidiabas. Gew. Licht, 38fach . . . . . S. 15
   Plagioklasmosaik (hell), Hornblendeschuppen zu Leisten aggregiert (dunkel).
3. Granat. Gew. Licht, 38fach . . . . . S. 22
   Plagioklas, Hornblende, Erz.
4. Plagioklas-Amphibolit. Gew. Licht, 38fach . . . S. 24
   Plagioklas, Hornblende, Biotit, Erz.
5. Plagioklas-Amphibolit. Gew. Licht, 38fach . . . S. 24
   Hornblende, Plagioklas.
6. Plagioklas-Amphibolit. Gew. Licht, 38fach . . . S. 25
   Hornblende, Plagioklas, Ilmenit.
7. Zoisit-Amphibolit. Gew. Licht, 150fach . . . . S. 28
   Zoisit, Plagioklas.
8. Plagioklas-Amphibolit. Gew. Licht, 150fach . . . S. 25
   Hornblende, Plagioklas.
9. Plagioklas-Amphibolit. Gew. Licht, 150fach . . . S. 25
   Hornblende, Plagioklas.



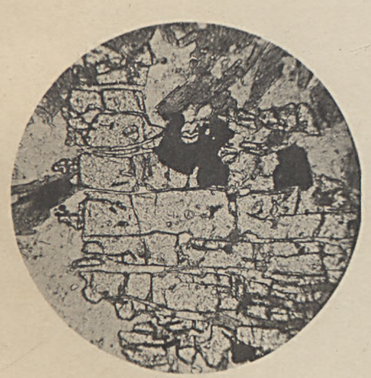
1



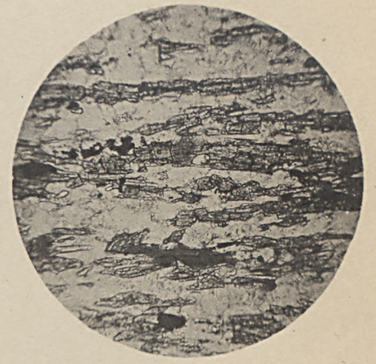
2



7



3



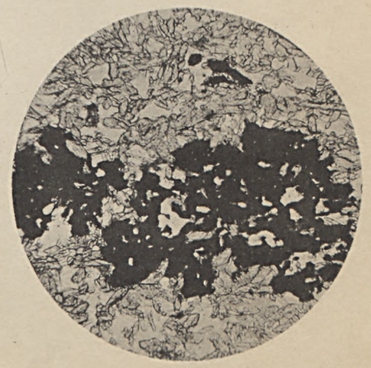
4



8



5



6



9

Lichtdruck von A. Frisch, Berlin W 35.

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

Das Glimmerschiefergebiet von Ruhla

Jahrbuch d. Kgl. Preuß. Geolog. Landesanst. 1910.

von Th. Lange.

Tafel 2.



Lith. Anst. v. Leop. Kraatz, Berlin.

Farben-Erklärung.

Amphibolite insgesamt — Granat-Amphibolit — Chlorit-Amphibolit — Epidot-Amphibolit — Zoisit-Amphibolit — Chloritschiefer — Epidiabas — Glimmerschiefergrenze

Maßstab 1:25000.

Das Glimmerschiefergebiet von Brotterode

Jahrbuch d. Kgl. Preuß. Geolog. Landesanst. 1910.

von Th. Lange.

Tafel 3.

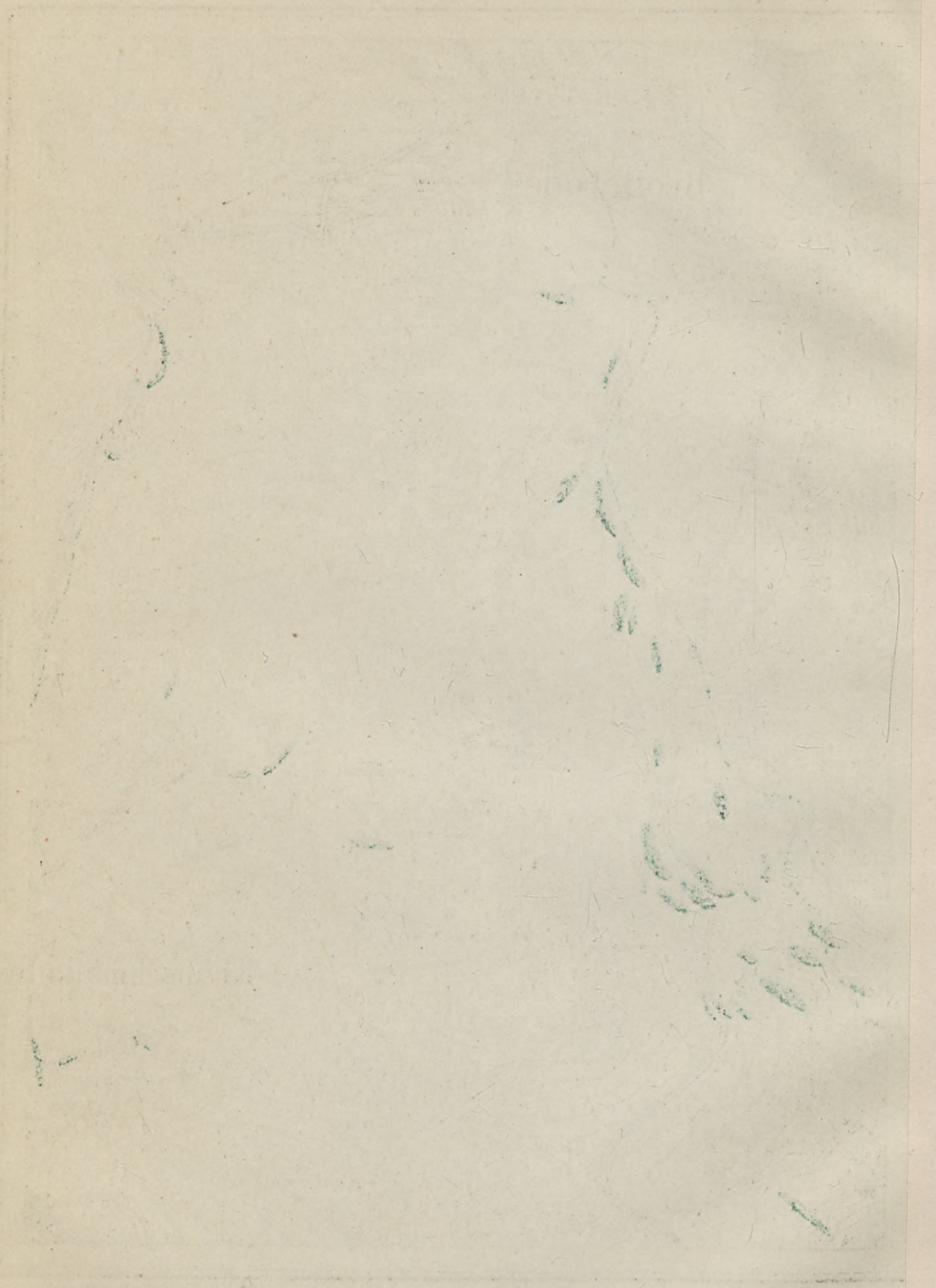


Lith. Anst. v. Leop. Kraatz, Berlin.

Farben-Erklärung.

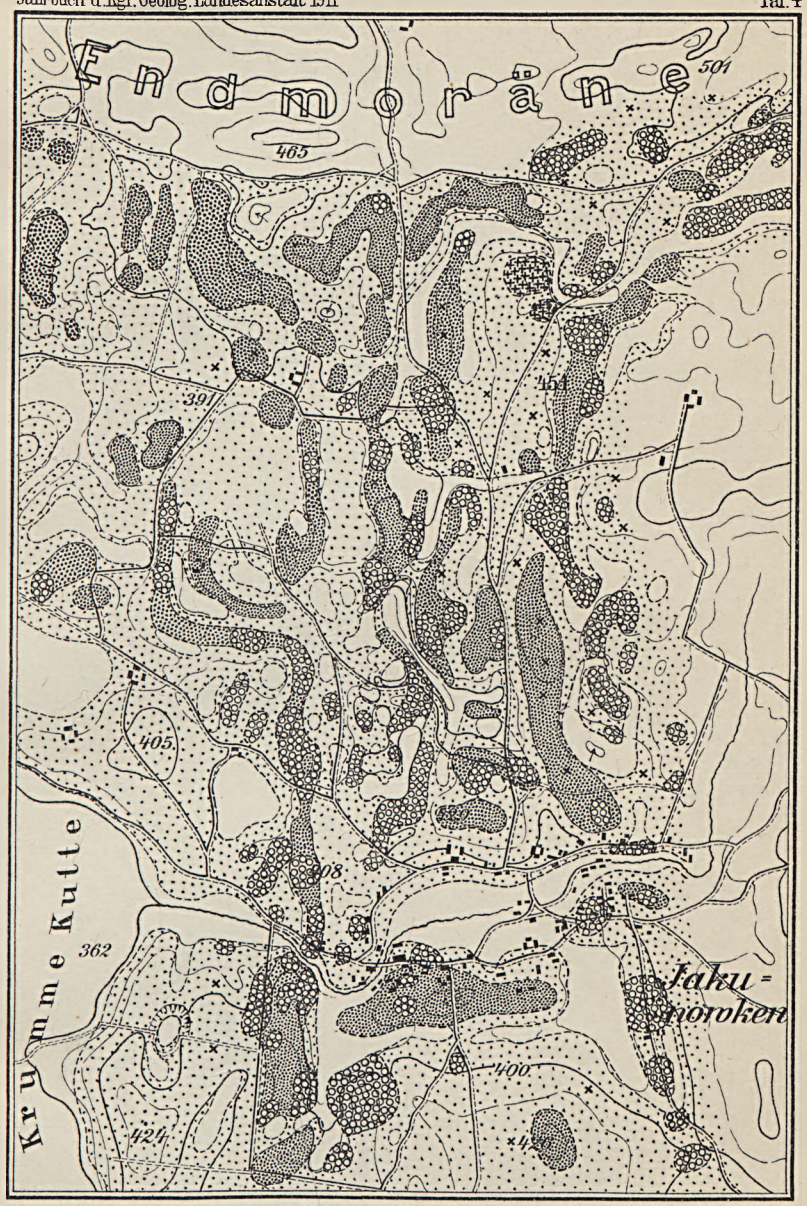
Amphibolite insgesamt — Granat-Amphibolit (g) — Epidot-Amphibolit (ε) — Epidiabas (D) — Glimmerschiefergrenze

Maßstab 1:25000.



Die Kuttener Os-Landschaft

Jahrbuch d. Kgl. Geolog. Landesanstalt 1911 I

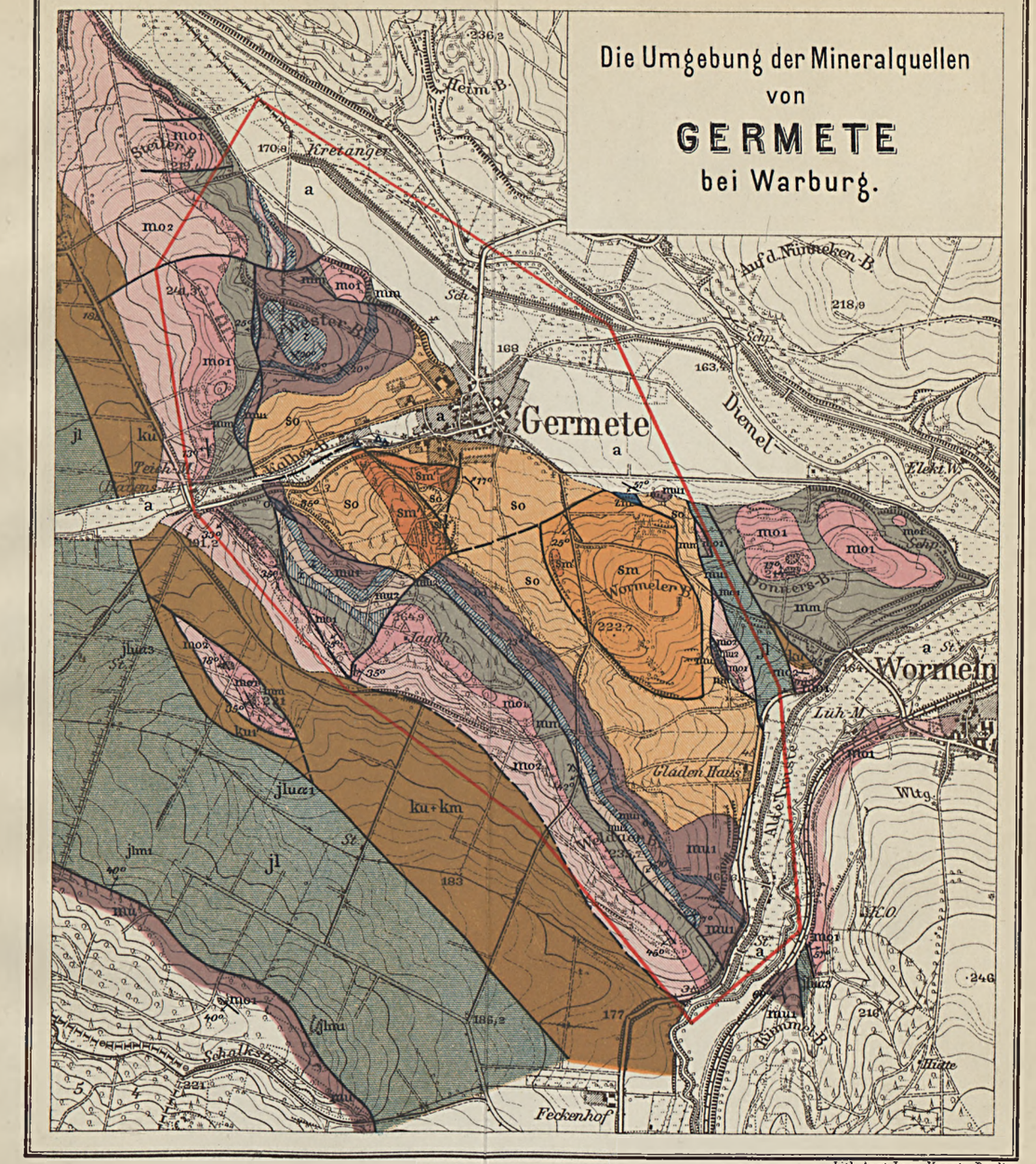


Zeichen - Erklärung

Sand der ebenen Grundflächen | Sand | Kies | Blockpackung | Geschiebe | Alluvium

Maßstab 1:16500

Die Umgebung der Mineralquellen von GERMETE bei Warburg.



Lith. Anst. Leop. Kraatz, Berlin.

Farben-Erklärung

zm	Sm	Sm'	So	mu1			mu2	
Mittlerer Zechstein	Mittlerer Buntsandstein	Bausandstein-zone in Sm	Oberer Buntsandst. (Röt)	Unterer Wellenkalk	Zone der Oolithbänke	Zone der Terebratelbänke	Oberer Wellenkalk	Zone der Schaumkalkbänke

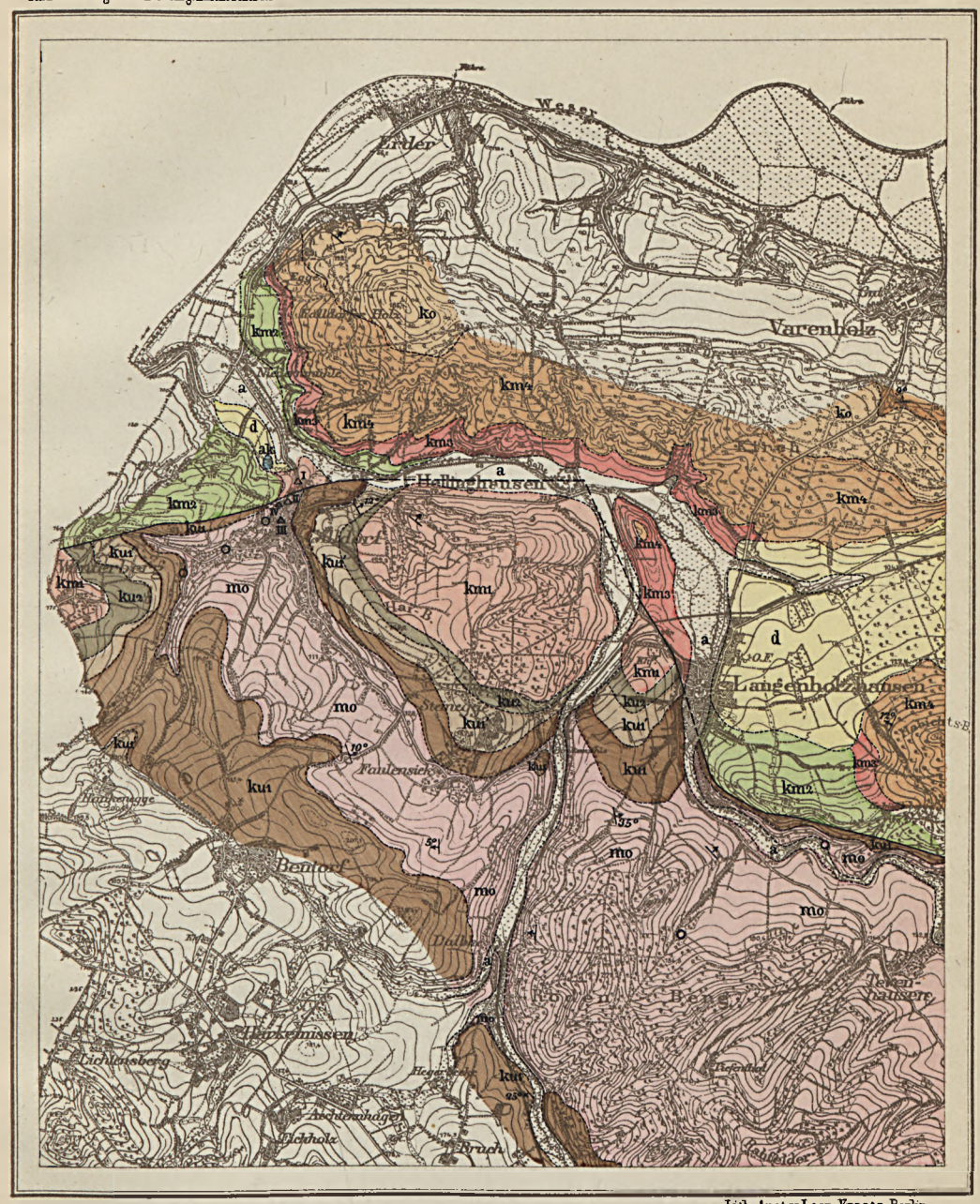
mm	mo1	mo2	ku+km	jl	a			
Mittlerer Muschelkalk	Trochitenkalk	Ceratiten-Schichten	Unterer und Mittlerer Keuper Einschreibung: ku' Sandsteine in ku	Lias mit den Einschreibung.: jlu2, jlu3, jlm1	Alluvium (Talboden)	Rot umgrenzt: Schutzbezirk der Germeter Mineralquellen		Mineralquellen in Germete

Maßstab 1:25000

1000 500 0 500 1000 m

Die Umgebung der Solquellen von Calldorf in Lippe

Jahrbuch d. Kgl. Preuß. Geolog. Landesanst. 1911 I



Farben-Erklärung

Unterer Keuper (Lettenkohlengruppe)

mo	ku1	ku1'	ku2
Oberer Muschelkalk	Untere Letten mit Dolomiten	Hauptletten-kohlensandstein	Obere Letten mit Dolomiten

Mittlerer Keuper (Gipskeuper)

km1	km2	km3	km4	ko
Untere bunte Letten	Schilfsandstein	Ob. bunte Letten („Rote Wand")	Steinmergel-keuper	Oberer Keuper (Rät)

d	a	ak	▵ I-IV
Lehm	Ebener Talboden der Gewässer	Kalktuff bei Calldorf	Solquellen in Calldorf

Maßstab 1 : 50000

1000 500 0 1000 2000 Meter

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

Tafel 7.

Fig. 1. Die brennende Erdgasquelle bei Neuengamme. Nach einer am 8. Nov. 1910 abends 7 Uhr von Herrn Dr. Horn in Hamburg angefertigten photographischen Aufnahme . . . . . S. 163

Fig. 2. *Creseis maxima* Ludw. sp. var. *laxeannulata* in sechsfacher Vergrößerung. Aus dem Mitteloligocän der Hamburger Bohrung XVI auf Kirchwerder (360 m) . . . . . S. 177

Fig. 3. *Creseis maxima* Ludw. sp. var. *denseannulata* in sechsfacher Vergrößerung. Mitteloligocän der Hamburger Bohrung XVI auf Kirchwerder (337,4 m) . . . . . S. 177

Fig. 4. *Creseis maxima* Ludw. sp. var. *laxeannulata* in sechsfacher Vergrößerung. Mitteloligocän der Hamburger Bohrung XVI auf Kirchwerder (360 m) . . . . . S. 177

Fig. 5a—c. *Spirialis carinata* n. sp. in sechsfacher Vergrößerung. Aus dem Mitteloligocän der Bohrung von Breetze (460—490 m). Original in der Sammlung der Geologischen Landesanstalt in Berlin . . . . . S. 178



Phot. Dr. Horn. Fig. 1.



$\frac{6}{1}$

Fig. 3.



$\frac{6}{1}$

Fig. 2.



$\frac{6}{1}$

Fig. 4.



$\frac{6}{1}$

Fig. 5a.



$\frac{6}{1}$

Fig. 5b.



$\frac{6}{1}$

Fig. 5c.

Georg Hoffmann gez.

Lichtdruck von A. Frisch, Berlin W 35.

Eine im Ögelsee (Prov. Brandenburg) plötzlich neu entstandene Insel.

Von Herrn **H. Potonié** in Berlin.

Mit 14 Figuren.

Plötzlich auftauchende neue Inseln sind mehrfach bekannt geworden. Es handelt sich bei den neuen Inseln um Bildungen, die die allerverschiedensten Ursachen haben können.

A. Anorganogene Inseln.

1. Am bekanntesten sind wohl plötzlich entstandene Inseln, die mit einer vulkanischen Tätigkeit in Zusammenhang stehen.

2. Mehr nebenbei sei bemerkt, daß die Herzuführung von Sand, Ton und dergl., die das Wasser mitbringt, an geeigneten Stellen die Bildung von Untiefen im Gefolge haben kann, die schließlich bei besonderer Anhöhung und darauffolgendem niedrigen Wasserstand als Inseln hervortreten können. Es ist klar, daß Inseln dieser Art im allgemeinen nicht in die Kategorie der plötzlich entstandenen Inseln gehören, weil die Herzudriftung des sie zusammensetzenden Sedimentes meist längere Zeit erfordert. Nur ganz gelegentlich bringen ausnahmsweise starke Wasserbewegungen das Sediment so schnell herbei, daß eine mehr plötzliche Untiefenbildung die Folge ist. Dem Wattenmeergebiet der Nordsee vorgelagert finden sich Bänke, die bei Niedrigwasser flache, besonders gern von Seehunden besuchte Inseln sind.

3. Der Vollständigkeit halber wären dann noch die aus Eis gebildeten Inseln (Eisberge, Scholleneis und Eisinseln aus Grundeis: vergl. J. Früh in der Geographischen Zeitschrift 1896, S. 218) zu nennen.

B. Organogene Inseln.

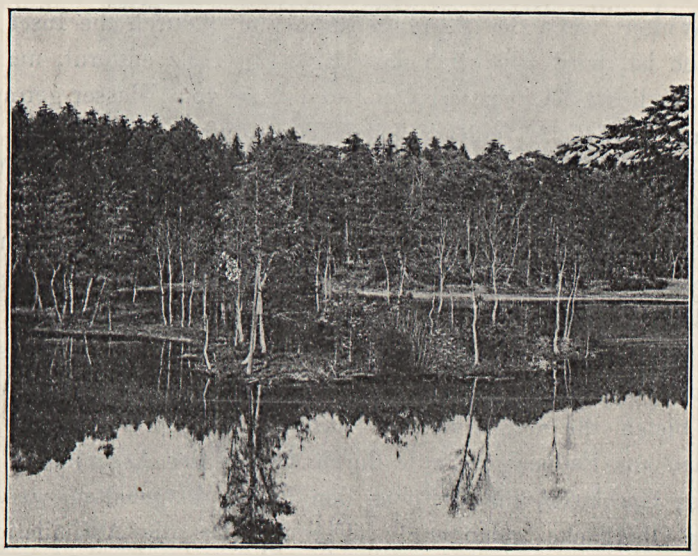
Die folgenden 5 Fälle sind nun wesentlich von den vorausgenannten unterschieden, indem bei den Fällen 4, 5, 6, 7 und 8 Eigentümlichkeiten von Organismen bezw. von organischen Substanzen Bedingungen für die Inselbildung sind.

4. Nicht selten sind in Gewässern, in welche viele pflanzliche Materialien geraten, Ansammlungen von Pflanzen und Pflanzenresten, die unter Umständen bis zu schwimmenden Inseln anwachsen können. Kleinere derartige Bildungen sind unter dem Namen Genistpakete bekannt.

5. Besonders aber beobachtet man begehbare, schwimmende Inseln, entstanden aus Schwingmoorgeländen (als Moore bezeichnen wir Gelände mit Torfboden!), von denen sich Teile von ihrer Verbindung gelöst haben und nun vom Wasser hinweggeführt werden. Wo das Wasser zu stark fließt, um eine Torfbildung aufkommen zu lassen, da können bei üppiger Vegetation, wie besonders in den Tropen und warmen Erdstrichen überhaupt, auch tragfähige Pflanzendecken vom Lande aus ins Wasser hinauswachsen, die sich ebenfalls gelegentlich loslösen, oder auch zur Freihaltung oder Aufmachung einer Durchfahrt künstlich losgerissen zu schwimmenden Insel werden. — In diese Gruppe freischwimmender Vegetationsinseln gehören u. a. die bekannten »Pflanzenbarren« des Nils (die »Sedds«) und die »Rafts« des Mississippi. Bei uns sind freischwimmende Teile von Schwingmooren nicht gerade selten gewesen und kommen auch trotz weitgehender Kultur des Landes noch gelegentlich vor. — Die Plötzlichkeit des Auftretens von Inseln, die unter Nr. 4 u. 5 gemeint sind, beruht nur darin, daß sie schwimmend »plötzlich« an den verschiedensten Stellen sich aufhalten können. Das ist z. B. der Fall mit der schwimmenden Insel, die auf dem Haut-See bei Eisenach vorkommt, (Fig. 1), und die gelegentlich ihren Standort verändert, so daß sie auf dem See also je nach Umständen die verschiedensten Plätze einnimmt. Sie ist u. a. mit Kiefern, Birken und Sträuchern bestanden; es ist begreiflich, daß die Bäume leicht wie Segel wirken. Die ganze Vegetation tendiert zu derjenigen der Zwischenmoore.

Nach einer freundlichen Mitteilung von Herrn Forstmeister Th. Stichling in Frauensee hat die nierenförmige Insel auf dem Hautsee eine größte Länge von 62 m und eine größte Breite von 22 m. Diese Insel ist schon sehr lange bekannt. Der Hautsee wird bereits von Merian in der Topographia Hassiae, sowie 1720 in der Chronik von Frauensee (Pfarreiakten) erwähnt. In der Erdbeschreibung der hessischen Lande casselischen Anteiles von Reg.-

Figur 1.



Die schwimmende Torfinsel auf dem Hautsee bei Eisenach.
(Die Abbildung verdanke ich Herrn Forstmeister Stichling.)

Rat Engelhardt, fürstl. hess. Kriegsrat, Cassel 1778, wird gesagt: »Nahe bei Dönges befindet sich ein See, der Hautsee genannt, der etwa 8 Äcker groß ist und keinen Abzug hat. Auf demselben schwimmt ein flaches Stück Erde oder eine Kruste, die ungefähr einen Acker groß und mit Büschen bewachsen, aber beweglich ist und vom Winde hin und her getrieben wird, von welcher Erdrinde oder Haut derselbe See den Namen erhalten haben mag.« In der ältesten Beschreibung des Frauenseer Forstes

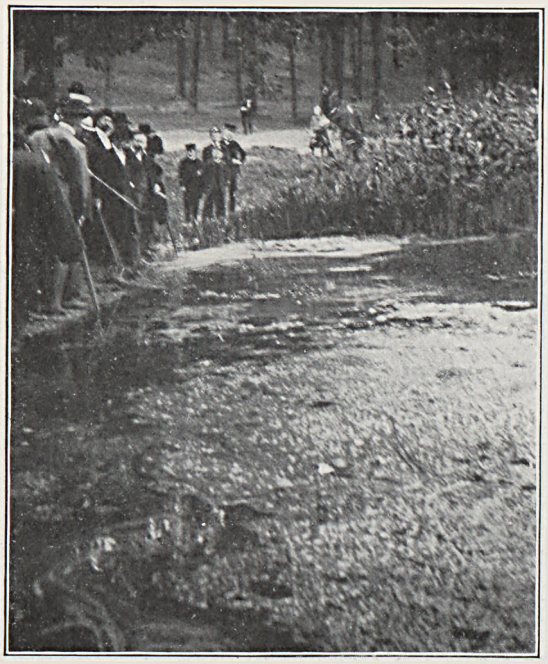
vom Jahre 1797 wird der Hautsee auch aufgeführt und gesagt, daß auf der schwimmenden Insel Birken wachsen, welche 4—5 Zoll im Durchschnitt halten. Das Schwimmen der Insel erfolgt nur bei hohem Wasserstande und bei stärkerem Winde. Ist dagegen der Wasserstand niedrig, so bleibt die Insel unbeweglich stehen und dann kann es bei längerem Liegenbleiben vorkommen, daß die Insel festwächst, wie dieses im Jahre 1834 der Fall war, in welchem Jahre die Insel durch Abstich eines Teiles wieder flott gemacht werden mußte, was damals 20 Taler Kosten verursachte. »Im Winter, wenn der See zugefroren und dadurch die Insel zugänglich ist, wird alljährlich das eingängige Holz entfernt, um die Insel möglichst leicht zu erhalten, so daß sie vom Wasser getragen wird und nicht etwa eines schönen Tages infolge Überlastung für immer in die Fluten des Hautsees versinkt« (Stichling). — Weitere Beispiele wurden von Früh zusammengestellt[1]).

6. Die Befürchtung, daß die Insel des Hautsees einmal durch Überbelastung untersinken könne, ist in der Tat berechtigt. Es gibt periodisch auftauchende Pflanzeninseln, die darauf hinweisen. Sie sind, oder besser gesagt, waren nicht gar zu selten. Eine sehr gute und bequem oft zu gewinnende Anschauung über diesen Vorgang bieten die »Algenwatten« unserer ruhigen Gewässer. Sie bestehen aus Fadenalgen, »die durch die bei der Assimilation gebildeten Gasblasen, die zwischen den Fäden festgehalten werden, an die Oberfläche gelangen«[2]) (Fig. 2). Da die Assimilations- und Atemtätigkeit der Pflanzen und damit ihre Gasproduktion in ihrer Intensität von den Witterungs- und Beleuchtungsverhältnissen abhängig ist, so spielen diese Bedingungen auch bei dem Verhalten von Pflanzeninseln eine Rolle. Dann aber sind bei periodisch oder gelegentlich auftauchenden und wieder ins Wasser sinkenden Vegetationsinseln oder Inseln aus Pflanzenmaterial und Torf auch Zersetzungsgase in Betracht zu ziehen und diese sogar in erster Linie. Auch ihre Entwicklung ist von Witterungsverhältnissen

[1]) Früh in Früh und Schröter, Die Moore der Schweiz. Bern 1904, S. 58, 59.

[2]) Potonié, Die rezenten Kaustobiolithe und ihre Lagerstätten. Band I: Die Sapropelite. Berlin 1908, S. 88 und Fig. 11 auf S. 87.

Figur 2.



W = Algenwatte am Südufer der Krummen Lanke bei Berlin.
(Aus Potonié 1908.)

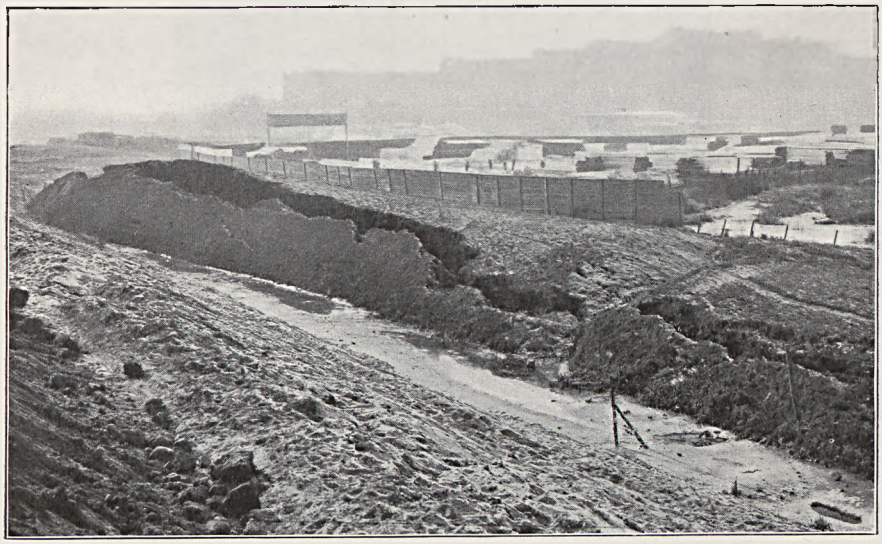
Figur 3.



Periodisch auftauchende Torfinsel im Zahren-See bei Dabelow (Mecklenburg).
(Nach einer Photographie von Herrn Bezirksgeologen Dr. Schulte.)

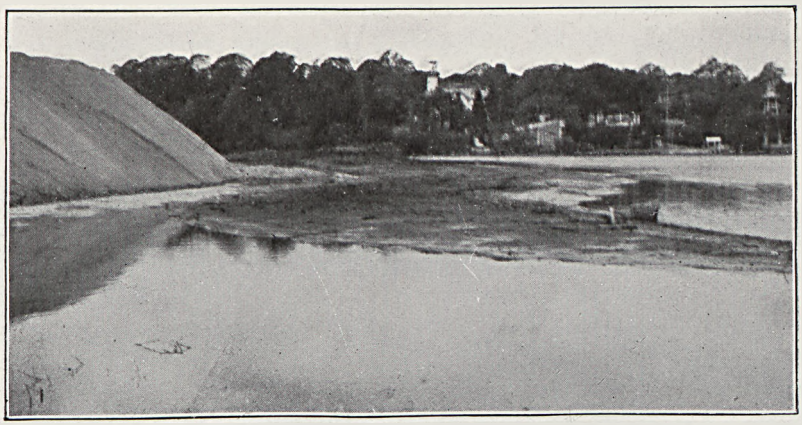
Zu Seite 192.

Figur 4.



Auf der Sattellinie aufgerissener Torfsattel, entstanden durch künstliche Aufpressung des links geschütteten Dammes.
Gelände des jetzigen Stadtparks von Schöneberg bei Berlin.

Figur 5.



Sapropelit-Insel im Stößensee, entstanden durch den künstlichen Sanddamm links, der die Insel emporgepreßt hat.
(Aus Potonié 1908.)

abhängig. Ein Beispiel hierfür verdanke ich Herrn Bezirksgeologen Dr. L. SCHULTE, der mir das Folgende schreibt: »Während meiner geologischen Aufnahmetätigkeit in dem preußisch-mecklenburgischen Grenzgebiete wurde ich durch Ortsangesessene darauf aufmerksam gemacht, daß zu gewissen Zeiten inmitten des kleinen, nordwestlich von Lychen bei dem Dorfe Dabelow gelegenen Zahrensees eine kleine Insel zum Vorschein käme (Fig. 3) und bald darauf wieder verschwände. Auf die Nachricht, daß die Insel gerade sichtbar sei, begab ich mich an das Seeufer und konnte von hier aus in der Tat eine inselartig aus dem Wasser hervorragende, sonst nicht sichtbare Anschwellung beobachten. Leider konnte ich Näheres über die Beschaffenheit der Insel und ihren Pflanzenbestand — es schienen Baumstubben darauf zu stehen — nicht ermitteln, da kein Fahrzeug auf dem See vorhanden war; ich mußte mich daher mit einer photographischen Aufnahme der Erscheinung begnügen. Es wurde mir versichert, daß zur Zeit der Aufnahme die Insel bereits im Verschwinden begriffen, ihre Größe vorher weit bedeutender gewesen sei. Der Zahrensee ist der letzte unvertorfte Rest einer größeren mit Flachmoortorf erfüllten Senke; an seinem Rande ist er von einer *Phragmites*-Zone umgeben.« Das Bild Fig. 3 zeigt vorn einen Bestand von *Juncus conglomeratus*. Aus dem Wasser auf der Insel ragen spitze Baumstubben hervor, wie sie in Torflagern charakteristisch sind.

Erscheinungen, wie die eben geschilderten, sind durchaus nicht selten. So gibt es — um noch ein Beispiel zu nennen — eine periodisch versinkende Insel im Ilfungsee in Livland. Sie ist von sehr viel größeren Dimensionen als die Insel im Zahrensee. In dem genannten See Livlands liegt eine ziemlich große, flache Insel, die einen Rasen trägt, der im Sommer als Heu geerntet wird. Die Insel kann also von Menschen betreten werden. Will man aber im Herbst, etwa zu Ende Oktober oder Anfang November, der Insel einen Besuch abstatten, dann ist sie verschwunden. In jedem Frühjahr erscheint die Insel an derselben Stelle des Sees an der Oberfläche. Als Ursache wird eine Gasansammlung im Boden der Insel beim Eintritt der Wärme im Frühjahr angenommen. Das Gas hebt die Insel aus dem Wasser empor. Mit Eintritt der

Kälte im Spätherbst hört die Ansammlung des Gases auf. (Vergl. auch Früh, l. c. 1904, S. 59, 60.)

Aufsteigende und niedersinkende Torfinseln sind u. a. auch in der Deime bei Schelecken östlich von Labiau in Ostpreußen beobachtet worden.

7. Bei der Beweglichkeit des Moorbodens wird er leicht aufgepreßt, wenn ein einseitiger Druck stattfindet, z. B. durch eine Beschüttung mit Dünensand oder dergl. Es können dadurch Moorgeländestrecken, die mehr oder minder unter das Wasser geraten sind, teilweise aufgepreßt werden, so daß dann in dem Wasser ebenfalls eine Insel vorhanden ist. Dieser Fall ist aber gegenüber den frei schwimmenden Inseln ein untergeordneter. J. Klinge erwähnt eine solche in einem Teich »durch den Druck des umgebenden Moores« erfolgte Aufpressung, die in trockenen Jahren als Insel hervortritt[1]).

Aufpressungen von Torflagern, die jedoch bei mangelndem offenem Wasser keine Inseln werden, sind aber häufig (Fig. 4). Häufiger sind jedoch naturgemäß inselförmige Aufpressungen von Sapropelit, weil dieser ja von vornherein seine Lagerstätte unter offenem Wasser hat. Auf künstliche derartige Aufpressungen und zwar im Stößensee (einer Bucht der Havel südlich Spandau) habe ich früher einmal aufmerksam zu machen Gelegenheit gehabt und dort auch eine Abbildung geboten, die ich hier noch einmal wiedergebe (Fig. 5)[2]). Ein Sanddamm, der für den Bau der Döberitzer Heerstraße durch den Stößensee geschüttet worden war, hatte auf beiden Seiten des Dammes eine Sapropelitinsel emporgepreßt. Freilich waren die Inseln bei der schlammigen Konsistenz des Sapropelits nicht begehbar.

8. Schließlich können auch Gasmassen, die sich bei der Zersetzung organischer Substanzen entwickeln, mehr oder minder dauernde Bodenhebungen in Gewässern verursachen. Es ist be-

---

[1]) Klinge, Über den Einfluß der mittleren Windrichtung auf das Verwachsen der Gewässer. Engler's Botan. Jahrbücher 1890.

[2]) Potonié, Die rezenten Kaustobiolithe und ihre Lagerstätten. Band I: Die Sapropelite. Berlin (Kgl. Geologische Landesanstalt) 1908, S. 136 und Fig. 17.

greiflich, daß auch hier der Torf eine Rolle spielen kann. Aber daneben, und in offenen Gewässern weit häufiger als Torf, ist ein von den echten Wasserorganismen und zwar insbesondere den Kleinorganismen des Wassers (unter denen in unserem Falle das Plankton eine große Rolle spielt) erzeugter Schlamm, der aus den auf den Boden geratenden und befindlichen abgestorbenen Individuen entsteht. Diese zersetzen sich nur dann vollständig (verwesen), wenn das Wasser genügenden Sauerstoff herzuführt, wenn es also hinreichende Bewegung besitzt. Wo das nicht der Fall ist, sondern das Wasser mehr oder minder stagniert, bleibt von den sich zersetzenden Organismen ein brennbarer Teil zurück als ein breiiger Schlamm: Faulschlamm (Sapropel). Der Faulschlamm kann sich nun im Verlauf der Jahre, Jahrhunderte und Jahrtausende derartig anhäufen, daß selbst ursprünglich tiefe Seen schließlich dadurch der Verlandung entgegengehen, daß der Faulschlamm, wenn seine Oberfläche nur noch wenig vom Wasserspiegel entfernt ist, in der Lage ist, den Boden für eine Sumpfpflanzen-Gemeinschaft zu bilden, die den ursprünglichen See besetzt und ihn durch Torfbildung schließlich zum Erlöschen bringt[1]). Bevor es aber so weit kommt, d. h. so lange also noch eine offene Wasserfläche vorhanden ist, vermag unter bestimmten, weiter unten noch näher angegebenen Umständen ein Stück des Bodens solcher Seen emporzutauchen, mit anderen Worten eine Insel zu bilden.

Eine Insel, die zweifellos durch die im Faulschlamm entstandenen Zersetzungsgase emporgetrieben ist, entstand am 17. Mai 1807 in der Havel zwischen dem Pichelsdorfer Werder und dem Westufer der Havel. Ein Bericht über diese Insel findet sich bei v. Hoff unter dem Titel »Einige Bemerkungen über eine in der Havel entstandene Insel«, der erschienen ist in der »Gesellschaft naturforschender Freunde zu Berlin Magazin für die neuesten Entdeckungen in der gesamten Naturkunde« von 1807[2]). Nach diesem

---

[1]) Ausführlicheres darüber werde ich in dem 2. Bande, der 1911 erscheinen soll, meiner Arbeit »Die rezenten Kaustobiolithe und ihre Lagerstätten« bringen.

[2]) Vergl. auch Karl Ernst Adolf v. Hoff, Geschichte der durch Überlieferung nachgewiesenen natürlichen Veränderungen der Erdoberfläche. II. Teil. Gotha 1824. S. 304 ff.

Bericht war die Oberfläche der Insel zunächst elastisch und wurde durch Stampfen erschüttert, eine Angabe, die durch die Annahme von Faulschlamm enthaltendem Boden verständlich wird. Auf der Insel haben Fische gelegen, auch Krebse sollen gefunden sein, die mit emporgebracht worden waren. Ferner war sie bedeckt mit Schnecken, Muscheln und Wasserpflanzen. »Das Ganze — sagt v. Hoff — hat in seiner Länge 47, in seiner größten Breite 12 Schritte, und besteht aus einem flachen Sandhaufen, der sich da, wo er am höchsten ist, nicht viel mehr als 3 Fuß über dem Wasserspiegel erhebt. An seinem östlichen Rande ist er am höchsten, und etwas steiler abgeschnitten, als an den übrigen sich ganz sanft verflachenden Seiten.« An der Stelle der Insel soll sich vorher eine tiefe Stelle des Stromes befunden haben, die von den Schiffern wegen ihrer beträchtlichen Tiefe der »Sack« genannt wurde. Ausdrücklich betont v. Hoff, daß die erwähnte, etwas südlich von Pichelsdorf gelegene Insel »wirklich aus einem Stück des Flußgrundes« besteht, welcher sich in senkrechter Richtung von unten herauf über den Spiegel des Wassers erhoben hat. Dabei wurde ein dort liegendes Floß zum Teil mitgehoben. Der genannte Autor vermochte über die Ursache der Entstehung der Insel nur entfernte Vermutungen auszusprechen. »Vielleicht — sagt er u. a. — steht die Erhebung der Insel, ... die Gewitter und Stürme des 17. Mai, die wir auch hier in Berlin hatten, mit anderen Begebenheiten auf der Erde und in der Atmosphäre in Verbindung, wie dieses bei vielen ähnlichen Ereignissen der Fall gewesen ist.«

Eingehend Bezug genommen auf diese Insel hat dann auch u. a. K. F. Klöden[1]). Er möchte die Entstehung dieser Insel und ähnlicher mit Kräften in Zusammenhang bringen, »welche unstreitig mit denen nahe zusammenhangen, welche sich in den Erdbeben tätig erweisen«. Davon, daß Erdbeben in Frage kämen, kann nach unseren heutigen Erfahrungen und Ansichten in den fraglichen Gebieten nicht die Rede sein. Die Pichelsdorfer Insel — sie wurde damals Pfingst-Insel genannt, weil sie zu Pfingsten

[1]) Klöden, Beiträge zur mineralogischen und geognostischen Kenntnis der Mark Brandenburg. 10. Stück. (Programm der Gewerbeschule.) Berlin 1837.

entstanden war — ist nicht wieder verschwunden, sondern war 1823 eine in Gebrauch genommene Wiese geworden[1]). Auch KLÖDEN berichtet 1837 von ihrem Vorhandensein. Heute ist die Havelstrecke mit der Pfingst-Insel soweit durch Regulierung verändert, daß die Stelle, wo sie sich befand, nur noch umständlich zu ermitteln ist.

KLÖDEN teilt noch einen weiteren Fall mit: »In der Gegend von Dreetz bei Neustadt a. d. Dosse liegt ein See, dessen Tiefe etwa 11 Fuß beträgt, am oberen Teile, wo der Rhin hineinfällt, hatte sich ein Kolk gebildet, von etwa 14 Fuß Tiefe. Am Abend des 25. Aprils 1832 konnten die Schiffer mit ihren Rudern den Grund des Kolkes noch nicht erreichen. In der Nacht war an dieser Stelle unbemerkt eine Insel entstanden von 5 Ruten Länge, $2^1/_3$ Ruten Breite und ragte mehr als 2 Fuß über den Wasserspiegel empor, der gerade sehr niedrig war. Das Erdreich bestand aus Moor mit Sand gemengt, und war so weich, daß man, ohne einzusinken, nicht darauf treten konnte. . . . . Später wurde sie so fest, daß man darauf gehen konnte. . . . . Im Junius 1832 war nur noch ein kleiner Teil über dem Wasser zu sehen und im August war sie ganz von Wasser bedeckt, und nur als Untiefe vorhanden.«

Emporwölbungen, die aber die Wasseroberfläche nicht erreichten, mögen in Norddeutschland vielfach vorgekommen sein, aber sie sind unbemerkt geblieben oder nur Fischern und Schiffern bekannt geworden, weil dann diese Erscheinungen nicht augenfällig sind.

Von den Mitteilungen über plötzlich entstandene neue Inseln ist auch diejenige von LUDWIG MEYN bemerkenswert[2]). Es handelt sich um eine am 2. Oktober 1852 entstandene Insel, die während eines »ungemein heftigen Orkanes« in dem Cleveetzer See bei Plön plötzlich emporgetaucht war, und zwar an derselben Stelle,

---

[1]) v. HOFF, a. a. O. 1824, S. 305.

[2]) MEYN, Eine neue Insel in Norddeutschland (Zeitschrift der Deutschen geologischen Gesellschaft). Berlin 1852.

wo 50 Jahre zuvor schon einmal eine solche aufgetaucht war, wenigstens ist es wahrscheinlich oder, wie Meyn sich ausdrückt, »erscheint es als Tatsache, daß die neue Insel während des Orkanes am Abend oder in der Nacht entstanden ist«. Die Insel hatte anfangs mehr als 4 Fuß hoch über dem Wasser herausgeragt, an einer Stelle, die vorher 12 Fuß tief war. Ihre Größe gibt Meyn auf 100 Fuß Länge und 70 Fuß Breite an, ihre Form als eirund und leicht gewölbt. Nach den Angaben Meyn's scheint es sich um Torf gehandelt zu haben, in den er »bis an die Knöchel einsank«. Wie er meint, müsse der Torf durch eine Landsenkung unter das Wasser geraten sein. Um eine schwimmende Moor-Insel, die versunken sei, könne es sich wegen der dagegen sprechenden Beschaffenheit der Uferstrecke, die nur eine sehr untergeordnete Moorbildung zeige, nicht handeln; auch spräche die Mächtigkeit von 16 Fuß gegen eine ursprünglich schwimmende Insel. Über die ursprüngliche Beschaffenheit der Insel ist Sicheres nicht zu ermitteln gewesen. Meyn sagt nämlich (S. 590): »Von der ellipsoidischen Aufblähung, in deren Gestalt die Insel ursprünglich erschien, ist die südwestliche Seite völlig eingeschlagen und nur der nordöstliche Rand stehen geblieben, der nun eine Art von Zirkus bildet und die steilen noch 2—3 Fuß aus dem Wasser hervorragenden Abstürze gegen das Zentrum wendet, während eine gelinde Böschung in abgewendeter Richtung sich unter das Wasser senkt, wie sie ursprünglich rings umher gewesen sein soll.« Aus diesem »sein soll« geht hervor, daß es sich auch von vornherein so verhalten haben könnte, wie es Meyn vorfand, als er die Insel 19 Tage nach ihrem Entstehen besuchte, also auch im wesentlichen ebenso gestaltet, wie ursprünglich die Pfingst-Insel und, wie wir sehen werden, die Oktober 1910 entstandene Insel im Ögelsee mit einer Steilküste und einer Flachküste. Meyn spricht sogar von »tiefen radialen Spalten und Schründen«, welche »den aufstrebenden Ring scheinbarer Felsen zerbrechen«. So »gleicht — sagt er — die Insel, wenn man Kleines mit Großem vergleichen darf, einem Erhebungskrater«. In großen Spalten aufzureißen, wenn ein Torflager stark aufgewölbt wird, ist allerdings

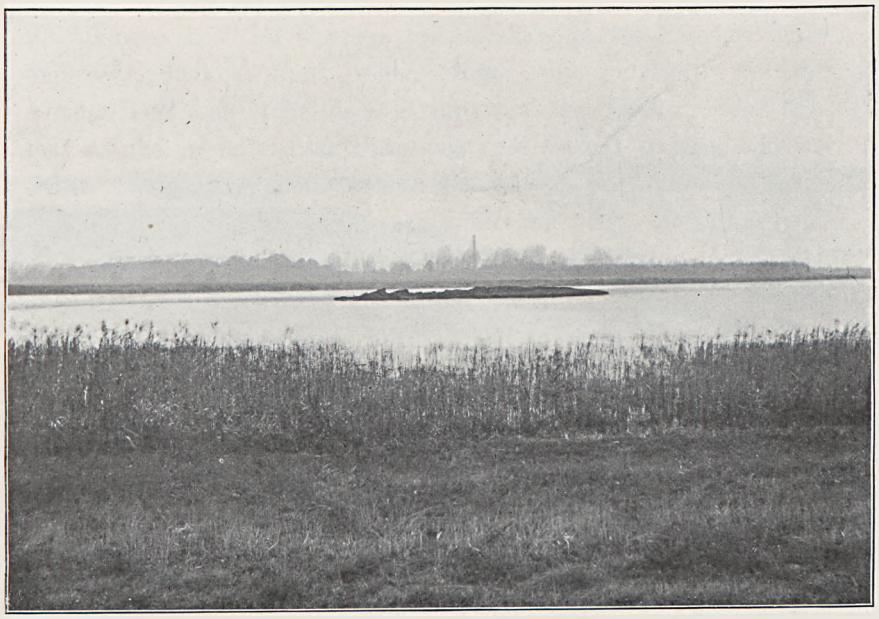
eine regelmäßige Eigentümlichkeit derselben (vergl. unsere Fig. 4). MEYN exemplifiziert dies mit den Worten: »Mehrfach ist es in neuerer Zeit in Holstein vorgekommen, daß man Eisenbahn- und Chaussee-Dämme quer über die Moore geschüttet hat. Wenn dann der Dammkörper einsinkend und sich mit seinen natürlichen Böschungen unter das Moor schiebend dieses emporhob, dann hat dasselbe sich jedesmal nicht zerstückelt, sondern mit wenigen breiten und tiefen Spalten geöffnet, wie es die große Kohäsion vorschreibt, die auch das weichste Torfmoor durch die noch immer eingewebten Fasern dem Zerreißen in die Quere entgegensetzt.« MEYN hält einen Gasausbruch, wahrscheinlich von Kohlensäure, für die Ursache der Entstehung der Insel, aber er sucht die Quelle des Gases nicht in dem kaustobiolithischen Material des Seegrundes, sondern es bleibe »nur übrig, einen Gasausbruch anzunehmen, welcher aus der Tiefe der Erde gekommen« sei. Da (MEYN, l. c., S. 603—604) Norddeutschland »keine einzige stets geöffnete Kohlensäurequelle, keinen einzigen wahren Säuerling« habe, so müsse die Kohlensäure hier »zu gelegentlichen gewaltsamen Ausbrüchen berufen sein«. »Als die Punkte ihrer Ausströmung wird sie aber dann am liebsten die tiefen Landseen des Gebietes wählen, welche den geringsten Druck entgegensetzen, besonders aber wird sie denjenigen Landseen und Vertiefungen zuströmen müssen, welche mit den Spalten des unterliegenden festen Felsgebäudes in der nächsten Verbindung stehen.« MEYN ist bestrebt, die ihm bekannt gewordenen anderen Fälle der Ansicht anzupassen, die sich ihm durch Kenntnis der Insel im Cleveetzer See gebildet hat. Seine Erklärung ist danach in der Beziehung den Erklärungen von v. HOFF, KLÖDEN u. a. an die Seite zu stellen, als sie alle die Quelle des Gases bezw. die Ursache der Insel-Bildungen nicht in kaustobiolithischen Materialien der Seen selbst, sondern weitab suchen. Inwieweit sich unter dem Torf Sapropelit befindet, geht aus MEYN's Beschreibung nicht hervor, aber bei der Erwähnung einer neu entstandenen Insel in dem Krümelschen Arme der Müritz, die von ERNST BOLL angegeben wird, spricht er die Vermutung aus, daß die von BOLL in einer Spalte angegebene

»Mergel-Erde« das Vorhandensein von »weißer, grauer oder brauner Leber« verrate, Volksbezeichnungen, die für Sapropelite üblich sind[1]). In einem anderen Falle, den ursprünglich J. C. Krückmann angegeben hat, nämlich der Entstehung einer kleinen Insel am 21. April 1837 in einem kleinen See bei Güstrow in Mecklenburg, wird der Boden dieses Sees als »mit einer weichen, grünlichschwarzen Masse bedeckt« angegeben, »welche deutliche Spuren des vegetabilischen Ursprunges zeigt, geschichtet ist, mit Flamme brennt und $^1/_5$ bis $^1/_4$ Asche hinterläßt«. (Meyn, l. c. S. 594.) Nach dieser Angabe dürfte es sich hier sicher um einen Sapropelit handeln. Hätte Meyn hier eingehakt und die Eigenschaften der Sapropelite studiert, die ungemein viel Gas, namentlich im ersten Stadium ihrer Zersetzung, ergeben, und hätte er Bohrversuche gemacht, um die sehr beträchtliche Mächtigkeit wahrzunehmen, in der Sapropelite auftreten können, so würde er wohl die Gasquelle wo anders, nämlich im Sapropelit selbst gesucht und gefunden haben. Aber die Kenntnisse über die rezenten Kaustobiolithe waren ja damals noch unzureichende. Es wäre interessant, den Fall im Cleveetzer See u. a. durch Anstellung von Bohrungen nachzuuntersuchen, um aufzuklären, inwieweit auch hier Sapropelite eine Hauptrolle spielen; denn es steht nach den zur Verfügung stehenden Angaben nicht sicher fest, ob nicht auch, oder mehr oder minder vorwiegend, oder ausschließlich Torfgase in Frage kommen. v. Hoff hatte angegeben, daß die 1803 an derselben Stelle im Cleveetzer See hervorgegangene Insel aus dem gleichen Sande bestehe wie der Grund des Sees »mit Stücken von Torf bedeckt«. Die Torfstücke sind für Meyn aus dem Kraterloch herausgeworfen. Von dem Sand sagt er: »wahrscheinlich war das Torfmoor mit einer dünnen Sandlage bedeckt«. Auch hier hätten wir daher eventl. Ähnliches wie bei der Pfingst- und Ögel-Insel, wie das aus dem Nachstehenden hervorgehen wird.

Wie Tagesblätter berichteten, ist nämlich in der Nacht vom

[1]) Vergl. diesbezügl. Potonié a. a. O.: Die Sapropelite 1908, S. 155.

Figur 10.



Ögel-Insel vom Ufer aus gesehen.
(Photographische Aufnahme von Herrn Otto Roth.)

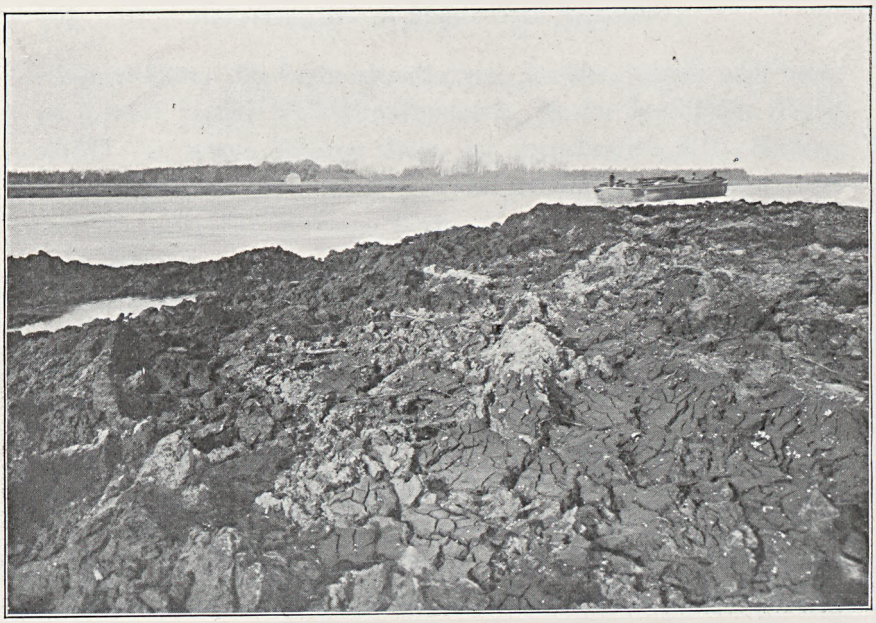
Figur 11.



**Ögel-Insel vom Südosten, vom Wasser aus gesehen.
Sie zeigt vorn den langsam abfallenden ursprünglichen Seeboden,
dahinter die zerklüftete Westküste.**
(Nach einer photographischen Aufnahme von Herrn Otto Roth.)

Zu Seite 199.

Figur 12.



Auf der Ögel-Insel, westlicher Teil.
(Nach einer photographischen Aufnahme von Herrn Otto Roth.)

Figur 13.



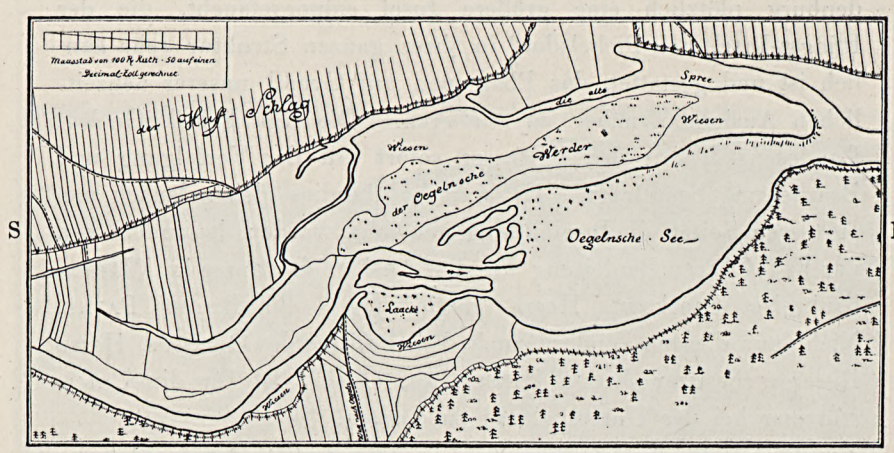
Auf der Ogel-Insel, östlicher Teil: Seeboden mit Mollusken-Schalen.
(Nach einer photographischen Aufnahme von Herrn Otto Roth.)

23. Oktober 1910 im Ögelsee bei Beeskow in der Provinz Brandenburg plötzlich eine größere Insel emporgetaucht, die der Pfingst-Insel bei Pichelsdorf in ihrer ganzen Struktur sehr ähnlich ist und gestattet, das Phänomen auf Grund unserer neuzeitlichen Ansichten näher zu studieren. Die Kgl. Preuß. Geolog. Landesanstalt hat den Verfasser sofort mit der Verfolgung und Bearbeitung beauftragt. Es war ihr überdies gleich danach von mehreren Seiten die Inselbildung gemeldet worden, besonders von der Kgl. Oberen Bauleitung für den Ausbau der Spree im Wasserbaukreise Beeskow, Herrn Regierungs- und Baurat Papke. Nicht nur diesem, sondern auch dem Besitzer des Ögelsees, Herrn Rittergutsbesitzer Jacob Hirsch auf Ögeln, ist für die Unterstützung bei der Untersuchung zu danken.

Unsere Karten, die Figuren 6, 7 u. 8 geben Auskünfte über das Gelände um den See und über den See selbst vor und nach der Entstehung der Insel. Je nach dem Wasserstande ist die Insel natürlich verschieden groß, auf der Karte Figur 8 hat sie eine Länge von 66 m und eine größte Breite von 36 m. Das Profil Figur 9 gelegt durch die Linie a—b des Kärtchens Figur 8 veranschaulicht die Verschiedenheit in den Seentiefen vor Entstehung der Insel und nach ihrer Bildung. Die Figuren 10 bis 13 habe ich von Herrn Verlagsbuchhändler Otto Roth anfertigen lassen, der mich freundlichst zur Insel begleitet hat. Die Figuren 10 und 11 geben ein Gesamtbild von der Insel, die Figuren 12 und 13 von ihrer Oberfläche.

Die in Rede stehende Insel dürfte durch Gase emporgehoben worden sein, die sich in dem stark mit Faulschlamm untermengten Boden, dem Sapropelit, gebildet haben. Immerhin muß aber noch etwas Besonderes hinzukommen, was diese Gase bis auf weiteres festgehalten und am allmählichen Austreten verhindert hat. Als ich kurz nach ihrer Entstehung, nämlich am 4. November, die Insel zum ersten Male besuchte, waren durch Einstecken eines Stockes am Rande der Insel noch leicht größere Quantitäten des brennbaren Gases (also gewiß namentlich Methan, Sumpfgas) zu gewinnen. Man sieht in stagnierenden, Sapropelit führenden Ge-

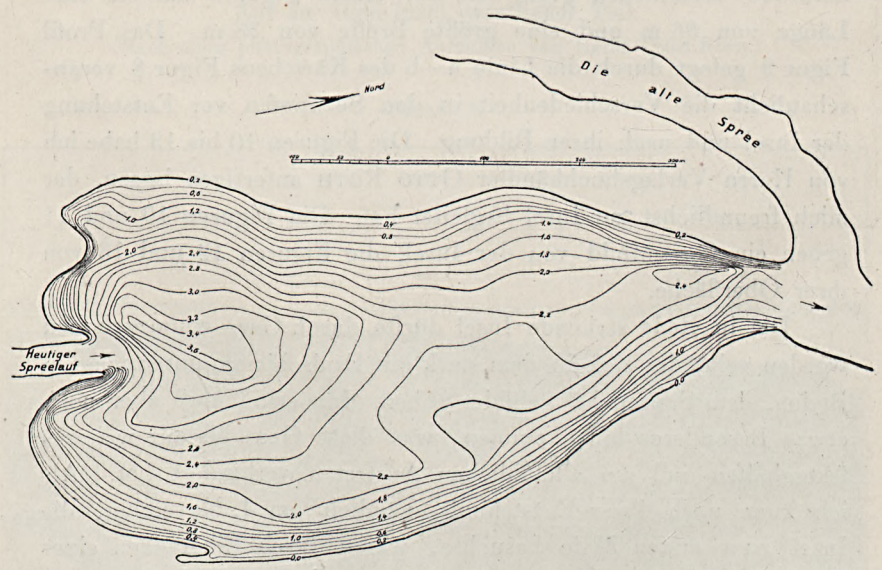
Figur 6.



S N

Ausschnitt aus einer Karte von 1776 und 1777 mit dem Ögelsee.

Figur 7.

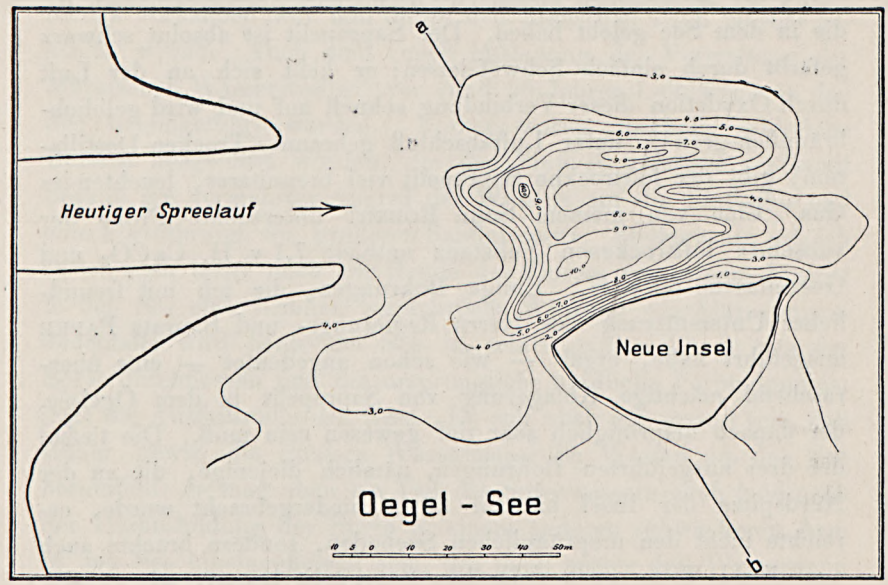


Der Ögelsee mit eingetragenen Isobathen.

(Die Karte verdanke ich Herrn Regierungs- und Baurat Papke.)

wässern die Gase in einzelnen Blasen regelmäßig, namentlich natürlich in der warmen Jahreszeit, emporsteigen, aber sie würden im Untergrunde festgehalten werden können zusammen mit den sich später bildenden Gasmassen, wenn es gelänge, den See mit einem dichten Deckel abzuschließen. Das hat nun die Natur mit dem Ögelsee besorgt. Nach der ganzen Gestaltung des umgebenden

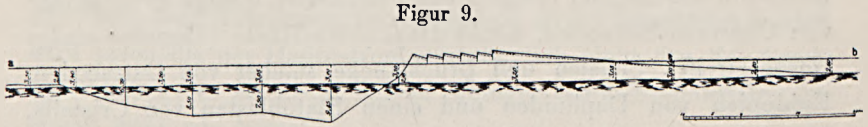
Figur 8.



Kärtchen eines Teiles des Ögelsees mit der neuen Insel und den durch die Inselbildung veränderten Isobathen.

(Das Kärtchen verdanke ich Herrn Regierungs- und Baurat Papke.)

Figur 9.



Profil in Richtung der Linie a—b des Kärtchens Figur 8.

Es zeigt die nach der Insel-Entstehung gewonnene größere Seetiefe im Westen der Insel usw. (Das Profil verdanke ich Herrn Regierungs- und Baurat Papke; ich habe nur die Zerklüftung im Westteil der Insel als Staffelbrüche zeichnen und bei der Insel die Sandbedeckung des Sapropelits andeuten lassen.)

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Geländes umfloß ursprünglich die von Süden kommende Spree den See mindestens in ihrem wesentlichen Teil im Westen und hing im Norden durch eine schmale Wasserverbindung mit dem See zusammen, der daher ein ziemlich stagnierendes Wasser gewesen sein muß. Das geht auch aus dem Schlamm hervor, der den See bis über 30 m mächtig erfüllt. Es handelt sich im wesentlichen um einen nicht sehr kalkhaltigen Sapropelit, dessen Kalkgehalt durch die Kalkschalen bildenden Organismen hineingekommen ist, die in dem See gelebt haben. Der Sapropelit ist absolut schwarz gefärbt durch einfach Schwefeleisen; er hellt sich an der Luft durch Oxydation dieser Verbindung schnell auf und wird gelblich-bräunlich-grau[1]); unter Luftabschluß gebrannt (Trocken-Destillation) gibt der lufttrockne Sapropelit viel brennbares, leuchtendes Gas. Eine von meinem Sohn Robert untersuchte Probe der »absolut« lufttrockenen Substanz enthielt 7,1 v. H. $CaCO_3$ und Gesamtasche 60 v. H. Einige Bohrungen, die ich mit freundlicher Unterstützung des Herrn Regierungs- und Baurats Papke ausgeführt habe, ergab — wie schon angedeutet — eine überraschend mächtige Ablagerung von Sapropelit in dem Ögelsee, der danach ursprünglich sehr tief gewesen sein muß. Die tiefste der drei ausgeführten Bohrungen, nämlich diejenige, die an der Nordspitze der Insel bis auf 32 m niedergebracht wurde, erreichte nicht den ursprünglichen Seeboden, sondern brachte auch aus dieser Tiefe noch denselben Sapropelit herauf, wie er sich bis dahin vorgefunden hatte. Herr Prof. Vanhöffen hatte die Freundlichkeit, die aus 32 m heraufgeholte, nur wenige Kubikzentimeter umfassende Probe unter dem Mikroskop auf tierische Reste hin anzusehen; er fand von Fischresten wenige Bruchstücke von Cyprinen-Schuppen, ferner Daphniden-Häute (darunter einige längsgestreift), Schalen und Bruchstücke solcher von Ostracoden, Ephippien von Daphniden und einen Statoblasten von Cristella. Von Pflanzen ist das reiche Vorkommen von Diatomeen hervorzuheben; auch andere Reste von Ölalgen sind vorhanden.

[1]) Vergl. über die »schwarzen Schlamme«: Potonié, a. a. O. »Die Sapropelite«. 1908. S. 208.

Nachdem sich nun der See soweit mit dem Sapropelit angefüllt hatte, daß die Seetiefe nur noch rund 4 m betragen haben mag, wurde der südlich an den See herantretende Teil der Spree mit dem Südteil des Sees verbunden, wenigstens kann man das annehmen. Anderenfalls wäre es auch nicht ausgeschlossen, daß die Spree sich selbst von Süden her einen Zugang zu dem See verschafft haben könnte oder ein solcher in schwacher Ausbildung bereits vorhanden war und durch den Menschen dann fahrbar gemacht wurde. Auch sind (nach Mitteilung der Verwaltung der Märkischen Wasserstraßen) vor rund 50 Jahren Leitdämme in den See hineingeführt worden. Vorher waren oberhalb zahlreiche Buhnen ausgeführt worden, um den Fluß zu verengen. »Damit begann ein vermehrter Angriff des Wassers auf die Flußsohle und eine Fortführung von größeren Sandmassen«. Stellenweise sah ich selbst auch heute noch am Rande des Flusses vor seinem Eintritt in den See eine ziemlich beträchtliche Wirkung von Abtragungen. Jedenfalls wird heute der See in seiner ganzen Länge von der Spree durchflossen und die ursprüngliche nördliche Verbindung ist jetzt die Ausflußstelle des Sees. Es soll aber nur gesagt sein, daß früher gewiß die größere Wassermasse im Westen um den See herumfloß; es mag eben ein Teil des Spreewassers auch bald nach der Herausbildung der Spree in einem anderen schwächeren Arm in den See hineingeflossen sein, der dann später den Westarm in seiner Ausgestaltung überflügelte, so daß nun auch gröberer Sand in den See mitgebracht wurde und überhaupt die Sedimentation im See zunahm. Bei der ganzen Gestaltung des Geländes ist es möglich, daß Stromverlegungen vorgekommen sind; allein da sich bei den Bohrungen im Sapropelit keine Sandlagen fanden, wird jedenfalls der Hauptstrom ursprünglich nicht den See durchquert haben; es sei denn, daß er weniger sedimentationsfähig gewesen wäre wie heute.

Eine alte Karte, die sich im Rathause zu Beeskow befindet, aufgenommen auf Grund von Vermessungen aus den Jahren 1776 und 1777, weist den Durchstich wie heute auf, und der ursprünglich westlich um den See herumlaufende Teil der Spree, der zum

Altwasser geworden ist, wird auf dieser Karte als »Alte Spree« bezeichnet. Unser Kärtchen Fig. 6 gibt den uns interessierenden Ausschnitt aus dieser alten Karte, von der ich eine photographische Kopie Herrn Hirsch verdanke. Mit der erwähnten Veränderung des Spreelaufes, die vielleicht erst vor einigen hundert Jahren stattgefunden haben könnte, hörte die relative Ruhe in dem See auf: er war kein See mehr, der durch reichere Bildung von Faulschlamm auf eine hinreichende Stagnation des Wassers deutete. Vielmehr wurde jetzt von der Spree, wie schon gesagt, reichlich Sand in den See hineingeführt, der sich mit dem neu entstehenden Faulschlamm vermengte. Letzterer konnte überdies nicht mehr in so reichem Maße zur Ablagerung gelangen, weil durch die Sauerstoff zuführende Spree nunmehr ein größerer Teil der absterbenden Organismen zur vollständigen Zersetzung gebracht wurde. Nach einer Mitteilung von Herrn Hirsch war an einigen Stellen der Seeboden vor 50 Jahren noch unbesandet, die daher zum Baden ungeeignet waren, jetzt aber ist die Besandung vielleicht überall mehr oder minder vorhanden. Da der unter Wasser sich ablagernde Sand sich dicht packt und im nassen Zustande sehr undurchlässig ist, so bildete der neu sich aufschüttende Seeboden einen gut schließenden Deckel auf dem älteren Sapropelit, der, nachdem der Sanddeckel nur einige Mächtigkeit erreicht hatte, Gasblasen zunächst nur schwer und endlich gar nicht mehr an die Oberfläche durchließ. Dieser neue, stark sandige Seeboden besitzt jetzt auf der Insel eine Dicke von rund $^1/_2$ m. Der See gleicht nunmehr gewissermaßen einer Konservenbüchse, deren Inhalt ein Sapropelit ist, geschlossen von einem Deckel aus nassem Sand, gemischt mit wenig Faulschlamm. Die weitere Selbstzersetzung der brennbaren, organischen Bestandteile in dem Sapropelit hat dann schließlich den Deckel der Konservenbüchse durch die Gasentwicklung gesprengt, ebenso wie das bei einer richtigen Konservenbüchse statthaben kann, deren Inhalt in Zersetzung begriffen ist. Denn das spezifische Gewicht des unter der Sanddecke eingeschlossenen Materiales mußte mit dem sich steigernden Gasgehalt immer geringer werden, so daß schließlich nur eine Auslösung notwendig war, um die kleine Katastrophe zu bedingen, welche die Entstehung der

Insel im Gefolge hatte. Der Sanddeckel ist in einer parallel zur Richtung des fließenden Spreewassers verlaufenden Linie dicht am Ostrande der Fahrrinne aufgerissen. Die Gase müssen hier herausgedrungen sein, was allerdings leider niemand beobachtet hat, weil, wie gesagt, die Insel des Nachts geboren wurde, und auch bei der 1807 entstandenen Pfingstinsel fehlt eine diesbezügliche Beobachtung, obwohl diese des Nachmittags um 1 Uhr dem Wasser entstieg, aber während eines Unwetters, das eine nähere Beobachtung verhinderte. Dieselbe Unsicherheit herrscht bei der Insel von 1852 im Cleveetzer See und bei den anderen neuen Inseln.

Die Pfingstinsel und die Ögelinsel gleichen sich äußerlich außerordentlich. Die Ögelinsel hat eine zerrissene kleine Steilküste im Westen: eine Verwerfung. Sie fällt sanft nach Osten ab, langsam in den Seeboden hinein, wovon unsere Figuren 9 u. 13 eine Anschauung geben. Die Oberfläche der Insel ist der ursprüngliche Seeboden und zwar noch reich bedeckt mit Schnecken und Muscheln, wie das die eben angeführte Figur 13 ebenfalls zeigt. Auch die Pfingstinsel liegt dicht an der Fahrrinne, die in diesem Falle an der Ostseite der Insel vorbeiging. Auch hier neigte sich — nach einer Skizze, die v. Hoff seinem Berichte beifügt — die Inseloberfläche von der Fahrrinne aus langsam und zwar hier natürlich nach Westen abfallend in das Wasser hinein, während das der Fahrrinne zugewendete Ufer ebenfalls eine kleine Steilküste aufwies. Die stark zerrissene Steilküste der Ögelinsel bestand im Profil wesentlich aus dem Sapropelit, der den zuletzt gebildeten Sanddeckel unterlagert. Durch den Druck der Sandbeschüttung hat sich der Sapropelit etwas verdichtet, so daß er dem fest-gallertartigen Zustande angenähert ist und beim Emporkommen über den Seespiegel an dem Steilufer der Insel als zerrissene und vielfach zerklüftete Wand ansteht. Bei näherem Zusehen sah man, daß die Zerklüftung des Weststreifens der Insel nicht regellos erfolgt ist, sondern daß es sich im wesentlichen um kleine Staffelbrüche handelte. In unserem Profil Fig. 9 wurden die Staffelbrüche schematisch angedeutet und ebenso der Sanddeckel. Bei dem

hohen Wassergehalt ist dann aber die Insel bald, wesentlich durch Wasserabgabe und Austrocknung, zusammengesunken und leichter begehbar geworden, so daß bei Anstellung der Bohrungen die schweren Röhren und das Gestänge ohne jede Gefahr eine Handhabung auf der Insel zuließen, wenigstens auf ihrem größeren östlichen Teil, während der zerklüftete westliche Teil fast unbegehbar geblieben ist, weil hier überall der Sapropelit zutage tritt. Mitte Dezember war die Insel durch Grabungen und Versuche von unberufener Seite, sie zu ebnen, schon zum großen Teil stark zerstört und das an der Insel vorbeifließende und das anschlagende Wasser sind tätig, die Insel zu verkleinern. Wenn ein kräftiger Eisgang kommt, so könnte die Insel bei ihrer sehr ausgesetzten Lage im mittleren Teile des Sees bald zu einer bloßen Untiefe herabsinken. Jetzt im Frühjahr 1911 ist sie noch vorhanden. Der milde Winter hat ihr nicht viel angetan[1]). Als ich im Anfang Mai 1911 die Ögelinsel besuchte, zeigte sie schon den Anfang einer spontanen Vegetation, und zwar ist hervorzuheben, daß es sich wesentlich um angeschwemmte Rhizom- und überhaupt Stengelstücke handelte, die ausgeschlagen waren, nämlich solche von *Arundo phragmites*, *Glyceria fluitans*, *Lycopus europaeus*, *Nasturtium amphibium*, *Phellandrium aquaticum*, *Salix* und *Stachys palustris*. Ob die vorhandenen *Agrostis*-Pflanzen ebenfalls aus herbeigeschwemmtem Material stammten, konnte nicht sicher festgestellt werden. Aus Samen hervorgegangen war *Chenopodium album*, das in Keimpflanzen vorhanden war.

Welches Moment den letzten Anstoß für die plötzliche Abgabe der angesammelten Gase veranlaßt haben mag, ist schwer zu sagen. Vielleicht haben Baggerarbeiten, die in dem Südteile der Spree nicht weit vom Ögelsee entfernt stattfinden, durch das Aufwühlen des Spreebodens dahin gewirkt, daß sich durch eine Zuführung von Sand an eine Stelle des Sees eine einseitige Belastung und infolgedessen Schwächung des Deckels ergab.

Bei dem Emporgehen des Sanddeckels mit einem Teile des

[1]) Die Angabe von Tageszeitungen, die Insel sei ebenso plötzlich, wie sie entstand, wieder verschwunden, beruht auf einem »Aprilscherz«.

darunter befindlichen Sapropelits muß dann von diesem Sapropelit westlich von der Insel ein Teil in den entstehenden Hohlraum hineingeflossen sein, so daß die Insel jetzt, wie die Bohrungen ergeben haben, unter sich nirgends mehr Wasser besitzt. Die Folge aber war, daß westlich von der Insel eine größere Tiefe entstanden ist, als sie vordem gelotet wurde, da der dort vorhanden gewesene Sapropelit unter die Insel geflossen ist (vergl. das Profil Fig. 9). Bei dieser Ausfüllung des entstandenen Hohlraumes ist auch von dem den Sapropelit bedeckenden Sandboden mitgenommen worden, wie sich das bei einer Bohrung in der Mitte der Insel dadurch ergeben hat, daß in 4,50 m Tiefe der überall vorhandene Sapropelit, aber hier vermischt mit Sand, von dem Aussehen desjenigen, der heute den Boden des Sees bildet, angetroffen wurde. Bei der Bewegung, die in dieser Weise in der Ausfüllungsmasse des Sees stattgefunden hat, ist diese Masse jetzt noch etwas lockerer oder wasserhaltiger, wie das daraus hervorgeht, daß das Bohrgestänge im Weststreifen der Insel, wo also die Veränderung eine größere ist, viel leichter hinabgeht als im östlichen Teil. Näheres über die Tiefen im Ögelsee vor und nach der Inselbildung ergeben sich aus den Kärtchen 7 und 8 durch den Vergleich der eingetragenen Isobathen. Die Vermessung vor der Inselentstehung stammt aus dem Jahre 1901, diejenige nach ihrer Entstehung wurde sofort von der Kgl. Oberen Bauleitung für den Ausbau der Spree in Beeskow, Herrn Regierungs- und Baurat Papke, vorgenommen, der mir auch die beiden Kärtchen freundlichst für diese Arbeit zur Verfügung gestellt hat. Die Peilpunkte befinden sich in je 2 m Entfernungen auf Linien, die von Nord nach Süd laufen und je 10 m von einander entfernt sind. Die auf Grund dieser Punkte gezogenen Isobathen sind also durchaus zuverlässig.

Es ist nun sehr bemerkenswert, daß die Bedingungen zur Entstehung der Pfingst-Insel von 1807 genau so lagen, wie sie jetzt bei der Ögel-Insel vorhanden waren. Der jetzige Havelteil, in welchem die Pfingst-Insel entstand, war früher ein See, der selbst auf neuen Karten noch unter dem Namen Pichelssee angegeben ist.

Die Begehung des Geländes und Betrachtung des Meßtischblattes Charlottenburg ergibt, daß dieser See früher und zwar lange vor 1807 in der Tat höchstens eine sehr untergeordnete Verbindung mit der Havel aufgewiesen haben kann, die von Norden kommend im Osten um den See herumging, so daß der jetzige »Stößensee« ein Überrest des alten natürlichen Havellaufes ist. Menschenwerk hat den Havellauf verlegt, indem dieser im Norden in den Pichels-See hineingeleitet und durch einen Durchstich im Süden (das »Gemünd« des Meßtischblattes) wieder hinausgeführt wurde. Es mußten sich demnach die Sedimentationsverhältnisse in dem Pichels-See wesentlich ändern, ebenso wie heutigen Tages im Ögel-See, indem nunmehr durch das fließende Wasser Sand in den Pichels-See hineingeführt wurde und der vorhandene Sapropelit ebenso wie im Ögel-See eine Sanddecke erhielt. Jetzt ist durch weitgehende Sedimentation namentlich der westliche Teil des Sees derartig verlandet, daß die Pfingst-Insel nunmehr mit dem Westufer der Havel verbunden ist, und der ursprüngliche Pichels-See, besonders auch infolge weitgehender weiterer Regulierung der Havel, auf dieser Strecke seinen Seen-Charakter vollständig verloren hat[1]). Es sind (nach freundlicher Mitteilung des Kgl. Wasserbauamtes in Potsdam) seit der letzten Regulierung der Havel 1878 bis 1879 Buhnen in den Pichels-See eingebaut worden, um ihn soweit zur Verlandung zu bringen, daß wesentlich nur die Fahrrinne übrig bleibt.

Dem Gesagten entsprechend lesen wir bei dem Geologen, der das Meßtischblatt Charlottenburg geologisch und agronomisch in zweiter Auflage neu bearbeitet und erläutert hat, nämlich bei

---

[1]) Meine frühere Angabe auf Seite 136—137 in meiner Arbeit a. a. O. Bd. I, Die Sapropelite 1908, daß die Pfingst-Insel möglicherweise eine Sapropelitaufpressung sein könnte, muß ich nunmehr nach Obigem fallen lassen, nachdem ich die mir damals noch nicht bekannt gewesene Beschreibung von v. Hoff kennen gelernt habe, aus der sich in Zusammenhang mit meinen jetzigen Erfahrungen an der Ögel-Insel Hinreichendes ergibt, um nunmehr zu der obigen Schlußfolgerung zu gelangen. Nach einer anderen Nachricht hatte ich a. a. O. die Entstehung der Insel in die Pfingstnacht verlegt; auch das ist zu korrigieren.

K. KEILHACK[1]), von dem Stößensee: »In letzteren mündete früher die Havel, bis der künstliche Durchstich des Pichelsdorfer Gemündes geschaffen wurde.«

Übrigens geht — wie das Kgl. Wasserbauamt in Potsdam mitteilt — auch aus alten Karten hervor (die mir freundlichst durch das genannte Amt zugänglich gemacht wurden), »daß noch vor rund 150 Jahren der Pichelswerder eine vollständige Insel gewesen ist und der Hauptstrom der Havel über die Freiheitswiesen östlich von Tiefwerder durch den »Faulen See« und »Stößensee« seinen Lauf gehabt hat«, und das genannte Amt fügt in seinem Schreiben ebenfalls ausdrücklich hinzu, daß »die heutige Havel erst durch künstliche Einwirkungen von Menschenhand ihre heutige Gestalt erhalten hat«. Das genannte Amt möchte jedoch glauben »daß Menschenhand ursprünglich nicht dabei mitgewirkt hat, sondern daß — wenn dieser Havellauf wirklich erst später entstanden ist — er infolge eines Durchbruches bei Hochwasser von der Natur gebildet worden ist«.

Nach den Bohrergebnissen der Bauleitung der Döberitzer Heerstraße fand sich an der Brücke, die nördlich vom ursprünglichen Pichels-See über die Havel führt, über einem Sapropelit-Lager von 8 m Mächtigkeit eine Decke von bis zu einigen Metern Sand.

Das Kgl. Wasserbauamt zu Potsdam hat dann freundlichst im Interesse der vorliegenden Abhandlung nicht weniger als noch 12 Querprofile in regelmäßigen Abständen durch den See abpeilen lassen bis zur Ausflußstelle des Sees. Die Peilungen wurden mit einer spitzen Eisenstange ausgeführt, um den Versuch zu machen, den ursprünglichen Grund des Sees, d. h. die Bodentiefe unter dem Schlamm, abzufühlen. Das gelingt nun allerdings nur da, wo der Sapropelit weniger mächtig ist. Danach besteht der jetzige Boden im eigentlichen Strom zwischen den Buhnenköpfen aus Sand

[1]) KEILHACK, Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten. Herausgegeben von der Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. Lief. 14, Blatt Charlottenburg. 2. Aufl. Berlin 1910, S. 4.

überall mit darunter liegendem Schlamm (einem Sapropelit). Innerhalb der Buhnenfelder findet sich durchweg »Schlamm«; hier herrscht ja auch jetzt größere Ruhe. Die Schlammächtigkeit ist bei der angegebenen einfachen Methode zwar nicht festzustellen, aber es hat sich gezeigt, daß sie bis rund 6 m besitzen kann.

Die Auslösung mag im Pichels-See schließlich dadurch bewirkt worden sein, daß — wie angedeutet — die Sandzufuhr im Westteile des Sees stärker war, so daß schließlich einmal hier der Moment der Überbelastung kommen mußte, welcher ein Einreißen der entstandenen Sanddecke mit Unterstützung der mittlerweile gebildeten, aber nunmehr festgehaltenen, nach aufwärts strebenden Gase bewirkt hätte. Auch ist natürlich hier und sonst — so auch bei der Ögel-Insel — daran zu denken, daß eine Anritzung des Bodens durch gelegentlich flottere Bewegung des Flußwassers mitgewirkt oder aber auch allein tätig gewesen sein kann oder endlich schließlich die Auslösung bedingt hat. Das sind aber Dinge, die nachher nicht mehr mit Sicherheit festzustellen sind, um so weniger, als noch eine dritte Bedingung vielleicht als auslösendes Moment in Betracht kommt, bei der es noch schwieriger, wenn nicht unmöglich sein dürfte, eine nachträgliche Aufklärung zu gewinnen. Wiederholt wird angegeben, daß die neuen Inseln bei Gelegenheit eines Unwetters emporgetaucht sind, und das gibt Veranlassung zu der Frage, inwieweit der dabei über dem Orkangebiet, also auch über den Wasserspiegeln vorhandene geringere Luftdruck als Auslösung in Frage kommen könnte. Denn bei dem mit stürmischem Wetter verbundenen geringeren Luftdruck wird das Gewicht des über dem Sapropelit lagernden Sanddeckels und des damit vorhandenen Wassers vermindert, wie denn auch in Erwägung zu ziehen ist, inwieweit auch allein ein besonders niedriger Wasserstand, der den Druck vermindert, als vierte Möglichkeit in Betracht kommen könnte.

Die Häufigkeit von Gasexhalationen aus Mooren, namentlich wenn sie als Liegendes Sapropelit besitzen, sei nochmals betont; sie sind bei uns sehr bekannt; besonders wenn man mit der Peilstange arbeitet und sie wieder herauszieht, erlebt man solche Aus-

brüche nicht selten. Zuweilen ist es vorwiegend Kohlendioxyd, das entweicht, in anderen Fällen sind die Gase durch starken Methangehalt brennbar, namentlich wenn sapropelitische Massen als Gasproduzenten in Frage kommen, die oft die Torflager unterteufen. Eine Ansammlung von Gas findet stets besonders gern dann statt, wenn kaustobiolithische Materialien nachträglich von anorganischen Sedimenten überlagert werden.

Ein diesbezüglicher Fall ereignete sich ganz neuerdings im Deltagebiet der Weichsel, nordöstlich von Marienburg, südwestlich von Elbing in Westpreußen und zwar bei der Ortschaft Neu-Horsterbusch an der Nogat. Auf der von A. JENTZSCH veröffentlichten Karte[1]) ist unmittelbar östlich von Horsterbusch (der Name ist auf der Karte nicht vermerkt) ein überschlicktes Torfgelände angegeben. Wir haben es hier demnach mit derselben Erscheinung zu tun, wie bei der Ögel- und Pfingst-Insel, nämlich mit einem rezenten Kaustobiolith, dessen Gas durch ein anorganisches Sediment festgehalten wurde und nach der Niederbringung einer Bohrung, die den Deckel an einer Stelle öffnete, einen Durchlaß fand und plötzlich entwich. Die emporschießende Exhalation von Methan wurde entzündet; die Feuersäule hat nach einer freundlichen Mitteilung der Weichselstrombauverwaltung etwa 3 m Höhe erreicht, ließ aber schnell nach. Die genannte Verwaltung teilt das Folgende mit:

Nach $2\,^1/_2$ Stunden wurde die Flamme durch Aufschlagen von nassen Stofflappen ausgelöscht. Später wurde sie nochmals angesteckt, brannte aber nur noch schwach. Darauf wurde wieder gelöscht und bis auf 15 m tiefer gebohrt, wobei die Gasentwicklung aufhörte, als die Tiefe von etwa 12 m erreicht war. Nach dem Herausziehen der Futterrohre am anderen Tage wurde nochmals das Gas zum Entflammen gebracht, als die Rohre bis auf die Tiefe von $11\,^1/_2$ m herausgezogen waren. Hierbei traten dieselben Erscheinungen auf wie früher. Nach dem vollendeten Herausziehen der Futterrohre wurde oben ein Stück Rohr aufgesetzt, um weiter

[1]) JENTZSCH, Das Weichseldelta (Schrift. d. Physik-Oek. Ges. zu Königsberg 1880).

zu beobachten. Das Bohrloch selbst war unten zerfallen. Noch nach 5 Tagen war das gurgelnde Geräusch vernehmbar, aber ein Anbrennen der Flamme war nicht mehr möglich. Daß ein größeres Volumen Gas nicht in der Nähe aufgespeichert ist, geht daraus hervor, daß in einem 25 m entfernt liegenden Bohrloche nicht die geringsten Spuren von Gas gefunden wurden. Aus der nachfolgend angegebenen Reihenfolge der Schichten ist ersichtlich, daß eine Bildung des Gases durch Torf nicht erfolgt sein kann, da die Torfschicht erheblich höher liegt und Sand und Ton noch über der gasführenden Schicht gelagert sind. Es stand im Bohrloch an:

von 0 — 0,30 m Mutterboden,
» 0,3 — 1,8 » trockener Sand,
» 1,8 — 5,5 » blauer Ton,
» 5,5 — 8,25 » Torf (hier Grundwasser),
» 8,25—10,48 » weißer Sand,
» 10,48—11,55 » blauer Ton,
» 11,55—16,89 » heller, sandiger Ton.

Interessant ist an dieser Mitteilung in unserem Zusammenhange, daß auch hier kaustobiolithisches Material von anorganischem Sediment bedeckt wird. Der blaue Ton, bezw. der helle sandige Ton ist vielleicht ein Sapropelit.

Einen anderen Fall teilt mir Herr Landesgeologe Dr. F. Kaunhowen mit, der ihm bei den Aufnahmearbeiten auf dem Meßtischblatt Nemonien in Ostpreußen begegnet ist. Er schreibt mir u. a.: Ganz besonders stark strömten Gase aus zwei Bohrungen aus. Das Bohrloch 22 der Abteilung III A des Blattes (Wiese zwischen dem Kurischen Haff und dem Großen Friedrichsgraben, ca. 800 m westlich von dem am Großen Friedrichsgraben gelegenen Dorfteil) durchsank von 0—6,80 m schwach faulschlammhaltigen Sand, von 6,80—8 m stark zersetzten Flachmoortorf und von 8—9 m wiederum im wesentlichen schwach faulschlammhaltigen Sand. »Aus den Schichten zwischen 6,50 und 8,50 erfolgte reichliches Ausströmen von brennbaren Gasen, das am heftigsten zwischen 6,80 und 8,50 m war, also aus dem Torfe und dem darunterliegenden schwach faulschlammhaltigen Sande. Das Gas strömte während

des stärksten Entweichens unter Geräusch aus und riß Schlamm und Torfstückchen mit empor. Als nach mehreren Minuten das Ausströmen erheblich nachgelassen hatte, wurde ein brennendes Streichholz an das Bohrloch gehalten, und es schoß eine über 1 m hohe Flamme daraus empor, die mit dem Fuße ausgetreten werden konnte. Während der ganzen Dauer des Bohrens strömte beim jedesmaligen Herausziehen des Gestänges Gas aus. Das Ausströmen wurde jedesmal schwächer. Das Anzünden wurde mehrmals wiederholt, bei den letzten Versuchen erlosch die Flamme sehr bald von selbst. Ein noch weit heftigeres Ausströmen des Gases erfolgte aus einem Bohrloche, das etwa 30 m östlich vom Großen Friedrichsgraben in den Kanalknick südwestlich vom Dorfe Nemonien gestoßen wurde (Bohrloch 43 der Abteilung III B).« Das Bohrloch durchsank auch hier mehr oder minder faulschlammhaltige Sande und mehr oder minder reine Flachmoortorflager, die besonders reichlich bei 6—7,30 m torfig waren. Darunter bis 7,70 m fand sich wiederum und zwar wenig faulschlammhaltiger Sand; sodann folgte bis 8,50 m Feinsand und Geschiebemergel. »Nachdem bereits von 5 m an etwas Gas ausgeströmt war, erfolgte aus den Schichten zwischen 6 und 7,30 m ein überaus heftiger Ausbruch. Als der Bohrer aus 6 m Tiefe herausgezogen wurde, kochte der Boden in einem Umkreise von vielleicht 10 m Halbmesser förmlich auf, es zischte und sprudelte um uns so stark, daß die beiden Bohrarbeiter erschraken, und als dann das Gestänge aus dem Loche herauskam, schoß daraus zischend ein Schlammstrahl mindestens 3 m hoch heraus, der uns über und über beschmutzte. Sand und Torf wurde herausgeschleudert. Die Heftigkeit des Ausbruches hielt mehrere Minuten an; als es ruhiger wurde, wurde die Bohrung fortgesetzt. Beim jedesmaligen Herausholen des Gestänges (es wurde jedesmal 0,30 m tiefer gegangen) erfolgten bis zu 7,30 m Tiefe überaus heftige Ausbrüche; der Boden kochte aber nur noch einmal schwach auf. Die weiteren Ausbrüche erfolgten lediglich durch das Bohrloch, aus dem schon während des Herausholens ein starkes Ausströmen stattfand; hinter dem Bohrlöffel schoß aber jedesmal ein starker Schlammstrom

hoch heraus, der sich aber bald zu einer schnell niedriger werdenden Fontäne verringerte. In der Schicht zwischen 7,30 und 7,70 m hörte der Gasausbruch allmählich auf«.

Ein weiteres Beispiel — ich selbst habe nur unbedeutendere Fälle erlebt, aber diese recht häufig — verdanke ich Herrn Bezirksgeologen Dr. Schulte. Er schreibt mir: »Im Mai 1909 wurde ich mit der örtlichen Besichtigung einer Brunnenbohrung beauftragt, die nahe der Ostseeküste bei Ostdeep nördlich von Treptow a. Rega in einem von den Dünen überdeckten Gelände niedergebracht worden war. Durch das bei der Bohrung eingeführte dreizöllige Rohr entwichen mit größter Heftigkeit Gase, die angezündet eine bis 5 m lange Stichflamme erzeugten. Es wurde von mir ein Gutachten darüber verlangt, ob eine wirtschaftliche Ausnutzung des Gases möglich wäre. Durch den Augenschein überzeugte ich mich davon, daß es sich um Ansammlungen von Sumpfgas aus einem hier 1,50 m mächtigen Flachmoortorf handelte, der an Ort und Stelle unter einer 2,5 m mächtigen, weit ausgedehnten Sanddecke lagerte. Die Rohröffnung wurde nun fest verschlossen; bei der Öffnung des Verschlusses nach wenigen Tagen hatte sich die Heftigkeit des Gasaustritts bereits ganz bedeutend vermindert, und dieser hörte schließlich, wie ich es vorausgesagt hatte, ganz auf.«

Auch Herr Bezirksgeologe Dr. Joh. Korn hat bei seiner Kartierungsarbeit im Warthebruch in der Gegend von Vietz häufig Gasausblasungen aus Bohrlöchern beobachtet, die mit der Peilstange durch die rund 1—$1^3/_4$ m mächtige Schlickdecke in den unterlagernden Flachmoortorf gestoßen wurden.

Schließlich sei noch aus der Litteratur über Gasexhalationen rezenter Kaustobiolithe erwähnt, daß von dem Borne über den Torf der Kgl. Domäne Carolinenhorst in Pommern (Zeitschr. der Deutsch. geol. Ges. IX. Bd., 1857, S. 479) wie folgt berichtet: »Der Torf, welcher hier bis 14 Fuß Mächtigkeit besitzt und über eine Fläche von ca. 4000 Morgen ausgebreitet ist, wird in aufeinanderfolgenden Abstichen von je 4 Fuß gewonnen. Wenn an den mächtigeren Stellen der 2. Abstich herausgenommen ist, so

wird häufig ein Aufblähen der unteren Torfmasse beobachtet, dieselbe platzt unter Explosion, Torfstücke werden bis 15 Schritt weit umher geschleudert, und es erfolgt ein heftiges Ausströmen von Gasen, welche zwischen dem Torf und dem darunterliegenden Sande ihren Sitz haben. Das Gas brennt wie das Sumpfgas mit schwach leuchtender Flamme und ist von Arbeitern, nachdem sie durch Einstechen von Löchern ein allmähliges Ausströmen bewirkt, sogar zum Kochen benutzt worden«. In wieweit hier ein Sapropelit die Gase geliefert hat, ist unsicher.

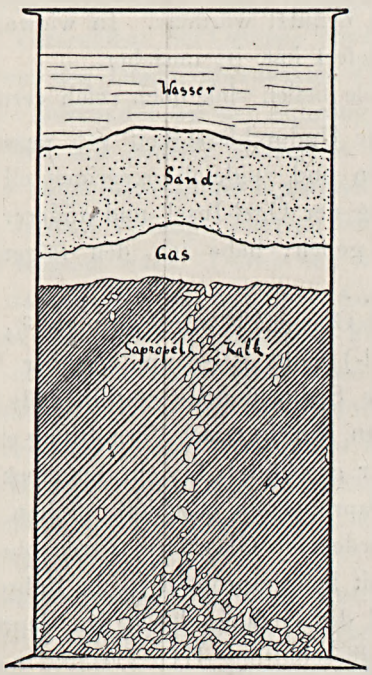
Solche Beispiele ließen sich noch reich vermehren.

Um die starke Undurchlässigkeit von nassem Sand für Gas zu veranschaulichen und zugleich experimentell eine Vorstellung von der Entstehung der Ögel-Insel und anderer Inseln von demselben Typus zu geben, habe ich den folgenden Versuch angestellt.

In ein hohes Glasgefäß wurde bis zu $^3/_4$ der Höhe Faulschlamm- (Sapropel-) Kalk getan und darüber Wasser gegossen. Um die bei einer Sedimentation stattfindende besondere Sandpackung zu erhalten, wurde durch Vermittlung eines Siebes Quarzsand in das Wasser geschüttet, bis ein Sanddeckel von rund 3 cm Mächtigkeit den Sapropelkalk abschloß. Schon vor der Beschüttung mit Sand wurde eine Glasröhre (deren obere Öffnung zugehalten wurde, damit kein Sapropelit in die Röhre dringen konnte) bis auf den Grund des Gefäßes durch den Sapropelkalk gestoßen und nach der Sandbeschüttung HCl-Lösung in die Röhre gegossen. Damit nun zur Beschleunigung des Experimentes die Säure ordentlich und schneller mit größeren Mengen des Sapropelkalkes in Berührung trat, wurde durch gelindes Einblasen von Luft in die Röhre die Säure langsam herausgedrückt und die Röhre gleichzeitig vorsichtig wieder herausgezogen. Das Einblasen von Luft, um den nötigen Druck zu gewinnen, wurde aber nicht so weit getrieben, daß die ganze Säure in der Röhre zum Austritt gezwungen wurde, weil vermieden werden sollte, daß Luft in den Sapropelkalk gelangte. An der Stelle, wo die Röhre herausgezogen und dadurch der Sanddeckel geschwächt worden war, traten

nun bald Gasblasen heraus, die aber, wenn sie sich dort unter dem Sand zunächst zu einem größeren Gasraum sammelten, bei dem plötzlichen Austritt des Gases aus diesem Raum durch die schwache Stelle den Sand nach Art einer Flügeltür oder kraterförmig etwas öffneten. An der gegenüberliegenden Stelle des Glasgefäßes hin-

Figur 14.



Experiment zur Veranschaulichung der Undurchlässigkeit von nassem Quarzsand für Gas.

Um ca. $\frac{1}{2}$ verkleinerte Zeichnung von Herrn Kurt Jessen.

gegen sammelte sich das Gas zu einem großen Volumen an, indem es dort den ganzen Deckel langsam und ebenfalls zusammenhängend emporhob, ohne daß jedoch Gas durch den Sanddeckel hindurchtrat. Dieses Stadium veranschaulicht unsere Fig. 14. Nachdem aber dieser Gasraum sich mit dem ersterwähnten so verbunden hatte, daß man an dieser Stelle durch das

Gefäß hindurch sehen konnte, trat auch dieses Gas an der schwachen Stelle durch. Nachdem diese Stelle dann aber durch eine neue Sandschüttung eine Verstärkung erhalten hatte, entstand ein ganz großer Gasraum, der den Sapropelkalk von dem Sanddeckel in seiner ganzen Ausdehnung trennte, indem der Sanddeckel unmerklich aber stetig und dabei in vollem Zusammenhange verbleibend emporgehoben wurde. Die Entfernung von der Oberkante des Sapropelkalkes bis zur Unterkante der Sandlage betrug schließlich stellenweise über einen Zentimeter. Der Auftrieb der Gasmasse wurde dann schließlich so stark, daß der ganze bis jetzt langsam und stetig emporgegangene Sanddeckel nunmehr plötzlich um noch etwa 1 cm gehoben wurde und die größte Menge des Gases entwich, so daß der Deckel sofort wieder zurücksank. Das Entweichen des Gases fand wiederum wesentlich an der ersten schwachen Stelle statt, die trotz nochmaliger Sandbeschüttung doch gegenüber den anderen Stellen schwächer geblieben war, weil bei den allerersten Gasexhalationen ein Sapropelit-Zapfen in das Liegende des Sandes hinein entstanden war. Jedesmal wenn größere Gasmengen entwichen, hob sich ein Stück der Sandbedeckung wie der Deckel eines Kastens.

Das Experiment beweist, daß Gasblasen in einem ganz rezenten, noch schlammigen Sapropelit mehr oder minder bequem emporsteigen und einzeln austreten, daß aber ein nasser Sanddeckel — selbst von nur einigen cm Mächtigkeit — das Gas überraschend weitgehend zurückhält und größere Gasansammlungen in der Tat in der gleichen Weise abgibt, wie eine fest geschlossene Konservenbüchse mit sich zersetzendem Inhalt, indem der Deckel infolge des sich steigernden Gasdruckes plötzlich nach außen sich emporhebend aufreißt.

Daß nasser Sand für Gase recht undurchlässig ist, kann man z. B. auch leicht bei Seen beobachten, die Sapropelit enthalten, der am Rande des Sees durch Herabschwemmung von Sand bedeckt worden ist, so an einigen Stellen der Seen des Grunewaldes bei Berlin. Sticht man mit einem Stock in den bedeckenden Sand, so erhält man aus dem geschaffenen, wenn auch schnell sich wieder schließenden Loch besonders viel Sumpfgas.

Wird rezenter Sapropelit in luftdicht schließende Gefäße getan, so platzen sie. Das war geschehen mit einer Anzahl von Glasgefäßen, die 1906 von Herrn Geologen Dr. Bärtling mehr oder minder mit Sapropelit beschickt worden waren, um sodann durch Glasstöpsel luftdicht abgeschlossen zu werden. Im Jahre 1911 waren die meisten dieser Gefäße geplatzt; das eine dieser Gefäße war ganz geblieben, und ich wollte es 1911 öffnen. Der Glasstöpsel wurde durch gelindes Anklopfen gelockert und flog, als dies hinreichend geschehen war, mit einem Knall in die Luft, indem das von dem Sapropelit in den etwa 5 Jahren gebildete Gas bei Aufhebung des Drucks expandierte.

In kurzer, zusammenfassender Wiederholung ist zu sagen:

Sowohl die Pfingst-Insel als auch die neue Insel im Ögelsee sind zustande gekommen durch den Auftrieb, der veranlaßt wurde durch die von dem Sapropelit der Seen gebildeten Gase, welche eines Tages an dem stetigen Entweichen gehindert wurden, weil eine nachträgliche Zuführung von Sand durch einen später einfließenden Fluß den Sapropelit mit einer Decke überzog. Diese Decke wurde schließlich nach genügender Ansammlung von Gas gesprengt und emporgehoben und die seitwärts vorhandenen Sapropelitmassen flossen unter das emporgehobene Deckelstück, das dadurch als Insel festgehalten wurde.

Berlin, den 24. Februar 1911.

Der Untere Buntsandstein auf dem Blatte Neustadt (Orla).

Von Herrn **K. Kolesch** in Jena.

Mit 1 Textfigur.

Das auf dem Meßtischblatt Neustadt (Orla) dargestellte Gebiet wird durch die von Ost nach West fließende Orla in einen kleinen südlichen Teil, das Oberland, und in einen größeren nördlichen Teil, die Heide oder die Täler, geschieden. Für unsere Untersuchung kommt nur die nördlich der Orla gelegene Gegend in Betracht, die neben einem sehr schmalen, der Orla parallel laufenden Zechsteinstreifen fast ausschließlich Buntsandstein aufweist.

Ich habe mich mit den Buntsandsteinschichten des Orlatales bereits beschäftigen müssen, als ich zu entscheiden hatte, ob die bei Roda (nördlich von Neustadt) in großer Zahl auftretende *Gervillia Murchisoni* Gein. auch in älteren Gliedern des Buntsandsteins vorkommt[1]). Später war es die Festlegung einer Grenze zwischen Unterem und Mittlerem Buntsandstein[2]), die mich gerade auf Blatt Neustadt längere Zeit in Anspruch nahm und mir Gelegenheit gab, auch die Schichten des Unteren Buntsandsteins kennen zu lernen.

Wenn ich heut die Resultate meiner Untersuchung veröffentliche, so geschieht das in der Absicht, meine Auffassung über die

[1]) K. Kolesch, Über Versteinerungen aus dem Mittleren Buntsandstein von Ostthüringen. Zentralblatt für Min. usw., 1903, S. 660.

[2]) K. Kolesch, Über die Grenze zwischen Unterem und Mittlerem Buntsandstein in Ostthüringen. Dieses Jahrbuch 1908 I, S. 589.

Gliederung, die von der in den Erläuterungen zu Blatt Neustadt niedergelegten Anschauung abweicht, zum Ausdruck zu bringen.

Ich unterscheide bei dem Unteren Buntsandstein auf Blatt Neustadt 3 Stufen: su1, su2, su3.

I. Die untere Stufe (su1).

Ca. 40 m.

Die untere Abteilung des Unteren Buntsandsteins besteht aus einem Wechsel von Schieferletten und Sandsteinen, und zwar überwiegen in den tiefsten Lagen die Schieferletten, während sich nach oben mehr und mehr Sandsteine einstellen.

Die meist gelben, selten dunkelroten Schieferletten sind gewöhnlich nicht ganz rein, sondern enthalten fast immer Quarzkörner, welche die Letten etwas sandig machen.

Die eingelagerten Sandsteine sind in der Farbe, im Korn und in der Zusammensetzung ziemlich verschieden, doch charakterisieren sie sich alle durch den Mangel an hohlkugelförmigen Poren. Im allgemeinen herrscht bei ihnen die gelbe Farbe vor, graugelbe und graue Sandsteine treten zurück. Ihr Korn ist meist fein, doch sind mittelkörnige Gesteine, d. h. solche, deren Mineralindividuen 1—2 mm Durchmesser haben, nicht gerade selten.

Neben reinen Quarzsandsteinen treten sowohl Tonsandsteine, wie auch kaolinarme Sandsteine auf, und zwar liegen die ersteren mehr in der Nähe der Zechsteingrenze, während die letzteren sich in dem oberen Teil des su1 finden.

Die Festigkeit ist eine geringe, infolgedessen zerfallen die Sandsteine sehr leicht und geben einen von Lesesteinen fast freien Ackerboden. Am Nordausgang von Molbitz entstehen durch die Verwitterung eines graugelben, etwas tonigen, nicht festen Sandsteinschiefers, der auf den Schichtflächen viel Glimmer führt, kleine scherbenähnliche Stücke, die an den Bröckelschiefer erinnern. — Ungefähr in der Mitte der Stufe liegt ein Sandstein, den ich noch nicht anstehend gefunden habe, von dem ich aber annehmen muß, daß sein Cement nicht gleichmäßig in ihm verteilt sein kann; ich habe auf den Feldern ganz unregelmäßig geformte, haselnußgroße, nicht feste Sandsteinknollen beobachtet, die durch abflie-

ßendes Regenwasser in den Furchen fortgeführt werden und dann in einer kleinen Vertiefung oder am Ende einer Furche in großer Zahl liegen bleiben; man könnte diese Knollen als Knörze bezeichnen.

Kugelförmige Poren konnte ich in den Sandsteinen nicht feststellen, wohl aber ganz flach-linsenförmige, durchschnittlich 6 mm lange, mit einer geringen Menge einer braunroten Masse erfüllte Hohlräume, deren Längsachsen in der Hauptschichtrichtung, bei diskordanter Parallelstruktur in der Schichtrichtung zweiter Ordnung liegen.

Außer den geschilderten Letten und Sandsteinen treten noch sandig-lettige, dünnschichtige, vorwiegend grau gefärbte Massen auf, deren Festigkeit so gering ist, daß sie schon bei einer schwachen Berührung zu Grus zerfallen.

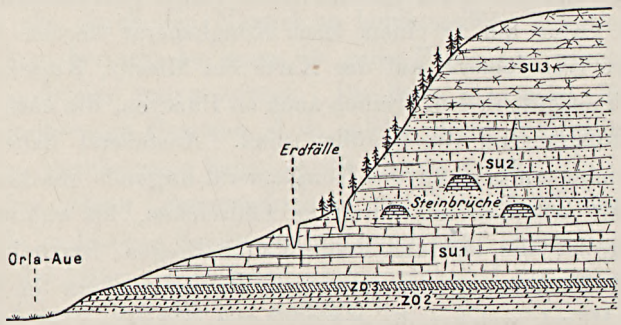
Wie schon Liebe[1]) in den Erläuterungen zu Bl. Neustadt erwähnt, »finden sich auf tiefem Niveau einige grobkörnige Lagen, die nach Osten hin zu einem losen Konglomerat werden«. Liebe hat dieses Konglomerat auf der Karte bei Miesitz, Kopitzsch und Dreitzsch ausgeschieden, freilich auch an Punkten, die nach meinen Beobachtungen frei von Geröllen sind. Anstehend habe ich in der bezeichneten Gegend das Konglomerat nirgends gesehen, seine Gegenwart läßt sich nur durch die zahlreichen, bis walnußgroßen Quarzgerölle, die auf den Feldern umherliegen, feststellen. Die westliche Fortsetzung des Konglomerats glaube ich in Molbitz an dem Hügel, welcher die Kirche trägt, gefunden zu haben: es stehen hier feinkörnige, graugelbe, nicht feste Tonsandsteine an, in denen kleine Quarz- und Feldspatgerölle von $4 \times 3 \times 3$ mm Größe stecken. Das Konglomerat liegt ungefähr 8 m über den Oberen Letten des Zechsteins.

Die Schichten des su1 geben bei der Verwitterung einen mehr oder weniger sandigen, für Feldfrüchte jeder Art geeigneten Lehmboden. Nur die an der Basis liegenden Schieferletten bedingen quellige Felder, deren Ertrag aber bei ordentlicher Drainage und häufiger Stalldüngung immer noch gut ist. Überall ist daher

[1]) Erläuterungen zu Blatt Neustadt (Orla), S. 18.

su1 von Feldern bedeckt, Wiesen finden sich nur da, wo ein der Orla zufließender Bach das Gelände durchschneidet.

Frisch gepflügte Felder und frisch ausgeworfene Maulwurfshügel sehen gelb aus, verändern sich aber sehr bald, indem sie eine schmutzig-graue Farbe annehmen. Auch bei den Wegen fällt, neben der lehmigen Beschaffenheit, das Gelb auf. Sehr charakteristisch ist gerade für die Neustädter Gegend die große Zahl der in su1 auftretenden Teiche, die fast alle durch Abdämmen schmaler und dabei tiefer Täler hergestellt sind; in dem kleinen Tal, das sich um den nordöstlich von Neustadt gelegenen Mühlen-Berg herumzieht, liegen auf einer Strecke von $1^1/_2$ km Länge 25 Teiche. Nahe der Grenze zwischen su1 und su2 ist das Terrain mehrfach sehr sumpfig; zwischen Erlen, dürftigen Nadelhölzern und dichtem Brombeergestrüpp steht hier in Gesellschaft von Riedgräsern und Binsen die in Ostthüringen seltene *Calla palustris* L.[1]).



Profil durch die Schichten des Unteren Buntsandsteins bei Neustadt (Orla).

In su1, wohl aber auch in su2, trifft man häufig auf Erdfälle, die in Ostthüringen nirgends so zahlreich sind und auch nirgends die Größe und die regelmäßige Form haben, wie auf Blatt Neustadt.

Orographisch zeichnet sich die untere Stufe des Unteren Buntsandsteins durch die breiten, wohlgerundeten Kuppen und durch die geringe Neigung gegen die Orla-Aue aus.

[1]) Besonders häufig trifft man *Calla palustris* nördlich von Neunhofen in der Nähe der Isohypse 300.

Den besten Überblick über den $1^1/_4$ km breiten und 12 km langen von su1 eingenommenen Streifen hat man von dem bereits erwähnten, nordöstlich von Neustadt gelegenen Mühlen-Berge aus; man erhält von hier aus nicht nur ein gutes Bild von den Terrainverhältnissen, sondern erkennt auch, daß su1 selbst frei von Siedelungen ist und alle in Betracht kommenden Ortschaften auf der Grenze von Zechstein und Buntsandstein liegen.

Lehrreiche Aufschlüsse finden sich am Wege von Neustadt nach dem Mühlen-Berge, nördlich von Molbitz und nördlich von Lausnitz.

In den älteren Schichten des Unteren Buntsandsteins des Blattes Langenberg hat sich der Sandstein durch Zunahme des carbonatischen Bindemittels »in einer noch nicht fußmächtigen Lage in dolomitischen Kalk von Rogensteinhabitus umgebildet, indem sich um die Quarzkörner das Bindemittel konzentrisch-schalig ansetzte. Solcher Rogenstein oder Oolith findet sich unterhalb Pohlitz und nördlich von Nickelsdorf«[1]). Außer an den beiden genannten Punkten habe ich auf Blatt Langenberg diesen »Rogenstein« an zahlreichen Stellen zwischen Köstritz und Thieschitz, sowie rechts der Elster im Brüxgrund, am Kien-Berge, am Stublacher Berge und nordwestlich vom Vorwerk Gutenborn nachweisen können. Aber auch auf Blatt Eisenberg streicht der »Rogenstein« aus und zwar 1) bei Ahlendorf, 2) zwischen Eisenberg und Hartmannsdorf und 3) östlich und westlich von Seifartsdorf. Auf dem Blatte Gera ist das fragliche Gestein seit kurzem sehr schön in der Kerbe bei Untermhaus angeschnitten. — Ich bemerke übrigens, daß es sich auf Blatt Langenberg, sowie auf Blatt Gera, nicht um eine Bank, sondern um zwei ca. $1^1/_2$—2 m voneinander entfernt liegende Bänke handelt.

Die Frage, ob sich der »Rogenstein« weiter nach Südwest, also bis in die Gegend von Neustadt, erstreckt, lag nahe, weshalb ich ausschließlich mit Rücksicht auf diesen Punkt den su1 von

[1]) Erläuterungen zu Blatt Langenberg, S. 11.

seiner Basis bis in den su2 hinein möglichst sorgfältig untersuchte; das Ergebnis war ein negatives.

II. Die mittlere Stufe (su2).

Ca. 80 m.

Konkordant lagert dem su1 die mittlere Stufe des Unteren Buntsandsteins, der su2, als ein scharf begrenzter, durch seine Gerölle gut gekennzeichneter Schichtenkomplex auf. Sieht man von dem in der Nähe des Zechsteins liegenden Konglomerat (S. 221) ab, so kann man sagen, daß der su2 mit den tiefsten Geröllen beginnt und mit den obersten Geröllen schließt. Bei dieser Begrenzung stelle ich mich nicht nur auf einen praktisch bequemen Standpunkt, sondern trage auch der genetischen Seite Rechnung; denn wenn in einer Schichtenreihe von ca. 80 m Mächtigkeit sich in verschiedenen Höhen konglomeratische Sandsteine finden, die tiefer und höher fehlen oder nur durch lokal auftretende Gerölle angedeutet sind, so ist man gezwungen, für die Schichtenreihe besondere Bildungsverhältnisse anzunehmen, und ist deshalb berechtigt, sie als besondere Abteilung auszuscheiden. Liebe hat dies bei der Kartierung des Blattes Neustadt nicht getan, auch in den Erläuterungen die Gerölle nicht erwähnt, obgleich sie sich an manchen Stellen durch ihre Zahl und ihre Größe geradezu aufdrängen. Ebenso sind auf dem östlich von Neustadt gelegenen Blatte Triptis die konglomeratischen Lager weder kartographisch zur Darstellung gebracht, noch in den Erläuterungen beschrieben worden. Das westlich von Neustadt gelegene Blatt Orlamünde ist von Liebe und Schmid gemeinschaftlich aufgenommen worden; hier ist das Konglomeratlager auf der Karte durch eine Punktreihe angegeben und in den Erläuterungen[1]) als ein »gelblichweißer bis weißer Sandstein« bezeichnet, der »außerordentlich häufige Geschiebe umschließt.« Dasselbe gilt von den Blättern Ziegenrück[2]) und Saalfeld[3]), auf denen die weiße Zone (β) mit ihren Geröllen (α) meinem su2 entspricht. Auch auf Blatt Stadt-

[1]) Erläuterungen zu Blatt Orlamünde, S. 5.
[2]) » » » Ziegenrück, S. 31.
[3]) » » » Saalfeld, S. 42.

remda finden sich die geröllführenden Sandsteine, und zwar gehören sie hier ebenfalls der mittleren Stufe des Unteren Buntsandsteins an, sind freilich von K. v. FRITSCH[1]) zum »sm« gestellt worden.

Auf dem Blatte Rudolstadt hat RICHTER[2]) die Gegenwart der geröllführenden Sandsteine nachgewiesen, wenn auch nicht kartographisch ausgeschieden. Über die Verbreitung des su2 nach Nordosten hin möchte ich mich hier nicht aussprechen, da nach dieser Richtung eine Abänderung eintritt, die ich erst bei späterer Gelegenheit, nämlich in einer Arbeit über den Unteren Buntsandstein auf den Blättern Triptis, Münchenbernsdorf, Gera, Langenberg und Eisenberg behandeln kann.

Ca. 40 m über der Grenze zwischen Zechstein und Buntsandstein werden die in tieferen Lagen noch gelben und dabei tonigen Wege plötzlich grau und so sandig, daß der Fuß tief einsinkt. Man ist an der Basis des su2. Selbst wenn man kein anstehendes Gestein findet, wird man doch sehr bald auf die zahlreichen Gerölle aufmerksam, unter denen am häufigsten verschieden gefärbte Quarze, verhältnismäßig selten Feldspat und ganz untergeordnet Kieselschiefer und Glimmerschiefer auftreten. Die Größe ist wechselnd; neben kleinen, haselnußgroßen Geröllen findet man solche, die in ihren Dimensionen einer Walnuß oder einer mittelgroßen Kartoffel (7×4×3 cm) gleichkommen. Immer hat man den Eindruck, daß die Gerölle nicht weit tranportiert sein können, denn die deutlich hervortretenden Kanten und Ecken sind nur schwach bestoßen, so daß man vergeblich nach kugel- oder eiförmigen Stücken sucht.

In den meisten Fällen aber braucht man sich nicht mit losen, umherliegenden Geröllen zu begnügen, sondern man findet anstehendes Gestein, nämlich einen mehr oder weniger stark cementierten, grauen oder gelbgrauen Sandstein, der sich aus sehr kleinen, mittelgroßen und großen Quarz- und Feldspatkörnern zusammensetzt, die nun ihrerseits die eigentlichen Gerölle, außerdem aber auch graugrüne Tongallen einschließen. Es handelt sich hier also

---

[1]) Erläuterungen zu Blatt Stadtremda, S. 11.
[2]) » » » Rudolstadt, S. 4.

nicht um ein Geröllelager, sondern um einen konglomeratischen Sandstein.

Dieser konglomeratische Sandstein bildet nicht nur die Sohle des su2, er tritt auch, wie ich bereits erwähnt habe, als Dach der Stufe auf und findet sich ferner noch in mittlerer Höhe in zwei Lagen. Wegen ihrer relativ großen Mächtigkeit läßt sich immer nur die untere Zone bequem auffinden, der Nachweis der obersten ist wegen des dichten Baumwuchses öfter mit Schwierigkeiten verbunden; die beiden mittleren Lagen habe ich nur an wenigen Punkten beobachtet, so daß ich im Zweifel bin, ob hier durchgehende Schichten vorliegen. Es ist möglich, daß außer dem in 4 verschiedenen Höhen auftretenden konglomeratischen Sandstein noch mehr derartige Zonen vorhanden sind; die ungünstigen Aufschlüsse, die ja in jedem Buntsandsteingebiet die Regel sind, lassen eine endgültige Entscheidung nicht zu.

Direkt über dem untersten geröllführenden Sandstein liegt häufig dünnschichtiges, gelbes, außerordentlich schwach cementiertes, sandig-lettiges Material und mittelkörniger, gelber Sandstein. Von den Gesteinen, die sonst noch in su2 auftreten, müssen wegen ihrer Häufigkeit erwähnt werden: mehr fein- als mittelkörniger, nicht fester, kaolinführender Sandstein und grobkörniger, etwas festerer, gelbgrauer, oft feldspatreicher Sandstein, der Bänke von 1—1,80 m Mächtigkeit bildet. In dem letzteren liegen große, grünlich-graue Tongallen, die früher, als in Neustadt die Tuchmacherei noch als Hausindustrie betrieben wurde, zum Walken der Wollgewebe Verwendung fanden. Ganz selten sind grobkörnige, rote Sandsteine; einmal fand ich nicht allzutief unter den obersten Geröllen Sandstein mit unregelmäßigen Poren. — Wellenfurchen und Trockenleisten habe ich in geringer Zahl auf den Schichtflächen der Sandsteine in dem Steinbruch am Südfuße des Sand-Berges (nördlich von Börthen) beobachtet.

Die sehr zurücktretenden Letten sind teilweise graugrün, teilweise gelb, ausnahmsweise dunkelrot gefärbt; in den meisten Fällen findet man sie als ca. $^1/_2$ cm dicke, zwischen die Sandsteine sich einschiebende Blätter, selten einmal werden sie mächtiger (20 cm).

Die Zusammensetzung des su2 erklärt die außerordentlich

sandige Beschaffenheit des Verwitterungsbodens, der nur an wenigen Punkten etwas lehmig wird. Seine Farbe ist ebenso oft eine graue, wie eine gelbe. Mehrfach habe ich feststellen können, daß bei der Verwitterung massive, aus mittelkörnigem Sandstein bestehende, feste Kugeln von der Größe einer Haselnuß oder einer Walnuß entstehen. Da ich dieselbe Erscheinung nicht nur auf dem Blatte Neustadt, sondern auch auf den Blättern Triptis (östlich) und Orlamünde (westlich) in su2, nicht aber in anderen Horizonten des Unteren Buntsandsteins beobachten konnte, scheint hier eine Eigentümlichkeit vorzuliegen, die der Erwähnung wert ist.

Infolge der sandigen Beschaffenheit des Bodens ist die Wasserdurchlässigkeit groß und daher der su2 für Feldkultur nicht geeignet; überall findet man Nadelwald.

Die nach der Orla-Aue abfallenden Gehänge des su2 unterscheiden sich von dem Terrain, das su1 einnimmt, durch ihre stärkere Böschung und durch die tief eingeschnittenen, steilwandigen, landschaftlich schönen, aber oft schwer zugänglichen Erosionstäler.

Bei der Armut des mittleren Orlatales an Werksteinbänken muß man erwarten, daß die gerölleführenden Sandsteine des su2, die noch nicht das schlechteste Material darstellen, überall Verwendung finden. Wenn das nicht der Fall ist, so erklärt sich das einerseits aus dem niedrigen Preis des Kunstsandsteins, andererseits aus der Unfähigkeit der jüngeren Arbeiter, die Sandsteine zu bearbeiten. Unsere Vorfahren haben von dem Sandstein des su2 einen ausgedehnten Gebrauch gemacht, das beweisen die Johanniskirche und die ehemalige Klosterkirche (sogen. Schloß) in Neustadt.

Den besten Aufschluß findet man am Sand-Berge nördlich von Börthen.

Auf der veröffentlichten geologischen Karte ist an dem der Orla zugekehrten Hange der Heide im ganzen Westen und auch an einer Stelle im Osten (nördlich von Kopitzsch) die Grenze zwischen »su« und »sm« da angegeben, wo nach meiner Gliederung die Grenze von su1 und su2 liegt. Berechnet man nach der Karte die Mächtigkeit des »su« unter Berücksichtigung des nordwestlichen Fallens, so erhält man 40 m, auf jeden Fall eine Zahl, die für den ganzen »su« viel zu niedrig ist. — Ganz analog liegen die Ver-

hältnisse auf dem Blatte Schleusingen, indem man auch hier die Grenze sm/su an die Basis des gerölleführenden Sandsteins legte und damit dem »su« eine Gesamtmächtigkeit von 30—40 m zuschrieb[1]).

III. Die obere Stufe (su3).

Von dem ganzen Unteren Buntsandstein nimmt die als su3 bezeichnete obere Stufe das meiste Interesse in Anspruch, sowohl wegen der Beschaffenheit der Gesteine, wie auch wegen der Fossilführung.

Unmittelbar über den obersten Geröllen des su2 ändert sich plötzlich die Farbe des Bodens: dem bis dahin herrschenden Grau oder Gelb folgt ein dunkles Rot, das nur einen geringen Stich ins Graue hat. Es stellen sich plattige Eisensteine, dunkelrote Schieferletten, feinkörnige, graue oder gelbe, zuweilen kaolinarme Sandsteine, feinkörnige, dunkelrote, feste, glimmerreiche Sandsteine, Schaumsandsteine und oolithische Sandsteine ein.

Ich beginne bei der genaueren Schilderung mit den letzteren, weil ich sie für die wichtigsten Schichten des su3 halte. Östlich von Karlsdorf sind in einem tiefen Hohlwege 5 Bänke eines feinkörnigen, gelbgrauen, oolithischen Sandsteins angeschnitten, dessen Festigkeit bei der einen Bank sehr groß, bei 4 Bänken gering ist; in der festen Bank finden sich graugrüne Tongallen. Immer konnte ich bei diesem Sandstein auf den Rogenkörnern wie auf den Quarzkörnern kleine Splitterchen eines schwarz aussehenden Minerals feststellen. — Zwischen den oolithischen Sandsteinen lagern bis 40 cm mächtige Schichten eines kaum cementierten, grauen, feinkörnigen Sandsteins, der gleichfalls Rogenkörner, allerdings nur in geringer Zahl, enthält. — Außerdem finden sich sehr häufig dünne, vielfach rot gefärbte Schieferletten, außerordentlich reich an *Estheria Albertii* Voltz sp.[2]).

[1]) Erläuterungen zu Blatt Schleusingen, S. 100.

[2]) Wenn in dem ostthüringischen Buntsandstein von einem Estherienhorizont gesprochen werden darf, so kommt einzig und allein diese Zone in Betracht, da hier die Estherien nicht nur sehr zahlreich sind, sondern auch in horizontaler Erstreckung eine weite Verbreitung besitzen. Außer auf dem Blatte Neustadt habe ich sie innerhalb der oolithischen Sandsteinschichten auf den Blättern Kayna, Eisenberg, Gera und Münchenbernsdorf nachweisen können. — Estherien finden sich zwar auch noch in älteren und jüngeren Schichten, sie sind aber hier relativ selten und treten außerdem nicht in einer bestimmten Höhenlage auf.

Der in dem Karlsdorfer Hohlwege aufgeschlossene Schichtenkomplex liegt nicht an der Basis des su3, ist aber von dieser nicht allzuweit entfernt; er entspricht den »losen bis staubigen Sanden (smα)«, wie sie von E. E. SCHMID[1]) auf dem Blatte St. Gangloff ausgeschieden worden sind. Da ich in den späteren Ausführungen diese Zone noch mehrmals zu erwähnen habe, möchte ich sie der Kürze halber mit α bezeichnen.

Gleichaltrig mit den Karlsdorfer Schichten sind die Sandsteinbänke, die am Wege von Stanau nach Wolfersdorf (Fröhliche Wiederkunft) sehr gut angeschnitten sind. Auch hier findet man neben dünngeschichteten, dunkelroten Schieferletten, in denen ich allerdings noch keine Estherien beobachtet habe, kaum cementierte und dann noch oolithische Sandsteine. Die letzteren sind stark verwittert; zwar kann man in ihnen einzelne vollständig erhaltene Rogenkörner erkennen, der größte Teil aber ist ausgelaugt und hat hohlkugelförmige Poren hinterlassen. Hand in Hand damit ist eine Farbenveränderung erfolgt, das Gelbgrau hat einem dunklen Rot Platz gemacht, es ist also aus dem oolithischen Sandstein ein Schaumsandstein geworden.

Bis jetzt habe ich die Zone α in der typischen Ausbildung, wie sie an den beiden genannten Örtlichkeiten zu finden ist, nirgends weiter beobachtet, doch vermute ich, daß sie am Süd- und Westabfall des Kessel-Berges sowie am Südabhang des Pfann-Berges (zwischen Neustadt und Strößwitz) ausstreicht. Es treten hier die lockeren Sande, nicht aber die oolithischen Sandsteine auf. Bei dem Reichtum an Rogenkörnern in dem Karlsdorfer Sandstein kann man indes erwarten, daß auch am Pfann-Berge oder Kessel-Berge Gesteine vorhanden sind, die wenigstens Spuren von Ooolithen aufweisen, und deshalb habe ich die Hoffnung, an einem der beiden Berge doch noch die Zone α zu konstatieren, nicht aufgegeben.

Den oben (Seite 228) erwähnten feinkörnigen, dunkelroten, festen, glimmerreichen Sandstein trifft man stets in der Nähe der Zone α als eine polyedrisch zerklüftete Schicht.

Der »Eisenstein« findet sich in dem ganzen su3, besonders

[1]) Erläut. zu Blatt St. Gangloff, S. 4.

häufig aber in dem oberen Teile, in dem er die von mir[1]) bereits beschriebenen 2—3 cm dicken Schichten bildet.

Zu dem feinkörnigen, grauen oder gelben, zuweilen kaolinarmen Sandstein (S. 228) habe ich eine weitere Bemerkung nicht zu machen; dagegen muß ich betreffs der dunkelroten Schieferletten darauf hinweisen, daß dieselben zwar wenig mächtig, aber sehr zahlreich sind und deshalb manchmal einen wenig durchlässigen, aber durch Drainage aufbesserungsfähigen Boden geben. An dieser Stelle möchte ich erwähnen, daß die Estherien nicht nur in den Schieferletten, sondern auch in dunkelrot gefärbten Tongallen auftreten.

Auf dem größten Teil des Blattes ist der su3 in seinen tiefen wie in seinen hohen Lagen an dem Schaumsandstein, dem Verwitterungsprodukt des oolithischen Sandsteins, zu erkennen, der auch an Örtlichkeiten, die sehr an »sm« erinnern, zur Identifizierung der Schichten außerordentlich gute Dienste leistet. Je nach dem Grade der Verwitterung zeigt er eine verschiedene Farbe: von Grau über Gelb nach einem dunklen Rot findet sich eine ganze Reihe von Übergängen. Bei genauer Untersuchung kann man in ihm fast immer eine sehr geringe Menge von Kaolin erkennen.

Durch die Verwitterung entsteht aus dem su3 in dem Gebiet der Zone α ein recht sandiger, sonst ein lehmiger Boden von verschiedener Farbe: unten und oben herrscht auf jeden Fall das dunkle Rot vor, während sich in der Mitte mehr oder weniger graue und gelbe Farbentöne geltend machen.

Die starke Böschung im unteren Teile und das relativ flache Terrain im oberen Teile bringen es mit sich, daß man unten mehr Wald, oben mehr Feld antrifft.

Die Grenze zwischen »su« und »sm« lege ich höher, als es Liebe auf der geologischen Karte getan hat: sie befindet sich da, wo auf die auf Seite 228 erwähnten Gesteine graue oder gelbgraue, mürbe, verhältnismäßig kaolinreiche Sandsteine folgen. Unter Berücksichtigung meiner Gliederung würde bei einer Neuaufnahme des Blattes Neustadt der »sm«, der nach der vorliegenden Karte

[1]) K. Kolesch, Über die Grenze usw.

ungefähr die Hälfte des ganzen Buntsandsteingebietes einnimmt, eine Reduktion von $^1/_2$ auf $^1/_6$ erfahren; nur im äußersten Nordwestwinkel bliebe eine kleine Scholle Mittleren Buntsandsteins übrig, die gegen den »su« durch eine über die Wüste Kirche (westlich von Lichtenau) und den Keller-Berg (südlich von Wolfersdorf) nach Nordost verlaufende Linie abzugrenzen wäre.

Jena, den 6. Februar 1911.

Über Oberen Emscher westlich Hildesheim und die Regression des Emschers im Harzvorlande.

Von Herrn **Henry Schroeder** in Berlin.

In der Mulde zwischen dem Nordende des Hildesheimer Wald-Sattels und dem Gr.-Giesen-Marienroder Sattel ist 800 m nördlich des Nordausganges des Dorfes Emmerke eine Bohrung gestoßen worden, die ein für die Verbreitung der Oberen und Unteren Kreide und für die gegenseitige Beziehung beider wichtiges Resultat geliefert hat. Die untersuchten Stücke sind im Bohrturm von mir selbst entnommene Kerne, die mir von Herrn Architekt Stübe-Hildesheim in liebenswürdigster Weise zur Verfügung gestellt wurden. Bis 220 m Teufe war die Bohrung Stoßbohrung, dann folgten:

220—251 m Graue rauhe Mergel mit Fossilien. Bei 220 und 251 m *Inoceramus cardissoides* Goldf., *Goniomya* sp., Fischreste.

310 » Stark glaukonitische Mergel mit Phosphoriten. An dem tiefsten Teil des Kernes eine scheinbare Wechsellagerung dieses Materials mit dem direkt darunter folgenden.

310 » Dunkelgrauer glimmerig-feinsandiger Ton (schwachkalkig).

350 » Schwachkalkiger, grauer, feinsandiger Mergel.

350 » Grauer, schwachkalkiger, glimmerig-feinsandiger Mergel mit hellgrauen Flecken.

390—393 » Dunkelgraue, schwachkalkige Tone (etwas glimmerig-feinsandig) mit Schwefelkies, Algen? und Spuren von Fossilien.

405 » Körniger Toneisenstein mit Kalkspatadern.

405—408 » Dunkle, schwach bituminöse, schwachkalkige (etwas glimmerig-feinsandige) Tone mit Schwefelkiesknollen, Algen? und Fossilresten. *Pecten orbicularis* Sow. (*germanicus* Wollem.).

436,2-438 » Graue, feste Kalktonlage, rot-, braun- und grauflammig. 436,2 m *Belemnites* sp. 437 m *Hamites* sp., cf. *Oppelia nisus* aut. 438 m *Aucellina aptiensis* d'Orb., *Belemnites* sp.

Die Lagerung der Schichten ist horizontal, wie namentlich an den langen Kernen ersichtlich war.

Die Mergel von 220—310 führen bei 220 m Teufe einen ausgezeichnet erhaltenen *Inoceramus cardissoides*, der durch den steilen, sogar mit einer Einbiegung verbundenen Abfall und die Größe seiner Vorderfläche, die Schmalheit der Schale, die starke Quer- und schwache Radialberippung vollkommen den Exemplaren des Originalfundortes dieser Spezies, des Salzbergs bei Quedlinburg, gleicht. Da dort[1]) der echte *Actinocamax westfalicus* Schlüt. bis in die oberen Lagen und zweifellos als Begleiter des *Inoc. cardissoides* vorkommt, so bezeichne ich die Mergel noch als Oberen Emscher[2]).

Die Versteinerungen aus der Teufe von 436,2—438 m sind weniger gut erhalten. Zunächst liegen zwei Abdrücke einer Ammonitenspezies vor: Der Durchmesser beträgt 12 mm, der Nabel ist eng, die Windungszunahme sehr stark, die Scheibe ist flach und offenbar gekielt. Die Stücke lassen sich als cf. *Oppelia nisus* aut. bezeichnen. Ein zweiter Ammonitide ist eine hinten stark gekrümmte, in der Mitte und vorne nur schwach gebogene, sehr schlanke Röhre von ca. 50 mm Länge. Sie ist in der Mitte soweit erhalten, daß sie gerundete Rippen aufweist, die durch schmalere Rinnen von einander getrennt werden. Diese steigen auf der Seitenfläche von innen nach außen stark nach vorne und verlaufen über die Externseite gerade. Eine der Rippen scheint auch ebenda seitlich der Mediane einen kleinen Knoten zu tragen. Eine gewisse Ähnlichkeit zeigt das Stück mit *Hamites aequicingulatus* v. Koenen[3]), jedoch ist die Röhre bei dem Exemplar der Emmerker Bohrung wesentlich schlanker.

Nimmt man zu diesen beiden Ammonitidenstücken noch *Pecten orbicularis* Sow. (*germanicus* Wollem.) aus 405—408 m und *Aucellina aptiensis* d'Orb. aus 438 m, so ist zweifellos, daß Untere

[1]) Brandes, Zeitschr. d. D. geol. G. 57, 1905, S. 577.

[2]) Siehe Erläuterungen zu Blatt Harzburg, S. 109.

[3]) Ammonitiden des norddeutschen Neocoms, S. 394, Taf. XXXVII, Fig. 5 und 6.

Kreide, und wahrscheinlich, daß Aptien vorliegt, was ja über Tage bei Sarstedt bekannt ist.

Die Grenze zwischen Emscher und Aptien liegt bei 310 m, wo ein auffallender Wechsel der Gesteinsbeschaffenheit der dunklen feinsandigen Tone der Unteren Kreide und der glaukonitischen körnigen Mergel der Oberen Kreide erfolgt. Der betreffende Bohrkern liegt mir vor und zeigt eine scheinbare Wechsellagerung, eine Verzahnung von Material des Aptien und dem des Emschers, die nur als Aufbereitung des ersteren gelegentlich der Ablagerung des letzteren gedeutet werden kann. Die glaukonitischen Mergel führen Phosphorite bis 1 cm Durchmesser und auch einige Brauneisenstückchen.

Die Beschaffenheit des Kernes beweist, daß die Schichtlücke — es fehlen Unterer Emscher, Turon, Cenoman und Gault — nicht auf tektonischen Vorgängen beruht, was ja bei der Lage des Bohrlochs in der Mulde und der horizontalen Anordnung der Schichten schon an und für sich nicht wahrscheinlich ist. Die Schichtenlücke ist hier westlich Hildesheim eine Erosionsdiskordanz an der Basis des Oberen Emschers, wie sie an mehreren Stellen Nordwestdeutschlands und auch in größerer Flächenausdehnung vorkommt.

Die nächsten hier in Betracht kommenden Punkte sind der Suerser- und Barg-Berg bei Gehrden und der Lindener Berg bei Hannover. Nach H. Credner[1]) tritt die untere Schichtengruppe des »Senon« »in übergreifender Lagerung« über älteren Formationsgliedern am Gehrdener Berge und in der Niederung nördlich und nordwestlich vom Lindener Berge auf. Nach der Karte und den Angaben des Textes[2]) sind diese älteren Formationsglieder am Gehrdener Berge »Gault« und bei Linden »Gault«, Dogger und Lias[3]), wobei unter der Bezeichnung »Gault« die »Gargas-Mergel«

[1]) Geognostische Karte der Umgegend von Hannover, S. 17.

[2]) l. c. S. 16.

[3]) Die Schichtlücke zwischen Senon und Gault wird hier wohl Erosionsdiskordanz sein, die zwischen Senon und Jura vielleicht tektonischen Ursprungs, als Fortsetzung der Störung, die Credner, Zeitschr. d. D. g. G. XVI, 1864, S. 204, beschreibt.

gemeint sind, für die unter anderem von Versteinerungen *Ammonites nisus* und *Avicula aptiensis* aufgeführt werden. »Am Gehrdener Berge bestehen die Quadratenschichten zu unterst aus Bänken eines grobkörnigen, z. T. konglomeratartigen, gelblich-grauen Mergelsandsteins, darüber folgen Lagen eines hellgrauen, z. T. schiefrigen Kalkmergels, welchem nach der oberen Grenze zu graue sandige Kalkmergel eingelagert sind.« In dem Verzeichnis der Petrefakten der Kreideformation in der Umgegend von Hannover[1]) führt H. Credner Fossilien von Gehrden auf, nämlich: *Belemnites quadratus* Bl., *Marsupites ornatus* Mant., ferner zahlreiche Spongien und Bryozoen, einige Echiniden und Brachiopoden, zahlreiche Lamellibranchier, wenige Gastropoden, zahlreiche Serpeln, einige Crustaceen und Fische. Schlüter[2]) gibt vom Gehrdener Berge *Actinocamax westfalicus* Schlüt., *Act. verus* Mill. und *Act. granulatus* Blainv.[3]) an. Stolley[4]) zieht hieraus den Schluß, daß am Gehrdener Berge Emscher und Granulatenkreide vorhanden sind. Die tiefen konglomeratartigen, offenbar über Aptien übergreifenden Lagen, in denen übrigens neuerdings auch Brauneisenkonglomerate gefunden sind[5]), entsprechen wahrscheinlich dem Konglomerat von Emmerke und den tiefen Lagen des Eisenkonglomerats von Ilsede.

Die Verhältnisse des letzteren Gebietes sind ja bekannter. Bei Gr.-Bülten und Adenstedt ist das Brauneisenkonglomerat, dessen tiefste Schichten sicher noch dem Oberen Emscher angehören[6]), in einer Mulde von 11 km Länge und bei Bodenstedt-Lengede in einer zweiten von 1,6 km Länge nachgewiesen; letzterer scheinen sich die Vorkommen bei Lesse, Broistedt, Sauingen, Beddingen anzugliedern[6]). Die Gr.-Bülten-Adenstedter Mulde lagert auf Minimus-Ton, die Bodenstedt-Lengeder auf Turonplänern; beide füh-

[1]) l. c. S. 37 und ff.

[2]) Palaeontographica XXIV, S. 70.

[3]) Zeitschr. d. D. g. G. 1874, S. 833, 844 und 851.

[4]) Stolley, Über die Gliederung des norddeutschen und baltischen Senons, S. 227.

[5]) Einecke und Köhler, Die Eisenvorräte des Deutschen Reiches, S. 362.

[6]) Stolley, l. c. S. 262. G. Müller, Z. d. D. g. G. 1900, S. 39.

ren als Gerölle zahlreiche Phosphorite mit Ammoniten des Mittleren Gaults[1]).

Dem gleichen Niveau des *Actinocamax westfalicus* Schlüt. und *Inoceramus cardissoides* Goldf. gehören auch die tiefen Lagen des Sudmerbergs bei Goslar, die Brauneisen-Phosphoritkonglomerate am Nordabhange des Langenberges zwischen Oker und Harzburg und über Harzburg hinaus bei Sophienhöhe an, deren Verhältnisse ich zu schildern versucht habe[2]). Letztere Ablagerungen besitzen an ihrer Basis die tiefgreifendste Diskordanz durch Turon, Cenoman, Gault, Neocom, Malm und Dogger bis auf Unteren Lias und führen Gerölle dieser sämtlichen Abteilungen.

Ob gleiche Erscheinungen auch weiter im Osten am Harzrande bei Kloster Michaelstein[3]) auftreten, wo Emscher an Keuper grenzt, bedarf noch der Untersuchung.

Das neue Vorkommen von Emscher bei Emmerke schließt sich in bezug auf seine petrographische Beschaffenheit, seine stratigraphische Stellung und sein Verhalten zum Liegenden gut an die bereits bekannten Vorkommen an.

Denckmann[4]) nahm 1889 für den Emscher der Umgegend von Salzgitter eine Änderung der Sedimentationsverhältnisse und eine Verflachung des Meeres gegenüber der von ihm für Tiefsee-

---

[1]) Einecke und Köhler, Die Eisenerzvorräte des Deutschen Reiches, S. 350 ff. Ob Isernhagen bei Hannover dem gleichen stratigraphischen Niveau angehört, erscheint mir noch nicht sicher; es werden nirgends die beweisführenden Fossilien angegeben. Daß Rolfsbüttel und Gr. Häuslingen (Harbort, Monatsber. d. D. g. G. 61, 1909, S. 390 und 62, 1910, S. 332) hierher gehören, ist ebenfalls zweifelhaft; für den letzteren Fund ist sogar ein viel höherer Horizont wahrscheinlich. Herr J. Boehm, der die beim Abteufen des Schachtes Aller-Nordstern gefundenen Fossilien untersucht hat, teilt mir mit, daß die glaukonitischen Mergel der Mucronatenkreide und zwar einer sehr hohen Zone angehören; das darunter lagernde Konglomerat hat auch nur eine sehr entfernte Ähnlichkeit mit dem Ilseder Trümmererz. Zilly und wahrscheinlich das Phosphoritvorkommen der Halberstädter Mulde sind älter als Peine-Ilsede und gehören der Involutus-Zone des Emschers an.

[2]) Erläuterungen zu Blatt Harzburg und Abhdlg. der Pr. Geol. L.-A., N. F., Heft 56, Seite 1 ff.

[3]) Abhandlg. d. Pr. Geol. L.-A., N. F., Heft 56, Seite 61.

[4]) Dieses Jahrbuch f. 1888, S. 151 und 155.

Bildung gehaltenen Cuvieripläner an. Wenn nun heute auch die Anschauungen in letzterem Punkte zuungunsten der Beweiskraft der in diesen Plänern zahlreich vorkommenden Hexactinelliden für Tiefseefacies gewechselt haben, so wird man das Turon des Harzvorlandes mit seiner von Westen bis Osten völlig gleichbleibenden Plänerentwicklung doch wenigstens für eine bathyale Ablagerung erklären müssen, der gegenüber die Mergel des Emschers allerwenigstens den Beginn einer Verflachung, wenn nicht gar neritische[1]) Bildung anzeigen. Der Obere Emscher besteht sicherlich aus solchen und am Harzrande zweifellos aus litoralen Ablagerungen.

Elbert[2]) faßt seine Facies-Untersuchungen des norddeutsch-französisch-englischen Kreidebeckens dahin zusammen, daß sich »zur Zeit des Ober-Turons der Meeresgrund, ausgehend vom rheinischen Kontinente, senkte und zwar in Westfalen langsam vom Grünsand- zum Kalksteingebiet auf ca. 500 m Tiefe, und daß in der Kalkmergel-Zone der Gegend von Lengerich schnell die Tiefseefacies erreicht wurde.« Andree[3]) möchte im allgemeinen vielmehr der Reihenfolge Grünsand, Kalkmergel, Plänerkalk zuneigen und den letzteren für die küstenfernste Ablagerung halten, »außerhalb eines eventuellen Kontinentalsockels, aber noch innerhalb des Flachsee gebildet, z. T. vielleicht als chemischer Niederschlag aus dem Meerwasser«. Da nun am Harzrande sowohl im Osten wie im Westen ebenso wie im Harzvorlande das Turon — wenigstens sicher Brongniarti- und Scaphitenschichten — in vollausgebildeter Plänerfacies erscheinen und auch nirgends Grünsand-Einlagerungen enthalten, wie sie in Westfalen von früher bekannt waren und neuerdings von Elbert und Stille näher erörtert wurden, wird man annehmen müssen, daß die Meeresvertiefung, die im Cenoman begann und im Turon ihren Höhepunkt erreichte, hier ein Meer von gleichmäßiger und nicht unbedeutender Tiefe schuf. Alle etwa aus der Zeit des jüngsten Juras herstammenden

[1]) Haug, Traité de Géologie I, S. 88.
[2]) Verhdlg. Rheinl.-Westfalen 58, 1901, S. 164.
[3]) Neues Jahrb. f. Min. usw. Beil. Bd. XXV, S. 381.

und von der Unterkreide nicht zerstörten Unebenheiten des Meeresbodens und des Festlandes waren ausgeglichen[1]).

Bei Goslar lagert Cenoman auf Flammenmergel, und erst bei Blankenburg und Halberstadt greift Cenoman bis auf Mittleren Keuper über, eine Lücke, die nicht so bedeutend erscheint, wenn man berücksichtigt, daß zwischen den beiden genannten Orten im Quedlinburger Sattel Neocom bereits über Mittleren Keuper transgrediert und Cenoman in Grünsand-Phosphorit Facies auf Neocom-Sandstein lagert. Das Turon ist bei Thale, Halberstadt und weiter östlich bei Reinstedt in völliger Kalk-, sogar vorzugsweise reiner Plänerkalk-Facies vorhanden; es erscheint mir daher garnicht zweifelhaft, daß ein gleichmäßig tiefes Meer hier zu turoner Zeit noch weit nach Osten und Süden gereicht und auch die Stelle des jetzigen Harzes bedeckt haben muß. Auch die Kreide des Ohmgebirges enthält über der sandig-glaukonitischen Facies des Unteren Cenomans noch graue Pläner (74 % kohlensaurer Kalk bei 21,5 % kieselsaure Tonerde)[2]) und sogar fast weiße Plänerkalke, die beide nicht von den cenomanen Kalken des Harzvorlandes verschieden sind und kaum in Strandnähe entstanden sein dürften. Um so mehr dürfte das Meer der Turonzeit, in welcher der Kulminationspunkt der im Cenoman beginnenden Transgression lag, noch weit nach Süden gereicht haben. Ich kann daher der Meinung Stille's[3]): »Die obercretacische Transgression hat... den Niedersächsischen Uferrand anscheinend nicht sehr weit, wenigstens nicht im Gebiete der Rheinischen Masse und des Harzes, überflutet, wie nach den Lagerungs- und Faciesverhältnissen der Kreide am Südrande der Westfälischen Kreidemulde und am Ohmgebirge zu vermuten ist« nicht beipflichten.

[1]) Ob zwischen Neocom und Cenoman noch eine neue selbständige Krustenbewegung stattgefunden hat, ist eine schwer zu beantwortende Frage, für die die Tatsache in Betracht kommt, daß an der Basis des Hils- (Milletianus-) Sandsteins von Ölber ab über die Blätter Ringelheim, Lutter a. Bge. und Goslar weg bis O. Goslar eine wohl bis auf den Mittleren Muschelkalk reichende Schichtlücke vorhanden ist.

[2]) Bornemann, Neues Jahrb. für Min. 1852, S. 28.

[3]) Die mitteldeutsche Rahmentfaltung. 3. Jahresber. des Niedersächs. geolog. Vereins Hannover 1910, S. 168.

Hierzu veranlaßt mich noch besonders ein anderer Umstand. Wir besitzen in Nordwestdeutschland eine mächtige sandige Entwicklung im Neocom[1]), Gault, Emscher und Senon, aber wir haben diese nur zum Teil im Cenoman und vermissen sie fast vollständig im Turon. Denn die sandige Facies, wie sie in Westfalen (Essener Grünsand, Grünsand von Werl, Grünsand des Osnings), im Ohmgebirge und bei Halberstadt auftritt, läßt sich doch der Quadersandstein-Entwicklung der böhmisch-sächsischen und niederschlesischen Kreide gewiß nicht an die Seite stellen. Letztere Facies des Cenomans und Turons ist doch sicher küstennäher als die der gleichen Stufen des nordwestlichen Deutschlands.

Wenn ich die Südküste des Turonmeeres rekonstruiere, so glaube ich also Grund zu haben, mir vorgeschoben vor die äußer-

[1]) Auch im Neocom fehlt die Sandstein-Entwicklung in der Hilsmulde und zwischen Goslar und Harzburg. Die neocomen Ablagerungen beginnen hier mit einem z. T. oolithischen Brauneisenkonglomerat oder konglomeratischen zoogenen Kalk und gehen in Tonfacies über. Auf dem Höhepunkt der neocomen Transgression dürfte das neocome Meer über die Hilsmulde und wenigstens über die Stelle das jetzigen Nordwestendes des Harzes weg nach Süden gereicht und dort erst seine Sandsteinfacies entsprechend der des Teutoburger Waldes und Quedlinburger Sattels gebildet haben. — Dem westlichen Drittel des Harzrandes zur Neocomzeit eine höhere geologische Bedeutung beizulegen als etwa dem Salzgitter'schen Sattel, in dem die Konglomeratbildung viel energischer und mächtiger auftritt, liegt keine Veranlassung vor. Innerhalb des mittleren und östlichen Drittels der subhercynen Kreidemulde zwischen Harzburg und Aschersleben fehlt das Neocom ebenso wie der Jura am Harzrande völlig, vielleicht in Folge der Transgression des Cenomans und Senons. Es ist auf den Quedlinburger Sattel beschränkt und erscheint als Sandstein in paralischer Facies entwickelt, indem marine mit kontinentalen Absätzen, die aufrecht stehende Weichselien und Nathorstianen enthalten, wechsellagern. Der Quedlinburger Sattel schließt sich tektonisch dem Huy an, und ebenso scheint sich die marine konglomeratisch-tonige Facies des Neocoms, die im Huy herrscht, nach Südosten zu in die paralisch-sandige des Quedlinburger Sattels zu entwickeln. Daraus könnte wohl auf eine Lage des fraglichen Kontinents im Südosten, aber nicht im Südwesten geschlossen werden (Stille l. c., Taf. V). Die Verhältnisse am Nordrande des Harzes lassen noch eine andere Annahme zu, daß nämlich das Neocommeer zwar nach Westen zu in der Gegend des Teutoburger Waldes und Erzgebirges und nach Osten SO Quedlinburg Festlandsgrenzen besessen, daß aber eine breite Meeresbucht über die Hilsmulde und den Harz weg weit nach Süden gereicht hat. Die Anhaltspunkte für die präsenone Existenz des »Niedersächsischen Uferrandes« an der Stelle des jetzigen nördlichen Harzrandes sind nicht ausreichend und nicht eindeutig.

sten Punkte von Cenoman — also Nordrand des Rheinischen Schiefergebirges, Ohmgebirge, Nordrand des Harzes bei Goslar, Blankenburg, Thale und östlich Quedlinburg — eine Zone vorgelagert zu denken, in der sich die Facies der böhmischen Kreide entwickelte. Wie breit diese Zone gewesen ist, und ob eine Verbindung der norddeutschen Oberen Kreide über die Gegend des jetzigen Harzes und Thüringer Waldes weg mit der sächsisch-böhmischen oder gar fränkischen vorhanden gewesen ist oder nicht, darüber werden wir wohl kaum jemals völlige Gewißheit erhalten. E. Philippi[1]) sagt: »Hätte ... irgendein Meer die Gegend des Thüringer Waldes bespült und sich an der Abtragung der mesozoischen Flözdecke beteiligt, so hätte es sicher auch irgendwelche Sedimente hinterlassen; von dieser aber kennen wir auch nicht die geringste Spur«. Diese Beweisführung ist leicht durch die Gegenfeststellung zu parieren, daß von Sedimenten der angenommenen präoligocänen (Oberer Jura bis Oligocän) Festlandszeit ebenfalls keine Spur vorhanden ist.

Mit der größten Wahrscheinlichkeit können wir annehmen, daß zur Turonzeit in der Gegend des Harzes und seines Vorlandes ein Meer von gleichmäßiger und kaum sehr geringer Tiefe flutete. Diesem Zustande gegenüber bedeuten die Sedimente des Emschers im Allgemeinen eine Verflachung. Ihre an mehreren Stellen grobkonglomeratische Natur mit tiefgreifender Erosionsdiskordanz an der Basis führt ferner zur Annahme von gleichzeitigen Krustenbewegungen des Meeresgrundes, die bis zur Bildung von Untiefen oder Inseln gingen. Durch beide Momente erfolgte eine Einschränkung des Areales des Turonmeeres, eine Regression, die während der Granulatenzeit anhielt. In der Quadratenkreide folgte der Regression eine Transgression, die den Harz schon z. T. seiner mesozoischen Hülle entblößt vorfand und bis in die Mucronatenzeit fortsetzte. Ihr gehören die Buntsandsteingerölle führenden Konglomerate von Blankenburg und Wernigerode, die Hercyngerölle führenden Konglomerate der Ilsenburgmergel an. Ihr entstammt die Diskordanz an der Basis der Kreide von Biewende, Königs-

[1]) Zeitschr. d. D. geolog. Ges. 62, S. 318.

lutter. In diese Periode fallen auch die Konglomerate von Alleringersleben und Gr. Häuslingen usw. —

Ich glaube, daß die vorstehenden Ausführungen am besten den speziellen Verhältnissen des Harzvorlandes gerecht werden und sehe absichtlich davon ab, sie auf andere Gebiete zu übertragen. Nur möchte ich noch ihre generelle Übereinstimmung mit den allgemeinen Anschauungen HAUG's[1]) hervorheben, der in mehreren seiner Publikationen von einer Regression des Emschers und einer Transgression des Senons, namentlich seiner höheren Stufen, spricht.

[1]) Les géosynclinaux et les aires continentales S. 684 ff. und Traité de géologie. S. 1298 ff.

Berlin, den 6. März 1911.

Die Basalte des Sollings und ihre Zersetzungsprodukte.

Von den Herren **O. Grupe** und **H. Stremme** in Berlin.

Hierzu Tafel 8—10 und 3 Textfiguren.

Inhalt.

Einleitung

I. Der Basalt der Bramburg
  a) Allgemeine Lagerungsverhältnisse
  b) Der Basalt und seine Zersetzungsformen
  c) Exogene Einschlüsse

II. Die Dolerite von Polier und Amelith
  a) Allgemeine Lagerungsverhältnisse
  b) Die Dolerite und ihre Zersetzungsformen

III. Der zersetzte Basaltgang bei Neuhaus

IV. Über die Natur und Herkunft der zersetzenden Vorgänge

V. Die chemischen Daten über die Basalte und ihre Zersetzungsprodukte
  a) Die Mineralbestandteile des Basaltes der Bramburg
  b) Die Zersetzungsprodukte des Bramburgbasaltes
  c) Vergleiche der Zersetzung des Bramburgbasaltes mit der einiger anderer Eruptivgesteine
  d) Die Zersetzung des Dolerites von Polier
  e) Die Zersetzung des Basaltganges bei Neuhaus

Von O. Grupe

Von H. Stremme

Einleitung.

Die Basalte des Sollings bilden die nördlichste Gruppe unserer deutschen Basalte; nur das kleine isolierte Basaltvorkommen bei Sandebeck am Teutoburger Walde ist noch einige Kilometer nördlicher gelegen.

Die zwischen Polier und Bodenfelde auftretenden doleritischen Basalte sind bereits von Graul in seiner Arbeit »Die tertiären

Ablagerungen des Sollings«[1]) erwähnt und später von Laspeyres[2]) nach einigen ihm zugesandten Handstücken z. T. beschrieben worden. In seiner Arbeit »Über norddeutsche Basalte aus dem Gebiete der Weser und den angrenzenden Gebieten der Werra und Fulda«[3]) hat sodann Rinne den größten Teil der Sollingbasalte mit angeführt und ihrer Zusammensetzung nach kurz besprochen.

An das Auftreten dieser Basalte knüpfen sich aber noch anderweitige höchst bemerkenswerte und interessante Erscheinungen, die eine eingehendere Behandlung derselben rechtfertigen. Das sind zunächst einmal ihre nachweisbaren genetischen Beziehungen zu dem Gebirgsbau der Gebiete, in welchen sie liegen, und zweitens ihre eigenartigen und z. T. hochgradigen Zersetzungsformen, wie sie bei Basalten in dieser Ausbildung nicht allzuhäufig sein dürften. Auch die in dem Basalt der Bramburg zahlreich auftretenden exogenen Quarzeinschlüsse bieten durch ihre Umwandlungserscheinungen und ihren Einfluß auf die Struktur und Zusammensetzung des umgebenden Basaltgesteins mancherlei Interesse und sollen eine nähere Besprechung erfahren. In die Bearbeitung des Stoffes haben sich die beiden Autoren in der Weise geteilt, daß von O. Grupe die geologischen und petrographischen Verhältnisse (Kapitel I—IV), von H. Stremme die chemischen Verhältnisse der Basalte (Kapitel V) behandelt werden sollen.

Besonderer Dank gebührt auch an dieser Stelle Herrn Dr. Finckh, der den erstgenannten der Verfasser bei der mikroskopischen Untersuchung der Gesteine durch mancherlei Auskunft freundlichst unterstützt hat, sowie den Betriebsleitern der Basaltbrüche der Bramburg, den Herren Schubert sen. und Dr. Schubert jun., die bei der Beschaffung des nötigen Materials stets das bereitwilligste Entgegenkommen gezeigt und durch manche wertvolle Mitteilung ihrer langjährigen Beobachtungen die Arbeit gefördert haben.

---

[1]) N. Jahrb. für Min. 1885, Bd. I.
[2]) Verhandl. des naturhist. Ver. für Rheinl. und Westf. 1887.
[3]) Dieses Jahrbuch für 1892 und 1897.

I. Der Basalt der Bramburg.

Von O. Grupe.

a) Allgemeine Lagerungsverhältnisse.

Die von Basalt gekrönte Kuppe der Bramburg bildet im südlichsten Teile des Sollings die höchste und auffallendste Erhebung (461 m) inmitten des gleichförmigen Buntsandsteingebirges, die allerdings infolge des ausgedehnten Abbaubetriebes leider immer mehr ihre charakteristische Form einbüßt. Mit dem Basalt der Bramburg als dem nördlichsten größeren Vorposten beginnt die stattliche Schar der Basaltkegel, die, im allgemeinen von Tertiärschollen unterlagert, den verschiedenen mehr oder weniger aufgerichteten Triasschichten des Bramwaldes, des Reinhardswaldes und ihrer Vorhöhen aufgesetzt sind und der Triaslandschaft ein neues, eigenartiges Gepräge verleihen.

Das im Liegenden des Bramburgbasaltes auftretende Tertiärgebirge besteht in der Hauptsache aus mächtigeren Quarzsanden mit gelegentlichen kohligen Einlagerungen und bunten Tonen des Miocäns, das aber noch stellenweise, wie im N. und S. der Kuppe, unmittelbar über dem Buntsandstein von geringmächtigen glaukonitischen Mergelsanden des marinen Oberoligocäns unterlagert wird. Über Tage sichtbar wird das Tertiär unter dem mehr oder weniger starken Basaltschutt nur an ganz wenigen Stellen, und größere Aufschlüsse befinden sich in ihm nur unmittelbar unter dem Basalt am Eingange des westlichen Bruches der Firma Sander & Söhne (vgl. Taf. 8, Fig. 1), sowie am südlichen Fuße der Kuppe, wo in letzter Zeit ein neu entstandenes Steinbruchsunternehmen größere Erdarbeiten hat ausführen lassen. An der ersteren Stelle stehen 10—12 m mächtige helle Miocänsande an, die zuweilen Kieselschiefer und Quarzgerölle, auch feine Tonlagen führen und am Kontakt mit dem Basalt verschiedentlich zu dünnen Eisensteinlagen verkittet sind. Die Basaltdecke ist hier an ihrer unteren Grenze als zersetzte Basaltschlacke entwickelt, worauf weiter unten noch näher eingegangen werden soll, und fällt unter ca. 20^0 in den Berg hinein. Ein besonders interessantes Tertiärprofil bietet sich sodann

an der zweitgenannten Lokalität am Südfuße der Bramburg dar: auch hier sind es zunächst ca. 8 m mächtige, z. T. dunkelgebänderte Quarzsande, von denen dann aber nach dem Basalt zu eigenartige und höchst heterogene Miocäntone in einer Mächtigkeit von 2 m durch eine Verwerfung abgeschnitten werden. Diese sind gelblich, blaugrau und grünlich gefärbt und bestehen zum Teil aus einem plastischen, von vereinzelten kohligen Resten durchwirkten Ton, zum anderen Teil aus stark zersetztem, hellgefärbtem Tuffmaterial, in dem einzelne Gemengteile nicht mehr erkennbar sind. Auch einzelne Feuersteingerölle wurden in dem Ton beobachtet, wie solche auch sonst im Miocän des Sollings vorkommen. Ferner fanden sich in dem Ton als sekundäre Gebilde in ziemlich vertikalem Sinne verlaufende eisenschüssige Lagen, und endlich waren die Quarzsande an der Verwerfungsspalte zu einem harten Brauneisenbande zusammengekittet. Die über dem Tertiär folgenden Basaltsäulen sind zu unterst in einzelne unregelmäßig polyedrische, mehr oder weniger zersetzte Blöcke aufgelöst. Unweit dieser Stelle sind beim Bau des benachbarten Wohnhauses in den Quarzsanden auch Braunkohlenschichten erschlossen worden.

Das Auftreten des Tertiärs an der Bramburg ist für den Solling einzigartig. Es bildet hier die einzige, unter der schützenden Decke des Basaltes vor der Zerstörung verschont gebliebene Scholle auf der Hochfläche des Sollings, während es im übrigen vollkommen abgetragen worden ist und nur in den Tälern und Talsenken, in denen es infolge seines späteren tektonischen Einbruchs dem allgemeinen Denudationsniveau entrückt war, bis zum heutigen Tage in größeren, zusammenhängenden Massen erhalten geblieben ist[1]).

Die vom Tertiär diskordant überlagerten Schichten des Buntsandsteins zeigen nun bemerkenswerterweise keine gleichmäßige Ablagerung, sie sind vielmehr in zwei tektonisch ungleichwertige Partieen geschieden. Ein längerer, südnördlich gerich-

[1]) Vergl. hierüber Grupe, Präoligocäne und jungmiocäne Dislokationen und tertiäre Transgressionen im Solling und seinem nördlichen Vorlande. Dieses Jahrbuch für 1908, I, S. 612 ff.

teter Rötgraben durchsetzt als Teil einer durch den ganzen Solling ziehenden Bruchzone im Liegenden des Tertiärs die obere Stufe des Mittleren Buntsandsteins, den Bausandstein, und läßt seine Schichten, bunte Mergel und Quarzite, wie einige Aufschlüsse zeigen, sowohl im N. wie im S. unter dem bedeckenden Miocän und Oberoligocän heraustreten[1]) (vgl. Fig. 1). Nur der nördlichste Zipfel der Grabenversenkung, der bereits im Bereiche des älteren Mittleren Buntsandsteins liegt, enthält, soweit es durch Bohrungen bei dem Basaltschutt festzustellen war, die oberen Grenzschichten des Mittleren Buntsandsteins im normalen Liegenden des Röts.

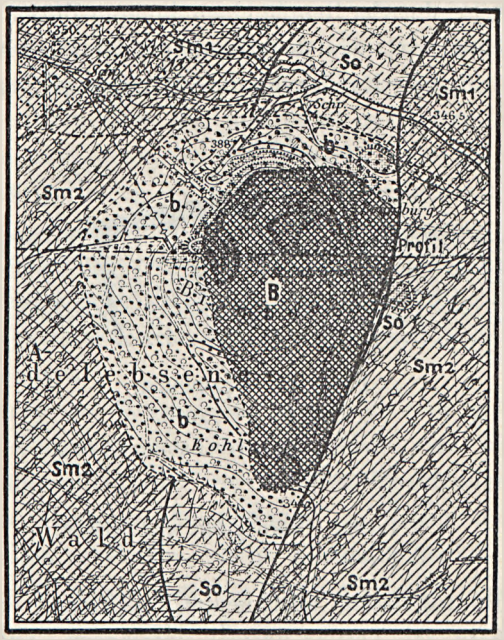
Das Tertiär überlagert also diskordant Mittleren Buntsandstein und in diesen grabenförmig eingesunkene Rötschichten und muß daher samt seiner Basaltdecke jünger sein als die den Röt dislozierenden Brüche, die, von Süden her aus der Gegend von Adelebsen kommend, noch weithin nach N. durch den ganzen Solling fortsetzen und von Volpriehausen ab sich zu einem Tertiärgraben erweitern. Ich habe bereits in meiner erwähnten Arbeit über »Präoligocäne und jungmiocäne Dislokationen und tertiäre Transgressionen im Solling und seinem nördlichen Vorlande« (a. a. O. S. 626—678) diese Lagerungsverhältnisse an der Bramburg als einen Beweis für das Auftreten älterer, zum mindesten präoligocäner Störungen im Solling angeführt.

Ich habe dann weiter gezeigt, daß die jüngeren, die Tertiärversenkungen erzeugenden, jungmiocänen Dislokationen des Sollings zum großen Teil nur posthume Störungen sind und abermalige Gebirgsverschiebungen an den vorhandenen älteren Spalten darstellen. Eine solche posthume Verwerfung ist auch an dem Rötgraben der Bramburg, und zwar an dessen östlicher Randspalte erfolgt. Das hier meist von Basalt bedeckte Tertiär ist entlang dem östlichen Randbruch um einige Dekameter in die Tiefe verschoben gegen den an der östlichen Seite stehenbleibenden Bausandsteinsockel, der zunächst natürlich gleichfalls von Tertiär ge-

[1]) Wohl infolge mächtigeren Basaltschuttes war im N. der Bramburg der Rötgraben bei der Kartierung des Blattes Hardegsen von Herrn Geh. Rat v. Koenen nicht festzustellen. Erst neuere Aufschlüsse haben die Fortsetzung des Röts nach N. über das bedeckende Miocän und Oligocän hinaus gezeigt.

krönt war und erst nachträglich bis auf die heutigen Oberflächenschichten abgetragen wurde. Bemerkenswert ist aber dabei, daß dieser zweite Verwurf nicht ganz genau den gleichen Weg nahm wie der erste, es blieb vielmehr an der einen Stelle an dem östlichen Buntsandsteinflügel eine kleine Scholle vom Rötgraben hängen, die am Eingange des Lödingser Bruches neben dem Basalt aufgeschlossen ist.

Figur 1.



Geologische Darstellung der Bramburg.

Maßstab 1 : 25000.

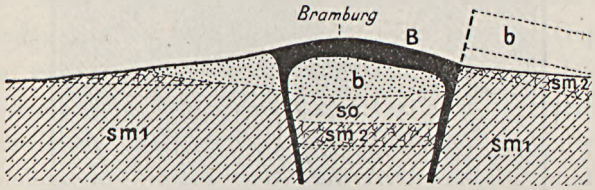
sm1 (Unterer) Mittlerer Buntsandstein
sm2 Bausandstein
so Röt
b Tertiär (Oberoligocän und Miocän)
B Basalt

Da nun auch der Basalt als Decke des Tertiärs im Bereiche der Grabenversenkung der Bramburg lagert, so liegt schon von vornherein die Vermutung nahe, daß auch er in irgend einem ursächlichen Zusammenhange mit der Dislokation steht, wäre es

doch gezwungen anzunehmen, daß der Basalt an irgend einer anderen Stelle der Umgebung der Bramburg ausgebrochen wäre, von dort sich stromförmig nach der Bramburg ergossen hätte und hierselbst zufällig über dem Röteinbruch erhalten geblieben wäre. Und in der Tat finden wir denn auch unsere Vermutung bestätigt, wenn wir uns die Lagerungsverhältnisse des Basaltvorkommens näher betrachten.

Schon die nordsüdliche Erstreckung der Basaltdecke sowohl wie des Grabeneinbruchs deutet einen inneren Zusammenhang an, und weiter sehen wir, wie der Basalt an der Ostseite geradlinig entlang der östlichen Randspalte des Rötgrabens gegen den an-

Figur 2.



Profil der Bramburg.

Maßstab 1 : 25000.

sm1 (Unterer) Mittlerer Buntsandstein
sm2 Bausandstein
so Röt
b Tertiär (Oberoligocän und Miocän)
B Basalt

grenzenden Buntsandstein abschneidet, während er an seinen übrigen Rändern das Tertiär normal überlagert. Diese deutliche Abhängigkeit der Basaltablagerung von der östlichen Randspalte des Rötgrabens läßt nun auch wiederum zweierlei Deutungen zu: entweder ist der Basalt samt dem liegenden Tertiär und Röt mit verworfen gegen die östlich angrenzende Buntsandsteinpartie, also älter als die jungmiocäne Dislokation, oder aber der Basalt ist erst infolge dieser Dislokation emporgedrungen, um sich dann an der Oberfläche auf dem unmittelbar zuvor zur Tiefe gesunkenen Tertiär deckenförmig auszubreiten und im Osten sich seitlich an den stehen gebliebenen und aufragenden Buntsandsteinsockel anzulegen. In beiden Fällen würde oberflächlich ein geologisches Bild ent-

stehen, wie es unsere Figur 1 zeigt. Eine sichere Lösung dieser Frage gibt uns erst die innere Struktur des Basaltkörpers, der in seinem nördlichen Teile durch einen ausgedehnten Steinbruchsbetrieb erschlossen ist.

Wie schon erwähnt, stellt der Bramburgbasalt, der seiner Zusammensetzung nach ein dichter, olivinführender und kalihaltiger Plagioklasbasalt ist, hinsichtlich seiner geologischen Erscheinungsform eine typische Decke dar, die im allgemeinen in einzelne 4—6-kantige Säulen von wechselndem Umfange abgesondert ist. Betreten wir von Osten her zunächst den jetzt verlassenen östlichen Bruch, den sog. Lödingser Bruch, so erblicken wir in seinem nördlichen schmalen Eingange die horizontal gelagerten Rötschichten, die, wie schon angegeben, bei der tertiären Versenkung an dieser Stelle in höherem Niveau am östlichen Buntsandsteinflügel hängen geblieben sind. Dahinter folgt dann in einer Breite von 20—25 m zu weichen Tonmassen zersetzter Basalt, in denen nur hier und da einzelne Basaltblöcke hervorschauen, und erst im Hintergrunde des Bruches lagert der frische Basalt, in senkrecht emporstrebenden Säulen abgesondert.

Eine interessante Erscheinung zeigt sich nun gleich daneben im südlichen Eingange des Bruches. Hier sind innerhalb der nachträglich überrollten und verrutschten Zersetzungsmassen des Basaltes noch einzelne Säulenbündel in ihrem ursprünglichen Zustande erhalten geblieben, deren Säulen plötzlich schräg gerichtet sind, z. T. sogar fast bis zur horizontalen Lagerung sich nach Osten hinneigen, während dicht daneben nach dem Innern des Steinbruchs zu die Säulen steil emporstreben. Ich kann mir diesen unvermittelten, starken Lagerungswechsel nicht anders erklären, als daß die angrenzenden Buntsandsteinschichten bei der Basalteruption eine vertikale Abkühlungsfläche darboten, an deren Kontakt der Basalt entsprechend dem Gesetze der Abkühlung zu horizontalen Säulen erstarren mußte. Die Basaltsäulen zeigen dabei in sich eine deutliche Krümmung, die die Möglichkeit einer späteren Lagerungsstörung ausschließt.

Eine derartige aufragende Wand bildete denn ja auch in der Tat, wie wir sahen, die östliche Buntsandsteinscholle infolge der

jungmiocänen Dislokation entlang dem östlichen Randbruch des Rötgrabens, die in dieser Zeit zum zweiten Male einsetzte und das Tertiär daneben zur Tiefe verwarf. Darin liegt zugleich der Beweis dafür, daß der Basalt selbst nach der Tertiärversenkung auf der östlichen Randspalte emporgedrungen ist, nicht aber, daß er bereits vor Eintreten dieser Dislokation vorhanden und mit verworfen worden wäre. Ich habe diese Verhältnisse etwas ausführlicher geschildert, da bei diesem Basalt vorkommen der besonders wichtige Fall vorliegt, daß eine präexistierende Eruptionsspalte sicher nachweisbar ist und sich durch bedeutendere Verwerfungserscheinungen an der Erdoberfläche dokumentiert.

Ob noch eine längere Zeit zwischen dem Basaltaustritt und dem Tertiäreinbruch gelegen hat, ist natürlich nicht zu bestimmen, plausibler ist wohl die Auffassung, daß die Eruption in unmittelbarem Gefolge der Dislokation in Erscheinung trat. Da die Basaltdecke sich in längerer, nordsüdlicher Erstreckung an die Spalte anschließt, so ist anzunehmen, daß der Ausbruch nicht auf eine einzige Stelle beschränkt war, sondern entlang der ganzen Randspalte erfolgte. Ja selbst auf der westlichen Randspalte der Grabenversenkung könnte das Magma aufgestiegen und durch die lockeren Tertiärmassen hindurchgebrochen sein, obwohl ein erneutes Aufreißen dieser präoligocänen Spalte unmittelbar vor der Basalteruption nicht festzustellen ist. Diese — auch im Profil (Fig. 2) zum Ausdruck gebrachte — Annahme erscheint mir aber naheliegend, seitdem ich bei vielen niederhessischen Basalten[1]) die Beobachtung gemacht habe, daß diese Verwerfungsspalten der präoligocänen Dislokationsphase aufsitzen, die keine abermaligen Verschiebungen infolge der jungmiocänen Gebirgsbildung erkennen lassen, und daß damit diese Basalte bei ihrem Aufstiege alten, toten Spalten gefolgt sind, auf denen sie sich ihre Eruptionskanäle selbständig schufen. Sicher nachweisbar haben sich aber auf der westlichen

[1]) Grupe, Über das Alter der Dislokationen des hannoversch-hessischen Berglandes und ihren Einfluß auf Talbildung und Basalteruptionen. Zeitschr. der Deutsch. Geol. Ges. 1911.

Randspalte der Bramburg postvulkanische Vorgänge in Gestalt von Kohlensäureausströmungen abgespielt, auf die weiter unten noch näher eingegangen werden soll.

An dieser Stelle sei auch nochmals auf die zersetzten Tuffmassen hingewiesen, die den Miocäntonen am Südfuße der Bramburg unmittelbar im Liegenden des Basaltes eingebettet sind. Sie geben uns Zeugnis von einer etwas älteren Eruption, die bereits bei der Ablagerung der Miocänschichten erfolgte, und zwar möglicherweise unweit der heutigen Lagerungsstelle des Tuffes, nämlich auch schon entlang den Spalten des Rötgrabens der Bramburg.

b) Der Basalt und seine Zersetzungsformen.

Abgesehen von einer starken mechanischen Auflockerung der Schichten zeigen sich eigentliche Kontaktwirkungen in der östlich angrenzenden Buntsandsteinscholle des Lödingser Bruches nicht. Dagegen ist der Basalt hier an der Grenze zu einem weichen Basaltton in einer Breite von 20—25 m zersetzt, in dem nur hier und da noch einige frische Basaltpartieen, meist in Form einzelner rundlicher Blöcke, erhalten geblieben sind. Es ist dies eine Zersetzungsform, die überhaupt die sonst frische, kompakte Basaltmasse der Bramburg in mehr oder weniger breiten, in die Tiefe hinabsetzenden Zonen durchzieht. Besonders in den der Firma Sander & Söhne gehörigen Brüchen im nördlichen und westlichen Teile der Kuppe sind diese Verhältnisse instruktiv ausgebildet und bieten dem Beobachter bei dem umfangreichen Abbau von Jahr zu Jahr wechselnde Bilder.

Ganz allgemein ist dabei zunächst die Erscheinung, daß die Basaltsäulen niemals scharf an den Zersetzungsmassen abschneiden, sondern sich in ihrer Nähe in lauter einzelne Teilstücke auflösen, die entsprechend dem Grade der Umwandlung grusig und mürbe werden und schließlich in die meist lockeren tonigen Produkte, in mannigfach gefärbte Wackentone und helle Rohkaoline, übergehen. Mit beginnender Zersetzung erhalten die einzelnen polyedrischen Basaltblöcke eine ziemlich einheitliche Abrundung oder auch eine ellipsoidische bis kugelige Oberfläche,

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

von der aus der weitere Zersetzungsvorgang nicht selten gleichmäßig nach dem Innern zu vorschreitet und dann eine konzentrische Lagenstruktur erzeugt, welche die mit einander abwechselnden weißlichen, grauen, grünlichen und bräunlichen Farbentöne der Wacken und Wackentone zum Ausdruck bringen. Zuweilen teilen schwarze, stark eisen- und manganhaltige und andererseits weiße, kaolinische Adern die Wände in ungefähr rechteckige oder quadratische Felder und zeigen die ehemaligen Begrenzungsflächen der einzelnen Säulen und ihrer Teilstücke an, auf deren Trennungsfugen noch nachträglich wieder eine Umlagerung der Eisen- und Manganoxyde stattgefunden hat. Hier und da sind inmitten dieser Felder auch noch kleine frische Kugelkerne erhalten. An anderen Stellen reihen sich kugelige Blöcke, die also eine Zersetzungsform, nicht eine primäre Schrumpfungsform darstellen, dicht zu Säulen an einander, und nur entlang den ehemaligen vertikalen Trennungsflächen tritt eine intensivere Umwandlung in Erscheinung.

Die Zersetzungszonen wechseln natürlich sehr in ihrem Umfange und können oft eine ansehnliche Breite erlangen — an der südlichen Seite des Bruches II z. B. eine solche von 80 m —, stets aber setzen sie in die Tiefe hinunter und erweitern sich dabei nicht selten nach unten zu trichterförmig (vergl. Taf. 8, Fig. 2).

Der am Rande der Zersetzungszonen durchweg zu beobachtende starke Zerfall der sonst kompakten Basaltsäulen in einzelne kantige bis rundliche Teilstücke zeigt uns, daß in der erkaltenden Basaltdecke ganz ungleiche Druckverhältnisse geherrscht haben müssen, und dies wird uns noch besonders klar, wenn wir die Stellung der frischen Basaltsäulen näher betrachten. Die Basaltsäulen besitzen nirgends in den genannten Brüchen auf einem größeren Raum eine gleichmäßig aufrechte oder auch nur gleichsinnige Stellung. Nur ganz allgemein läßt sich sagen, daß die Säulen im südlichen Teile der Brüche nach W., im nördlichen Teile von »Kamerun« und Bruch II nach N. bezw NW. und in der gleichen Partie des Bruches I nach S. bezw SW. einfallen, um sich dann nach dem östlich gelegenen Lödingser Bruche zu steil aufzurichten. Im einzelnen aber herrschen außerordentliche Unregelmäßigkeiten in

der Lagerung sowohl im vertikalen wie im horizontalen Sinne. Der Einfallswinkel der Säulen schwankt von nahezu 10° bis zu 30° oder gar 35°. Dabei fallen stets zwei Erscheinungen besonders in die Augen: Der Lagerungswechsel erfolgt durchweg recht plötzlich und ist stets mit der oben besprochenen starken Gesteinszerklüftung und Gesteinszersetzung verbunden. Mögen die einzelnen Säulen und Säulenbündel in sich selbst einen Knick erfahren, oder mögen sie gegenseitig konvergieren oder divergieren, stets tritt an der betreffenden Stelle eine Zersetzungszone, »eine Kummerwand«, auf, die im ersteren Falle meist nur als dünne Ader sich schräg durch die Basaltsäulen hindurchzieht, im anderen Falle oft in größerer Breite und vertikaler Erstreckung die einzelnen Säulenpartieen voneinander trennt und im allgemeinen von einer stärkeren Zergliederung der einzelnen Säulen eingeleitet wird. Wir werden uns eine derartige ungleiche Verteilung des Druckes innerhalb der erstarrenden Basaltdecke vorzustellen haben, daß vielorts die prismatische Absonderung nach verschiedenen Seiten hin erfolgte und die an diesen Stellen des plötzlichen Richtungswechsels resultierende Druckverminderung eine Häufung stärkerer Schrumpfungsspalten bewirkte, welche die zersetzenden Agenzien leicht aufnahmen.

Forschen wir nun nach der eigentlichen Ursache dieser so ungleichmäßigen Druckverteilung und der damit zusammenhängenden ungleichmäßigen Erstarrungsform der Basaltdecke, so möchte ich die stark kupierte Oberfläche des liegenden lockeren Tertiärgebirges dafür verantwortlich machen. Die ausbrechende basaltische Lava fand ein besonders stark welliges Tertiärgelände vor, dem sie sich bei ihrer Ablagerung im großen und ganzen anpassen mußte. Sie erhielt dadurch selbst eine ziemlich uneben gestaltete Abkühlungsfläche und demzufolge auch nach dem Innern zu mehr oder weniger regellos verlaufende prismatische Schrumpfungsformen. Die spätere Denudation hat dann die Basaltdecke gleichmäßig abgeschliffen und vor allem, der Säulenstellung nach zu urteilen, an der westlichen Seite einen größeren Teil abgetragen.

Der mikroskopischen Beschreibung der an den einzelnen Gemengteilen auftretenden Zersetzungserscheinungen ist zunächst die

mineralische Zusammensetzung des Bramburgbasaltes in seinem frischen Zustande vorauszuschicken.

Der Basalt der Bramburg ist ein dichter, tiefschwarz bis bläulichschwarz gefärbter Plagioklasbasalt und kennzeichnet sich durch die vorherrschende Mineralkombination von Plagioklas und Augit, zu der sich als charakteristischer Gemengteil Olivin und als Nebengemengteile reichliches Eisenerz und Apatite hinzugesellen. Akzessorisch treten ab und zu bräunlichgelbe Biotitblättchen auf. Die Struktur ist eine hypidiomorph-körnige, eine eigentliche Grundmasse ist nicht entwickelt, nur selten findet sich zwischen einzelnen Feldspäten eine farblose Glassubstanz.

Die Plagioklase bilden wasserhelle, bis $^1/_2$ mm lange Leisten mit ausgezeichneter Zwillingsstreifung nach dem Albitgesetz. Beobachtet wurde auch das schon von Rinne erwähnte Kreuzalbitgesetz, nach dem die einzelnen Lamellen gleicher Auslöschung an einer Querlinie gegen einander verschoben erscheinen. Ihre gegen die Zwillingsgrenze symmetrisch liegende maximale Auslöschungsschiefe von etwa 25° läßt auf eine zwischen Labrador und Andesin stehende Mischung schließen. An Einschlüssen führen die Feldspäte oft reichlich Apatitnädelchen, die vielfach auch ihre charakteristische Quergliederung aufweisen. Auffallend ist der für einen Plagioklasbasalt verhältnismäßig hohe Kaligehalt von 2,01 bezw. 1,852%, wie ihn die Analysen I und II (S. 284) ergeben haben. Mag auch ein gewisser Teil des Kalis an den akzessorisch auftretenden Biotit gebunden sein, so ist es doch andererseits wohl denkbar, daß auch die Feldspäte, die unter dem Mikroskop ihrem optischen Verhalten nach sich nur als typische Plagioklase kennzeichnen, etwas kalihaltig sind, d. h. etwas Orthoklassubstanz beigemischt enthalten [1]).

Die Augite sind mit mattgrünlicher Farbe durchsichtig, ohne merklichen Dichroismus und besitzen die gewöhnliche kurzprismatische Gestalt teils mit regelmäßig krystallographischer, teils mit unregelmäßiger Begrenzung. Ihre Formentwicklung zeigt, daß sie

[1]) Vergl. hierzu Dittler, Über die Darstellung kalihaltiger, basischer Plagioklase. Tschermak's Mineralog. Mitt. 1910, S. 273 ff.

im großen und ganzen vor oder z. T. wenigstens gleichzeitig mit den Feldspäten auskrystallisiert sind. Die Auslöschungsschiefen sind oft recht bedeutend und steigen bis zu 50° gegen die Vertikalkanten. Zwillingsverwachsungen kommen öfter vor, hauptsächlich nach (100), aber auch solche nach (101) wurden beobachtet. An Einschlüssen beherbergt der Augit vielfach kleine Eisenerzpartikel. Zuweilen schließen sich die Augite zu größeren Anhäufungen, sog. »Augitaugen« zusammen und sind, soweit sie keine zentralen Kerne fremder Gesteine wie Quarz (vergl. weiter unten) führen, wohl als konkretionäre Bildungen anzusehen.

Die Olivine sind als die ältesten Ausscheidungsprodukte stets in größeren, oft einige mm großen und dann auch makroskopisch deutlich sichtbaren Krystallen vorhanden, die sich durch ihre stark runzelige Oberfläche und ihre gerade Auslöschung von den monoklinen Augiten sofort unterscheiden. Es sind z. T. wohlbegrenzte, sechsseitige, rechteckige und rhombische Durchschnitte, z. T. sind sie durch die Korrosionstätigkeit des Magmas zu unregelmäßigen Tafeln und Körnern gerundet. Eisenerzeinschlüsse treten in den Olivinen noch weit mehr hervor als in den Augiten. Der Olivin unterliegt von den Gemengteilen am ehesten der Zersetzung und zeigt selbst in dem frischen Gestein zuweilen eine an seine Klüfte gebundene Serpentinisierung. Wie die Augite, so häufen sich auch die Olivine zuweilen zu »Olivinknollen« an, die bei beträchtlicherer Größe schon dem bloßen Auge erkennbar sind.

Unter den Eisenerzen wiegt der Magnetit in Form unregelmäßiger Körner und oktaedrischer Durchschnitte bei weitem vor, doch kommen auch Ilmenite vor in Gestalt größerer, z. T. hexagonaler Blättchen oder auch kleinerer, in dünneren Partieen zuweilen braun durchscheinender Körnchen und Blättchen, die sich dann gern zu zierlichen Leisten gruppieren.

Die beginnende Zersetzung läßt nun aus dem Basalt eine helle, weißlichgraue bis grünlichgraue, mürbe Basaltwacke (vgl. hierzu Analyse V, S. 289) hervorgehen, in der durch vielfache Abscheidung von Limonit tiefbraun gefärbte Streifen und Flecken auftreten.

Betrachten wir ein solches lichtgefärbtes Gestein unter dem Mikroskop, so beobachten wir eine stärkere, durch die typische Maschenstruktur ausgezeichnete Serpentinisierung des Olivins, verbunden mit einer teilweisen Ausscheidung von Limonit. Nur in ihrem Innern besitzen die Olivine noch z. T. ihre ursprüngliche Beschaffenheit, im übrigen sind sie randlich und entlang ihren Klüften in mehr oder weniger breiten Zonen in faserigen Serpentin übergeführt.

Auch die Feldspäte zeigen eine beginnende Trübung, hervorgerufen durch Bildung körnig-blättriger, farbloser oder schmutziggrauer, kaolinischer Substanzen, die zunächst entlang den die Feldspäte durchziehenden Spältchen und Rissen auftreten, aber auch nicht selten größere Flächen bedecken und keine oder nur eine schwache Aufhellung des Gesichtsfeldes zwischen gekreuzten Nicols wahrnehmen lassen.

In den braungefärbten Partieen der Wacke zeichnen sich die Olivine durch eine reichlichere Ausscheidung von Limonit aus und sind vielfach in ihrem ganzen Umfange von einem Limonitmantel überkleidet. Es zeigt sich aber dabei die interessante Erscheinung einer kolloidalen Umlagerung des Limonits, indem dieser bei manchen Olivinen an ihrem Rande und entlang den sie durchsetzenden Klüften wieder entfernt worden ist und demzufolge an diesen Stellen der Serpentin wieder zum Vorschein kommt.

Augite, Apatite und Eisenerze sind noch nicht alteriert.

Die weitere Zersetzung liefert einen weichen Wackenton (vergl. Analyse VII), der unter dem Mikroskop im ganzen eine starke Abnahme der Doppelbrechung zu erkennen gibt und sich vor allem durch die plötzliche Umwandlung des Augits auszeichnet. Besonders auffallend sind zwischen + Nic. durch ihre Aggregatpolarisation nur noch die aus den Olivinen und Augiten hervorgegangenen faserigen Zersetzungsmassen von Serpentin und Chlorit. Daneben treten aber sowohl in den Olivinen wie in den Augiten, die z. T. ihrer äußeren Krystallform nach noch gut zu erkennen sind, fleckenweise oder auch in ihrem ganzen Umfange schmutziggraue, undurchsichtige Substanzen auf, die einen weiteren Grad der Zersetzung — wohl unter Ausscheidung von Tonerde und Kieselsäure — darstellen.

In gewissen Partieen macht sich bei beiden Gemengteilen außerdem eine Ausscheidung von Brauneisen geltend, und es zeigen dann nicht selten die Augite in ihrer ganzen Ausdehnung eine intensive Braunfärbung.

Die Feldspäte haben zwar durchweg ihre Gestalt noch bewahrt, sind aber ihrer Zwillingsstreifung verlustig gegangen und erscheinen mehlartig bestäubt und von filzig-körnigen, kaolinischen Aggregaten erfüllt, die sich fast völlig isotrop verhalten oder doch nur schwach polarisieren. Die in den Plagioklasen eingeschlossenen Apatite sind nicht mehr festzustellen und scheinen gleichfalls zerstört zu sein.

Allein die Eisenerze zeigen sich in ihrer ursprünglichen Frische erhalten.

Das Endprodukt der Zersetzung ist schließlich ein weißer, lockerer Rohkaolin (vergl. Analyse IV), der unter dem Mikroskop aus einer filzig-körnigen, teils durchsichtigen, teils undurchsichtigen Substanz besteht, die nur noch spärliche stärker polarisierende Reste enthält. Die Gemengteile sind völlig zerstört und als solche nicht mehr zu erkennen, bis auf die Eisenerze, die ihrer äußeren Form nach völlig erhalten, aber großenteils mehr oder weniger vollkommen in bräunlichen Limonit umgewandelt sind.

Die Kaolinblättchen selbst zeigen, u. d. M. im einzelnen betrachtet, eine immerhin merkliche Doppelbrechung und zuweilen mehr oder weniger deutlichen sechsseitigen oder vierseitigen Umriß.

Die Limonitisierung hat aber in anderen Partieen von den Eisenerzen aus durch Umlagerung weiter um sich gegriffen und das umgebende Gestein mehr oder weniger stark imprägniert. Auf diese Weise entstehen bräunliche Lagen innerhalb des Rohkaolins, die nicht selten in konzentrischem Sinne angeordnet sind, sowie hier und da auch stärkere Brauneisenkonkretionen, die dann in unregelmäßigen Flocken die Kaolinmasse durchziehen.

c) Exogene Einschlüsse.

Besondere Erwähnung verdienen noch die in dem Basalt der Bramburg eingeschlossenen Bruchstücke fremdartiger Gesteine, die aus der Tiefe mit heraufbefördert worden sind und durch die Ein-

wirkung des Magmas interessante Umwandlungen erlitten, sowie auch ihrerseits die Struktur des basaltischen Gesteins in bestimmter Weise beeinflußt haben. Es sind dies Erscheinungen, wie sie ja schon von Lehmann[1]), Bleibtreu[2]), Bauer[3]), Dannenberg[4]), Zirkel[5]) u. a. beschrieben worden sind, von denen der letztgenannte Autor allerdings einen großen Teil der bisher für exogen gehaltenen Einschlüsse als basaltische Urausscheidungen ansieht.

Die Einschlüsse des Bramburgbasaltes bestehen in der Hauptsache aus Quarzindividuen, daneben wurden aber auch Quarzfeldspataggregate beobachtet, die sowohl Plagioklas wie Orthoklas führen. Auch in unserem Falle sind die Einschlüsse und das sie umschließende Basaltgestein durch ganz charakteristische Strukturformen und Umbildungen ausgezeichnet, die mir für die exogene Herkunft der ersteren zu sprechen scheinen, und die ich wegen mancherlei Besonderheiten im Folgenden näher schildern möchte (vgl. hierzu Taf. 10 Fig. 1 und 2).

Äußerlich betrachtet weisen die meist farblosen oder wasserhellen Quarzeinschlüsse gewisse Unterschiede auf, je nach dem Grade der Verschmelzung mit dem basaltischen Magma. Unversehrte Quarzindividuen kommen im allgemeinen nur selten vor, meist hat eine mehr oder weniger starke Zertrümmerung in einzelne Fragmente und eine Durchdringung seitens des basaltischen Magmas stattgefunden, welches mit der Quarzsubstanz z. T. verschmolz und zu hellem oder grünlichem Glas erstarrte. Die Einschmelzung und Auflösung des Quarzes ist zuweilen in so hohem Grade erfolgt, daß die vorherrschende Glasmasse nur noch einzelne kleinere Fragmente von jenem enthält. Aber selbst diese isolierten

[1]) Lehmann, Einwirkung eines feurig-flüssigen, basaltischen Magmas auf Gesteins- und Mineraleinschlüsse. Verh. des naturf. Ver. für Rheinl. und Westf. 1874, S. 1 ff.

[2]) Bleibtreu, Beitr. zur Kenntnis der Einschlüsse in den Basalten. Zeitschr. der Deutsch. geol. Ges. 1881, S. 31 ff.

[3]) Bauer, Der Basalt vom Stempel bei Marburg und einige Einschlüsse desselben. N. Jahrb. für Min. 1891, Bd. II, 156 und 231.

[4]) Dannenberg, Studien an Einschlüssen in den vulkan. Gesteinen des Siebengebirges. Tschermak's Min. Mitt. 1895, S. 17 ff.

[5]) Zirkel, Über Urausscheidungen an rheinischen Basalten. Abh. der Kgl. Sächs. Ges. d. Wiss. 1904, S. 101 ff.

und korrodierten Quarzkörner haben vielfach in gewissen Partieen des Einschlusses ihre gleiche optische Orientierung bewahrt und zeigen damit an, daß sie einem einheitlichen Quarzindividuum angehört haben, das durch die kaustische Einwirkung des feurig-flüssigen Magmas in einzelne Teile zerspratzt ist. Der Umfang dieser verglasten Einschlüsse schwankt nicht unbeträchtlich, und es wurden nicht selten hühnerei- bis faustgroße Knollen beobachtet.

Die Glassubstanz selbst zeigt uns vielfach verschiedene Modifikationen, bestehend einerseits in einer perlitischen Absonderung, die sich bei parallel polarisiertem Lichte durch die zierlichen Interferenzkreuze der amorphen sphärischen Substanzen kennzeichnet, andererseits in einer mehr oder weniger starken Entglasung. Globulitische und mikrolithische Gebilde erfüllen dann die glasige Grundmasse und gehen schließlich in monokline Augite über, die in dem farblosen oder schwach gelblichen Glase herumschwimmen; auch rhombische Augite wurden in einem Falle neben den monoklinen beobachtet. Die reichlichere Ausscheidung von Augiten bedingt meist eine dunklere Färbung der Schmelzmasse inmitten der hellen Quarz- und Glasknolle.

Die die eigentlichen Einschlüsse umgebenden Kontaktsäume des basaltischen Gesteins lassen nun auch in unserem Fall eine bestimmte Gesetzmäßigkeit in ihrer Zusammensetzung erkennen.

Aus den in der Randzone der Glasmasse eingebetteten Einzelaugiten entwickelt sich zunächst ein Augitkranz, dessen dicht an einander gedrängten und nach dem Einschlusse zu radial gerichteten Krystalle anfänglich oft langprismatisch ausgebildet sind und erst weiterhin den kurz gedrungenen Habitus der normalen Basaltaugite annehmen. Gleich letzteren sind auch sie schwach grünlich gefärbt und führen nicht selten in sich und zwischen sich einzelne Magnetit- und Ilmenitkörner. Auf diesen Augitsaum folgt eine an Eisenerzen, vor allem Ilmenit, ungemein reiche Zone, in der die Augite mehr und mehr verschwinden, höchstens die Plagioklase zuweilen stärker hervortreten und dann gleichsam den Untergrund für die vorherrschenden Ilmenite bilden. Charakteristisch für die Ilmenite ist die eigenartige Gruppierung der einzelnen Täfelchen und Körner zu zierlichen Büscheln und Wedeln,

wodurch eine prachtvolle Zeichnung hervorgerufen wird. Bei besonders dünnen Blättchen sind sie bräunlich durchsichtig und zeigen wahrnehmbaren Pleochroismus. Auch violettfarbene, titanhaltige (?) Augite stellen sich hier zuweilen ein und zeichnen sich durch ihre schilfstengelartigen, spießig und zackig endigenden Wachstumsformen aus.

Danach folgt dann der Basalt von normaler Beschaffenheit, höchstens schiebt sich zuvor noch eine Zone ein, in welcher die Olivine, die wie gewöhnlich die Augit- und Eisenerzsäume vollkommen meiden, plötzlich in auffallender Menge hervortreten.

Die Kontaktsäume werden nun des öfteren von kleineren Quarzeinschlüssen, bezw. zu Glas umgeschmolzenen Quarzeinschlüssen unterbrochen, die für sich wieder einem Augitkranz eingebettet liegen und als abgesprungene Körner des größeren Quarzindividuums zu betrachten sind. Durch völlige Resorption dieser Quarzkörner haben sich in anderen Fällen auch wohl Hohlräume gebildet, die z. T. späterhin mit Infiltrationsmineralien sich füllten, und nur ihr Porricinrand (Augitsaum) weist auf den ehemaligen Einschluß hin.

Von anderer Entstehung sind jedoch die eines solchen Augitsaumes entbehrenden Poren und Hohlräume, die oft in großer Anzahl sowohl den verglasten Einschluß wie das umgebende Basaltgestein durchschwärmen und gleichfalls wiederholt von sekundär gebildeten Mineralien ausgekleidet sind. Diese dürften vor allem dadurch zustande gekommen sein, daß beim Umschmelzen des Basaltmagmas mit den Quarzen die Gaseinschlüsse sowie die unter der Hitzeeinwirkung in Wasserdampf übergeführten Flüssigkeitseinschlüsse der letzteren unter Blasenbildung entwichen. Selbst die Poren der unversehrten Quarzkörner scheinen dabei im allgemeinen ihre Flüssigkeit verloren zu haben und liegen nicht selten in der unmittelbaren Fortsetzung der die Quarze durchdringenden Schmelzadern, die offenbar an diesen Stellen den geringsten Widerstand gefunden haben.

Alle diese verschiedenen Poren und Hohlräume, wie auch die zahlreichen Kontraktionsrisse, welche die Einschlüsse gleichfalls oft

durchziehen, werden nun von einer Reihe von Infiltrationsmineralien mehr oder weniger erfüllt. Unter diesen treten besonders hervor Calcit in körnig-krystalliner, seltener oolithischer Form, Opal, seltener Chalcedon, sowie schließlich verschiedene Zeolithe, hauptsächlich Analcim und Natrolith. Während der Calcit wahrscheinlich den durch die Kohlensäure zersetzten Basaltmassen entstammt, aus denen ja, wie wir wissen, der Kalk oft vollkommen ausgelaugt worden ist, dürften die Zeolithe und z. T. wohl auch Opale der den Kohlensäureexhalationen vorausgehenden Thermalperiode angehören. Dieser Unterschied in der zeitlichen Entstehung kommt auch darin zum Ausdruck, daß der Calcit dort, wo er mit den anderen Mineralien zusammen vorkommt, stets die innere Drusenausfüllung bildet. Ihm folgen zunächst die Kieselmineralien, und erst den äußeren Kranz bilden in der Regel die Zeolithe als die ältesten Absatzprodukte. Nur in einem Falle war ein Wechsel zeolithischer Lagen und solcher aus Chalcedon zu konstatieren. Durch diese konzentrische Anordnung wird nicht selten eine besonders schöne Mandelstruktur hervorgerufen.

Während die konkretionären Bildungen des schwach doppeltbrechenden Chalcedons u. d. M. eine feine radialstrahlige Textur aufweisen, die sich noch deutlicher zw. gekr. Nic. durch die Interferenzkreuze der Sphärokrystalle zu erkennen gibt, ist der Opal gleichmäßig dicht und isotrop und durch verschiedene Färbungen (milchweiß, bläulich, grünlich, rosa) ausgezeichnet. Was die Zeolithe angeht, so sind sie innerhalb der die Einschlüsse und ihre Kontaktsäume durchsetzenden Drusen und Spältchen nur in Form winziger Krystalle entwickelt. Die aufgewachsenen regulären Analcimkryställchen gehören dem ikositetraedrischen Typus (211) oder der Würfelkombination (100) (211) an und besitzen zuweilen eine geringe anomale Doppelbrechung. Der Natrolith bildet vielfach einen echten Faserzeolith, dessen einzelne Fasern teils parallelstrahlig, teils radialstrahlig angeordnet sind, verschiedentlich aber auch ausgesprochene Krystallform annehmen und in rhombische, langsäulenförmige Prismen übergehen. Wo die beiden Zeolithe zusammen vorkommen, erscheint der Natrolith zuweilen von dem

nachfolgenden Analcim pseudomorphosiert. Wenigstens dürften so Zeolithdrusen zu deuten sein, wie sie auf Tafel 10 Fig. 3 abgebildet sind. Die aufgewachsenen regulären Analcimkrystalle besitzen in diesem Falle meist nur an ihrer Peripherie einen homogenen, durch anomale Doppelbrechung ausgezeichneten Saum, während sie in ihrem Innern unregelmäßig angeordnete prismatische Krystalle wahrscheinlich von Natrolith einschließen, die aber völlig isotrop sich verhalten und daher als Pseudomorphosen von Analcim aufzufassen sind.

Recht bemerkenswert ist, daß die vor allem auf Rissen und Sprüngen der Quarzeinschlüsse zum Absatz gelangten Zeolithe vielfach eine beginnende mehlige Zersetzung zeigen, die sich bei stärkerer Durchtrümerung der Quarze nicht selten so weit steigern kann, daß diese das Aussehen eines weißen kaolinischen Sandsteins erhalten. In Wirklichkeit dürfte es sich aber auch in diesem Falle um eine intensivere Zersetzungsform handeln, die aus besonders stark von Zeolithadern durchsetzten Quarzen hervorgegangen ist.

Auch größere Zeolithdrusen kommen häufiger vor, die nach Stremme's Bestimmung vor allem Natrolith und Chabasit enthalten.

II. Die Dolerite bei Polier und Amelith.

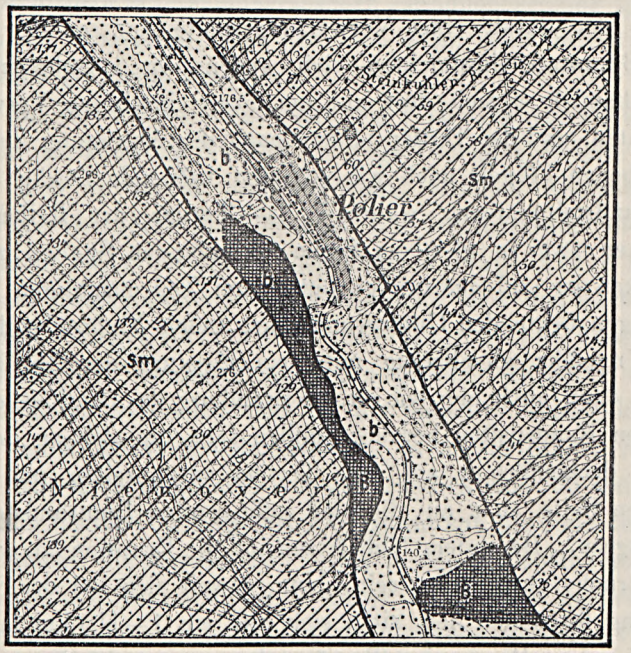
Von O. Grupe.

a) Allgemeine Lagerungsverhältnisse.

Im Gegensatz zum Bramburgbasalt bilden die übrigen Basaltvorkommen des Sollings, die im Reiherbachtale bei Polier und Amelith an vier Lokalitäten auftreten, keine auffälligen Erhebungen hoch oben auf dem Buntsandsteinplateau. Sie liegen vielmehr unten am Fuße der Buntsandsteinrücken und sind infolgedessen von Gehängeschuttmassen des Buntsandsteins zuweilen in solchem Maße verhüllt, daß sie in diesem Falle — wie am Ahneberg gegenüber Polier und am Fuße des Hühnenberges nordwestlich Amelith — landschaftlich nur wenig oder überhaupt nicht hervortreten, und die Grenzen ihrer oberflächlichen Ausdehnung nicht sicher festzustellen sind. Als markante Kuppe springt einzig und

allein der am südlichsten gelegene Basalt des Hasenbeutels aus dem Talgrunde empor; er ist in einem kleinen, verlassenen Steinbruch in geringer Mächtigkeit aufgeschlossen. Die anderen Basaltgesteine werden unter dem Abhangsschutt in einem größeren alten Steinbruch gegenüber Polier und am angrenzenden Talgehänge, sowie nordwestlich Amelith hart am Waldesrande in einer Weg-

Figur 3.



Geologische Darstellung der Dolerite bei Polier.
Maßstab 1 : 30000.

sm Mittlerer Buntsandstein
b Tertiär (Miocän)
B Doleritischer Basalt
} z. T. unter diluvialer und alluvialer Bedeckung

böschung sichtbar. Außerdem wurden sie nach den Angaben von Rinne sowohl am Ahneberge südlich Polier wie nordwestlich Amelith in früheren Jahren durch je einen Stollen erschlossen.

Dieses eigenartige landschaftliche Auftreten der genannten Basalte, das so sehr verschieden ist von der Mehrzahl unserer über

ihre Umgebung hoch emporragenden Basalte, steht in ursächlichem Zusammenhange mit der Tektonik des Gebietes. Die Basalte sind sämtlich an die Randspalten eines in nordwestlicher Richtung über 10 km weit sich erstreckenden Tertiärgrabens gebunden, der inmitten der mehr oder weniger steil aufsteigenden Buntsandsteinhöhen im Tale tief eingesenkt liegt und von mächtigen miocänen Quarzsanden erfüllt ist (vergl. Figur 3[1]) und Tafel 9). Auch an der Bramburg sitzt, wie wir sahen, der Basalt einer Verwerfungsspalte auf, an der Tertiär- und Buntsandsteinschichten sich gegenseitig verschoben haben. Doch handelt es sich dort nur um einen einseitigen Verwurf der Schichten, und das Tertiär bildete nach der Abtragung des stehengebliebenen Flügels nach wie vor eine krönende Decke auf dem Buntsandsteinplateau, während das Tertiär des Reiherbachtals zwischen zwei in gleichem Sinne verlaufenden Spalten zur Tiefe gesunken ist und demzufolge unter zum Teil mächtigen Diluvialbildungen heute den Untergrund eines tiefen Einbruchstals erfüllt.

Ungefähr gleichzeitig mit dem Einsturz der Tertiärmassen dürfte dann auch hier wie an der Bramburg das basaltische Magma auf den Randspalten hervorgequollen sein, um sich an der Oberfläche deckenförmig auf dem Tertiär auszubreiten und auf der anderen Seite sich an die steil aufragenden Buntsandsteinwände anzulagern. Besonders lebhaft scheint die Eruption am westlichen Randbruche gewesen zu sein, denn, soweit sich bei der Schuttbedeckung feststellen ließ, zieht sich hier ein $1—1^1/_2$ km langer Basaltfelsen am Rande des Tertiärgrabens unter der Buntsandsteinhöhe des Ahneberges hin. Auf kürzere Strecken waren die Basaltaustritte am Hasenbeutel und nordwestlich Amelith beschränkt, doch besitzt der Basalt der erstgenannten Lokalität von seiner Eruptionsstelle aus eine größere Ausdehnung in das Tal hinein und springt deshalb gegenüber der umgebenden Tertiär-

[1]) Um in der Fig. 3 die Bruchränder des Grabens in ihrer ganzen Erstreckung zum Ausdruck zu bringen, sind sie auch auf der Grenze von Basalt und Buntsandstein als Verwerfungslinie durchgezeichnet, obwohl, wie ausführlich erwähnt, der Basalt selbst nicht mit verworfen ist, sondern erst bei der Verwerfung auf der Randspalte emporgedrungen ist.

niederung landschaftlich besonders hervor (vgl. Taf. 9 Fig. 2). Kontakterscheinungen waren wegen Mangels an Aufschlüssen nicht zu beobachten.

b) Die Dolerite und ihre Zersetzungsformen.

Verdanken nun auch diese verschiedenen Basaltvorkommen ihr Dasein einem einheitlichen geologischen Vorgang, und sind sie auch äußerlich durch ein mehr körniges Gefüge ausgezeichnet, so machen sich doch in ihrer mineralischen Zusammensetzung gewisse Unterschiede bemerkbar, die auf eine wenn auch unbedeutende magmatische Spaltung hinweisen.

Die auf der nordöstlichen Seite des Tertiärgrabens am Hasenbeutel und nordwestlich Amelith zu Tage tretenden Basalte kennzeichnen sich in ihrem ursprünglichen, frischen Zustande als olivinarme Dolerite mit typischer Intersertalstruktur: die vorherrschenden, meist idiomorph ausgebildeten Plagioklase schließen in ihren Zwickeln unregelmäßig begrenzte, zuweilen nach (100) verzwillingte Augitindividuen von blaßgrünlicher Farbe ein, die nicht selten in einzelne Stücke von gleicher optischer Orientierung zerhackt erscheinen und als die jüngeren Ausscheidungsprodukte auch kleine Plagioklasleisten in ihrem Innern führen. Daneben tritt noch mehr oder weniger reichlich eine von staubigen Erzpartikeln ziemlich dunkelgefärbte Glasbasis auf, die außerdem von Apatitnädelchen durchspickt ist. Auch in den Feldspäten kommen Apatiteinschlüsse zahlreich vor. Außer dem Apatit gehören der ältesten Ausscheidungsperiode noch an die recht spärlichen Olivine sowie die Eisenerze, die neben einzelnen Magnetitkörnern vorwiegend aus Ilmenit in Form rhomboedrischer und unregelmäßig lappiger Durchschnitte bestehen.

Der gegenüber Polier in einem größeren, verlassenen Steinbruch am Ahneberge aufgeschlossene Dolerit besitzt zwar im allgemeinen die gleiche Intersertalstruktur, nur hin und wieder kommen Übergänge in die hypidiomorph-körnige Struktur vor, seine Zusammensetzung ändert sich aber in bemerkenswerter Weise durch den Eintritt zweier neuer Gemengteile. Wie schon Rinne erkannt hat, treten in ihm einzelne, bis 1 mm große, ziemlich farb-

lose rhombische Augite und zwar Enstatite auf, die sich durch ihre gerade Auslöschung und niedrigeren Interferenzfarben sofort gegenüber den anderen Augiten zu erkennen geben. Gleich den monoklinen Augiten, mit denen sie zuweilen zwillingsartig verwachsen sind, sind auch sie im allgemeinen jünger als der Plagioklas, durch den sie in ihrem Wachstum behindert erscheinen. Ferner stellte Herr Dr. Finckh in den glasführenden Zwickeln der Plagioklase auch kleinere, mehr oder weniger hervortretende Orthoklasindividuen fest, die sich durch ihre gerade Auslöschung gegenüber den ersteren charakterisieren, und ist daraufhin geneigt, diese Gesteine den Trachydoleriten zuzuweisen oder wenigstens sie doch als Übergangstypen zu den Trachydoleriten aufzufassen.

Die Plagioklase, die neben den typischen Albitlamellen auch Verwachsungen nach dem Periklingesetz und Karlsbader Gesetz erkennen lassen und auf ihren M-Tafeln zuweilen eine zonare Struktur aufweisen, bilden auch hier den vorwiegenden Bestandteil und können eine Länge von 2—3 mm erreichen. Ihre maximale, gegen die Zwillingsgrenze symmetrisch liegende Auslöschungsschiefe von 33—34° gibt ihnen eine Stellung zwischen Labrador und Bytownit. Apatitnädelchen beherbergen sie oft in größerer Menge. Die meist bei allotriomorpher Ausbildung zwischen den Plagioklasen auftretenden monoklinen Augite sind mit blaßgrünlicher Farbe durchsichtig oder nahezu farblos und zeigen nicht selten Zwillingsbildungen nach (100). Olivine sind auch hier nur in geringer Anzahl vertreten.

Nächst den rhombischen Augiten und Orthoklasen sind diese Dolerite noch durch ihren hohen Gehalt an Eisenerzen bemerkenswert, unter denen der Ilmenit bei weitem vorherrscht und mit seinen bis 1 cm großen Tafeln schon makroskopisch auffällig hervortritt. Auch die Glasbasis sowie die Orthoklase enthalten neben Apatit staubige Eisenerzpartikel in reichlicher Menge und erscheinen dadurch nicht selten stark getrübt und gefärbt.

Von besonderem Interesse ist nun, daß bei keinem der beschriebenen Dolerite dieser mineralische Bestand sich noch in seiner ursprünglichen Frische vorfindet. Sämtliche Dolerite

sind zu einem rauhen und porösen Gestein von grauer bis grünlicher oder bräunlich-gelber Färbung zersetzt. Selbst in dem 20—25 m hohen Steinbruch gegenüber Polier werden keine frischen Partieen sichtbar, und hier ließen sich nun diese Verhältnisse besonders schön studieren.

Der Basaltfelsen dieses Steinbruchs zeigt durch und durch eine Auflösung in lauter einzelne Kugeln und Kugelschalen, die um so vollständiger ausgeprägt ist, je weiter die Zersetzung vorgeschritten ist. In gewissen Partieen ist diese Absonderung derart bis ins kleinste ausgebildet, daß in einer größeren, besonders stark zersetzten Kugelschale wieder kleinere Kugeln und Ellipsoide eingebettet liegen, die gleichfalls wieder für sich konzentrisch-schalige Struktur besitzen und nur in ihrem Zentrum einen härteren, kompakten Basaltkern einschließen. Dort, wo sich eine ziemlich gleichmäßige und einheitliche Felswand dem Auge zeigt, wie zum Teil an der westlichen Seite des Steinbruches, handelt es sich jedenfalls um ein Riesenellipsoid, in dem durch die bisherige Zersetzung die kleineren Strukturformen noch nicht deutlich genug herausmodelliert worden sind. Im Gegensatz zum Bramburgbasalt möchte ich jedenfalls die Kugelbildung dieser Dolerite für eine primäre, beim Erkalten des Magmas sich herausbildende Schrumpfungsstruktur halten, die aber vielfach erst infolge der nachträglichen Gesteinszersetzung eine für das Auge sichtbare Gestalt annimmt.

Bemerkenswert ist der Gegensatz in den Zersetzungserscheinungen der Basalte der Bramburg und bei Polier. An der Bramburg durchziehen in die Tiefe gehende Zersetzungszonen den sonst frischen Basaltkörper und führen mürbe und zerreibliche, z. T. kaolinische Wackentone als Produkte intensivster Umwandlung. Bei Polier dagegen ist der 20—25 m hoch aufgeschlossene Doleritfelsen nirgends so stark zersetzt, zeigt dafür aber in seinem ganzen Umfange stets irgendwelche Änderung seiner ursprünglichen Beschaffenheit. Selbst die meist noch recht harten ellipsoidischen Kerne der einzelnen Doleritkugeln, die entsprechend der von der Peripherie nach innen allmählich vorschreitenden Zersetzung die

verhältnismäßig frischesten Partieen bilden müssen, besitzen bereits eine dunkelgrüne Färbung, die, wie wir sehen werden, auf die beginnende Gesteinszersetzung zurückzuführen ist. An diese festeren Kugelkerne schließen sich nach außen hin in konzentrisch-schaliger Anordnung Partieen, deren Gefüge sich immer mehr und mehr lockert, bis schließlich ein loses Haufwerk von Basaltgrus entsteht. Dazu wird das Gestein von zahllosen Poren und Hohlräumen durchschwärmt, die von Infiltrationsprodukten wie Calcit, Sphärosideriten und chloritischen Silikaten ausgekleidet sind und der ganzen Doleritmasse ein trachytisches Aussehen verleihen. Gemäß der schaligen Absonderung wechselt auch die Färbung der Doleritwacken nach konzentrischen Zonen oder Ringen, die einerseits durch teilweise Fortführung der Eisenverbindungen hellgrün oder graugrün ausgebleicht, andererseits durch Konzentration des Brauneisens stark braun gefärbt sind.

Den geringsten Grad der Zersetzung bieten augenscheinlich die grüngefärbten Kerne (vergl. Analyse A, S. 297) der Doleritkugeln dar, in denen die wenigen Olivine und ein großer Teil der Augite zerstört worden sind, wobei an ihrer Stelle sich die aus ihnen entstandenen Zersetzungsprodukte, Silikate und Carbonate, nach vorausgegangener Umlagerung abgesetzt haben.

Als Auskleidung mancher der dadurch geschaffenen Hohlräume erblickt man u. d. M. zierliche Sphärosiderite oder bei Mangel an Raum Teile solcher Kügelchen mit ausgezeichneter Glaskopfstruktur, deren einzelne faserig struierte Ringe durch mehr oder weniger lebhafte Ausscheidung und Färbung von Limonit deutlich zum Ausdruck kommen. An anderen Stellen werden die Poren randlich von grünlichem, zumeist wohl chloritischem Silikat und im Innern von körnig-krystallinem, bisweilen auch zwillingsartig verwachsenem Calcit erfüllt. Im Gegensatz zum Sphärosiderit entbehrt dieses Carbonat stets irgendwelcher Eisenfärbung, und man darf daraus wohl schließen, daß es sich zumeist um ziemlich reinen Calcit handelt. Bei der Infiltration größerer Hohlräume entstand nicht selten eine ausgezeichnete Lagenstruktur, und die chloritische Substanz zeigt demzufolge eine konzentrische Anordnung von

Schichten, gleichmäßig grün gefärbten Zonen, die infolge äußerst geringer Doppelbrechung zwischen gekreuzten Nicols meist dunkel bleiben, und von faserig struierten, polarisierenden Zonen, die wahrscheinlich als Delessit anzusprechen sind. Auch in den Glas und kleinere Orthoklasindividuen führenden Zwickeln sowie in den Spältchen und Rissen der Feldspäte sind diese chloritischen Zersetzungsmassen nicht selten abgelagert, und sie bedingen dann gleichfalls eine grünliche Färbung dieser Bestandteile.

Im Gegensatz zu der Ansicht LASPEYRES'[1]) gelange ich zu dem Schluß, daß alle diese in den Gesteinszonen zum Absatz gekommenen Silikate und Carbonate nicht von außen her in das Gestein infiltriert sind — der völlige Kalkmangel des angrenzenden Buntsandstein- und Tertiärgebirges spricht schon allein dagegen —, sondern daß sie durch die Gesteinszersetzung selbst, und zwar hauptsächlich durch die Zersetzung der Augite und der etwa vorhandenen Olivine entstanden sind und innerhalb der Dolerite zum größten Teil eine Umlagerung erfahren haben. Die vielfach mit Neubildungen erfüllten Poren und Hohlräume können deshalb auch nicht primär sein, wie LASPEYRES annimmt. Desgleichen schließt diese Erklärung schon die mit der fortschreitenden Gesteinsverwitterung Hand in Hand gehende Zunahme der Porosität aus. Auffallend ist und bleibt allerdings die höchst ungleichmäßig erfolgte Zersetzung des Gesteins. In demselben Dünnschliff beobachtet man teils vollkommen, teils partiell zerstörte Augite, teils Augite, die noch ihre völlige Frische sich bewahrt haben.

Mit der erwähnten Zunahme der Gesteinsporosität innerhalb einer etwas lichter gefärbten Doleritzone ist auch eine reichlichere Ausscheidung von Sphärosiderit erfolgt, dessen Glaskopfstruktur wiederum durch die nach den einzelnen Ringen wechselnde Intensität der Limonitfärbung schön sich ausprägt (vgl. Taf. 10 Fig. 6). Auch hier zeigt sich wieder die interessante Erscheinung, daß diese sphärischen Gebilde sich nicht den ihnen zur Verfügung stehenden Raumverhältnissen angepaßt haben. Die einzelnen Fasern und Kryställchen der Kugelschalen hatten vielmehr

[1]) a. a. O.

die Tendenz, sich zu größeren Ringen zusammenzuschließen und mußten daher notwendigerweise in ihrem Wachstum durch die Wände des Hohlraumes behindert werden. Auf diese Weise sind oftmals keine in sich geschlossenen Kugeln, sondern nur Teile und Bruchstücke von Sphärosideriten entstanden, die zuweilen außerdem noch durch basaltische Gemengteile unterbrochen werden und trotzdem eine regelmäßige Orientierung ihrer Einzelteile zeigen.

Der in der dunkelgrünen Doleritvarietät so reichlich vorhandene Kalk ist bei der weiteren Zersetzung wieder ziemlich verschwunden, d. h. ausgelaugt, und dadurch ist die bedeutendere Zunahme der Gesteinsporosität mitbedingt.

Die Zahl der frischen Augite hat noch mehr abgenommen. Viele von ihnen sind bei völliger Erhaltung ihrer äußeren Form völlig in schuppigen und dichten Chlorit umgewandelt. Wir haben also hier die Chloritisierung in situ, die der Umlagerung der chloritischen Silikate, wie wir sie bei der dunkelgrünen Varietät kennen gelernt haben, vorangegangen sein muß.

Die weitere Zersetzung liefert ein noch poröseres, z. T. stark ausgebleichtes Gestein (vergl. Analyse C, S. 297) von mattgrüner bis gelblichgrüner Färbung, in dem aber andererseits in einzelnen konzentrischen Zonen eine stärkere Ausscheidung von Eisenoxydhydrat erfolgt ist und eine tiefbraune Färbung dieser Partieen hervorgerufen hat. U. d. M. erblickt man ein nahezu farbloses, nur von einzelnen mattgrünen Flecken durchsetztes Präparat, welche die Rückstände der im übrigen fortgeführten silikatischen Zersetzungsprodukte darstellen.

Die wenigen noch vorhandenen Augite zeigen meist einen starken Zerfall in einzelne noch unversehrt gebliebene Stücke, die bei gleicher optischer Orientierung entweder in einer mattgrünen, sich ziemlich isotrop verhaltenden Zersetzungssubstanz eingebettet liegen oder durch leere Klüfte und Lücken von einander getrennt werden. Die gleiche Erscheinung beobachtet man auch an den rhombischen Augiten, die sich aber immerhin als widerstandsfähiger erwiesen haben und deshalb relativ häufig sind. Sogar noch einige wenige, z. T. noch frische Olivine ließen sich feststellen.

Eine ziemlich farblose, von zahlreichen Erzkörnchen und Apatitnädelchen durchspickte Glasbasis ist wieder in reichlichem Maße vorhanden, und daraus geht hervor, daß ihre ursprüngliche Grünfärbung nicht durch eigene Verwitterung, sondern durch Zuführung silikatischer Zersetzungsprodukte bedingt war, die nunmehr wieder ausgelaugt worden sind.

Plagioklase und Eisenerze zeigen sich selbst bei dieser relativ stärksten Form der Zersetzung auffallenderweise nicht merklich alteriert.

Eine andere Art beginnender Zersetzung bezeichnen die hellgrau gefärbten Kerne (vergl. Analyse B) anderer Kugeln, in denen Carbonate das ausschließliche Umwandlungsprodukt der Olivine und Augite in situ bilden (vgl. Taf. 10 Fig. 5). Die Carbonate scheiden sich in einzelnen Körnern zunächst randlich oder auf Spalten im Innern der Augite aus und zerstören von hier aus nach und nach den ganzen Krystall, bis sie schließlich in regelrechten Pseudomorphosen nach Augit erscheinen. Pseudomorphosen nach den nur spärlich vorhandenen Olivinen wurden gleichfalls beobachtet. Nachträglich hinzugetreten ist dann noch eine intensivere Limonitisierung, oft in so starkem Maße, daß von den carbonatischen Pseudomorphosen nur noch einzelne Teile unversehrt geblieben sind, die aus der Limonitmasse hervorschauen. Das Carbonat dürfte danach bei dieser Varietät als reiner Eisenspat anzusprechen sein.

Fassen wir diese verschiedenen mikroskopischen Befunde noch einmal kurz zusammen, so sehen wir, daß der erste Grad der Zersetzung des Dolerits einerseits in einer teilweisen Serpentinisierung der Olivine und Chloritisierung der Augite, andererseits — bei offenbar energischerer Einwirkung der Agenzien — in einer Umwandlung dieser Gemengteile zu Carbonaten (Eisenspat) besteht. Das nächste Stadium der Zersetzung kennzeichnet sich sodann in einer Auslaugung dieser Silikate und Carbonate und in einem Wiederabsatz derselben in den entstandenen Poren und Hohlräumen des Gesteins sowie in den Zwickeln der Feldspäte. Bei dieser Umlagerung bilden sich neben Calcit

auch zierliche Sphärosiderite als Drusenmineralien, und die aus den zerstörten Olivinen und Augiten hervorgangenen grünlichen Silikate erhalten nicht selten eine ausgezeichnete Lagenstruktur, bedingt durch konzentrisch abwechselnde Zonen von gleichmäßig dichter und faserig struierter Substanz. Die weitere Zersetzung führt auch diese silikatischen und carbonatischen Umwandlungsprodukte wieder fort, und es entsteht eine besonders poröse Doleritwacke, deren zahlreiche Hohlräume ihres Inhaltes mehr und mehr verlustig gehen. Besonders bemerkenswert ist, daß bei allen diesen Stadien der Zersetzung nicht nur die Eisenerze, sondern auch die Feldspäte im allgemeinen keine oder keine erhebliche Veränderung zeigen, eine Erscheinung, die insofern im Gegensatze steht zu der Zersetzung des Bramburgbasaltes, als bei diesem zunächst mit den Olivinen zusammen auch die Feldspäte angegriffen wurden, während die Augite zuerst noch frisch blieben und erst später eine Umwandlung zu Chlorit erfuhren. Eine weitere Merkwürdigkeit ist die höchst ungleichmäßige Zersetzung der übrigen Gemengteile, insbesondere der Augite, die selbst in dem am stärksten zersetzten Gestein wenn auch nur in einzelnen Partieen ihre Frische noch bewahrt haben, während sie im übrigen in toto vollkommen zerstört worden sind und Lücken und Hohlräume hinterlassen haben.

Ganz unabhängig von den verschiedenen Graden der Zersetzung ist die Limonitisierung, die bei sämtlichen Varietäten des Dolerits und zwar oft gemäß der kugelig-schaligen Struktur der Gesteinsmasse in konzentrischen Zonen auftritt und sowohl an die serpentinisierten Olivine und chloritisierten Augite wie auch an sämtliche eisenhaltige Zersetzungsprodukte gebunden ist. Nur die Eisenerze sind im allgemeinen davon unberührt geblieben.

Die Zersetzungserscheinungen bei den auf der östlichen Seite des Tertiärgrabens lagernden Doleriten sind den oben behandelten ganz analog. Eine nähere Besprechung für diese erübrigt sich daher. Es sei nur erwähnt, daß die nördlich Amelith auftretenden Doleritblöcke ein erstes Stadium der Zersetzung zeigen, bestehend in einer beginnenden Chloritisierung mancher Augite und in einer

Grünfärbung der Zwischenklemmungsmassen, während der Dolerit des Hasenbeutels gleichfalls intensivere Umwandlungserscheinungen aufweist, nämlich Absätze von Calcit, Sphärosiderit und chloritischem Silikat inmitten kleinerer und größerer Hohlräume des Gesteins.

Abweichend von den beschriebenen Doleriten und ihren Zersetzungsformen verhält sich dagegen in vielerlei Beziehung ein letztes Vorkommen dieses Gebietes, das ca. 1 km südlich Polier durch einen Stollen vor längeren Jahren z. T. ausgebeutet worden ist und augenscheinlich der langgestreckten Doleritscholle am NO.-Hange des Ahneberges angehört, wenn auch sein unmittelbarer Zusammenhang mit dem Dolerit des Polierer Steinbruchs wegen des starken Gehängeschuttes nicht festzustellen ist.

Das Vorkommen liegt unmittelbar am Kontakt mit dem Buntsandstein, und dieser Lagerung entspricht auch das ziemlich feinkörnige Gefüge des zu Tage geförderten Dolerits, von dem sich einzelne Blöcke neben dem Mundloch des im übrigen verfallenen Stollens noch befinden. Auch durch seine Frische einerseits und seine stärkere Zersetzung andererseits, die das unmittelbar zu Tage tretende Gestein ausschließlich beherrscht, weicht diese Varietät wesentlich von den übrigen Doleriten ab. Die einzelnen Blöcke und Kugeln bestehen in ihrem Innern aus einem tiefschwarzen Gestein, das zunächst von einer schmalen gebräunten Zone umsäumt wird und darüber hinaus mehr und mehr in einen lichtgrauen, mürben Ton übergeht, der nur hier und da schwache Spuren einer Oxydation zeigt.

Unter dem Mikroskop erkennen wir wieder die für Dolerite bezeichnende Intersertalstruktur, nur mit dem Unterschiede, daß die einzelnen Gemengteile wesentlich geringere Dimensionen besitzen als bei den anderen Doleriten. Die Plagioklase, nach dem Maximum ihrer symmetrischen Auslöschungsschiefe von 30° dem Labradorit am nächsten stehend, erscheinen auch hier als das ältere Ausscheidungsprodukt gegenüber den Augiten, die durch jene nicht selten in einzelne Stücke getrennt werden und fast niemals krystallographische Begrenzung zeigen. Zuweilen erscheinen die Augite stark deformiert und zeichnen sich dann durch eine undulöse Auslöschung aus; einzelne von ihnen zeigen bereits eine

beginnende chloritische Umwandlung. Ebenso sind die nur spärlich vertretenen Olivine großenteils serpentinisiert. Rhombische Augite sowie Apatite scheinen bei dieser Varietät nicht entwickelt zu sein. Dagegen sind Eisenerze, hauptsächlich Ilmenit, wiederum reichlich vorhanden, sowohl in zierlichen, drei bis sechsseitigen Täfelchen, die sich meist zu Stäbchen und Wedeln aneinander reihen, als auch in Form staubartiger Körnchen, welche die Glasbasis durch und durch erfüllen und eine schwarze Färbung derselben und damit auch des gesamten Gesteins bewirken. Daneben enthält das Glas noch vielfach stark lichtbrechende mikrolithische und globulitische Gebilde, die sich oft perlschnurartig aneinander schließen. Als weitere Ausfüllung der Zwickel bemerken wir sodann zierliche Feldspäte zweiter Generation, die oft in paralleler Stellung angeordnet sind und durch ihre gerade Auslöschung und niedrige Lichtbrechung sich als Orthoklas kennzeichnen. Damit ist auch dieses Gestein als trachydoleritartig anzusprechen und in engere Beziehung zu setzen zu dem auf der gleichen Eruptionsspalte $^3/_4$ km nördlich herausgetretenen trachydoleritischen Basalt des Steinbruchs gegenüber Polier. Nur das Fehlen des rhombischen Augits und Apatits bildet einen nennenswerten Unterschied, während die tiefschwarze Gesteinsfärbung nur eine Folge der Eisenerzanreicherung in den Zwickeln und die Feinkörnigkeit nur als randliche Ausbildung ein und desselben Vorkommens zu betrachten ist.

Die den Trachydolerit in ein lichtgraues Tongestein überführende Zersetzung kennzeichnet sich im Dünnschliff hauptsächlich in einer Umwandlung der Feldspäte sowohl wie der Augite. Erstere zeigen zum großen Teil eine wolkige Trübung durch Bildung mattgrauer, filziger und blättriger Aggregate von Kaolin, und nur einzelne unter ihnen haben ihr frisches Aussehen und ihre Doppelbrechung bewahrt. Ebenso sind die Augite nur noch hier und da in einzelnen kleineren Fetzen durch ihre lebhaften Polarisationsfarben zu erkennen, im übrigen zerstört und in graue, undurchsichtige Substanzen umgewandelt. Auch die Glas und Orthoklas führende Zwischenklemmungsmasse tritt als solche kaum mehr hervor und ist meist zersetzt. Dagegen sind die Eisenerze durchweg nicht alteriert.

III. Der zersetzte Basaltgang bei Neuhaus.

Von O. Grupe.

Ein höchst seltsames Vorkommen eines stark zersetzten Basaltes findet sich noch am Wildenkielskopfe bei Neuhaus, dem nördlichsten Eruptionspunkte im Solling. Eine Reihe von Halden durchzieht hier in gerader Linie über 1 km weit den Wald, und an den auf ihnen vorhandenen Gesteinsstücken erkennen wir, daß hier einstmals Eisenstein-Bergbau umgegangen sein muß.

Außer den Eisensteinen (tonigen Brauneisensteinen und stark eisenschüssigen Sandsteinen) erblicken wir aber auch durchweg weiße oder bräunliche, z. T. ziemlich lockere und sich speckig anfühlende Tonmassen, die nach den Analysen α und β (S. 299) als mehr oder weniger eisenhaltige Rohkaoline zu bezeichnen sind. Unter dem Mikroskop bestehen diese Tone aus einer körnig-filzigen Masse, die zwischen + Nicols einen gleichmäßig gelblich-grauen Schimmer zeigt, und in der im großen und ganzen keine ursprünglichen Gemengteile mehr zu erkennen sind. Nur Eisenerze, und zwar hauptsächlich Magnetitkörner, treten noch deutlich genug hervor, wenngleich auch sie vielfach nur noch von recht mattem Aussehen sind und ihren metallischen Glanz stark eingebüßt haben oder auch von einer Limonitkruste umgeben sind. Die Kaolinkörnchen selbst lassen auch in diesem Falle nicht selten einen hexagonalen oder rhombischen Umriß erkennen. Auf Grund dieses mikroskopischen Befundes und im Hinblick auf die ganz analogen Vorkommen des Bramburgbasaltes kann man wohl mit Recht dieses kaolinartige Tongestein als einen durch und durch zersetzten Basalt deuten, der hier bei Neuhaus nach den vorhandenen Aufschlüssen eine über 1 km lange, aber meist nur wenige Dezimeter oder gar nur wenige Zentimeter breite Gangspalte erfüllt. Die eisengebräunten Partieen des Rohkaolins sind hier nicht selten auch in konzentrischen Lagen angeordnet.

Am beiderseitigen Kontakt dieses zersetzten Basaltes treten nun in gleichfalls schmalen Bändern im angrenzenden Buntsandstein die erwähnten Eisensteine auf, die durch Anreicherung des dem Basalt entführten Eisens und gleichzeitige Verdrängung

entsprechender Quarz- und Tonbestandteile aus den Buntsandsteinschichten, Sandsteinen und Tonen, hervorgegangen sind. Teils sind es stark eisenschüssige oder von Brauneisenadern durchzogene Sandsteine, teils bis 43 % Fe enthaltende braune, seltener dunkelrote, tonige Brauneisensteine, bei denen die bröcklige Struktur der ehemaligen Buntsandsteintone noch völlig erhalten geblieben ist.

Diese hochprozentigen Brauneisensteine haben wohl in erster Linie den Gegenstand eines meist oberflächlichen Abbaues gebildet, der, wie aus den Akten des Fürstenberger Forstamts hervorgeht, um die Mitte des vorigen Jahrhunderts betrieben wurde, aber bald wieder zum Erliegen kam, da ein weiterer, in die Tiefe gehender Abbau sich bei der geringen Ausdehnung der Eisensteinzone nicht gelohnt zu haben scheint.

Die Brauneisensteine werden nun aber vielfach von zahlreichen feinen und z. T. mit weißlichen Infiltrationsprodukten ausgekleideten Poren durchschwärmt. Diese Erscheinung scheint mir darauf hinzuweisen, daß die Buntsandsteintone bereits beim Aufstiege des Basaltmagmas eine Umänderung am Kontakt erlitten, d. h. sie wurden zum Teil geschmolzen und gebrannt und erhielten dabei eine poröse Struktur, die auch bei der späteren Umwandlung zu Eisenstein gewahrt blieb und Veranlassung gab zu der Ablagerung von Infiltrationsprodukten, die augenscheinlich zumeist aus amorpher Kieselsäure bestehen.

IV. Über die Natur und Herkunft der zersetzenden Vorgänge.

Von O. Grupe.

Nachdem im Vorhergehenden die verschiedenen Basaltvorkommen des Sollings und ihre Zersetzungserscheinungen geschildert worden sind, gilt es nunmehr noch die Frage zu erörtern, wodurch diese eigenartige und hochgradige Umwandlung des Basaltes bedingt ist, welchen Vorgängen sie ihre Existenz verdankt.

Rufen wir uns zu diesem Zwecke zunächst die Verhältnisse an der Bramburg wieder ins Gedächtnis zurück, so gewinnen wir wohl ohne weiteres die Vorstellung, daß diese inmitten des kom-

pakten und frischen Basaltkörpers oft in großer Breite unvermittelt auftretenden und in die Tiefe hinunterschießenden Zersetzungszonen nicht auf dem Wege der gewöhnlichen Verwitterung entstanden sein können, wenn sie auch, wie erwähnt, stets an besonders klüftige und bezüglich der Säulenlagerung gestörte Stellen der Basaltdecke gebunden erscheinen. Nur die eisengebräunten Partieen der Basalttone, die teils regellos, teils in gewisser Gesetzmäßigkeit, nämlich in konzentrischen Lagen, abwechselnd mit den hell und grünlich gefärbten Tonen und Kaolinen auftreten und hauptsächlich durch Limonitabscheidungen der serpentinisierten Olivine, der chloritisierten Augite und z. T. auch der Eisenerze hervorgerufen werden, zeigen die nachträgliche Verwitterung unter Sauerstoffzutritt an. Die ursprüngliche Zersetzung, die aus dem frischen Basaltgestein teils helle, kaolinartige, teils von Eisenoxydulverbindungen grünlich und grau gefärbte Wackentone hat hervorgehen lassen, dürfte jedoch durch andere Ursachen bedingt sein.

Darauf deutet besonders die Gesteinsausbildung am Eingange des westlichen Bruches, an der sog. Lokalität »Kamerun« hin. Hier ist der Basalt an seiner Basis unmittelbar über dem sedimentären Tertiär als blasige Schlacke entwickelt, die größtenteils nachträglich zu einer weichen, blaugrau und grünlichgrau gefärbten Basaltwacke und Wackenton, bezw. zu einem weißen Rohkaolin zersetzt worden ist. In dieser Form stülpt sich die zersetzte Schlacke an der einen Stelle um 3 m hoch sackartig in den ringsum frischen Basalt vor (vgl. Taf. 8, Fig. 1), um dann von hier aus unter die Sohle des Bruches weiter in die Tiefe hinunter zu setzen. Eine gewisse eigenartige Oxydationswirkung zeigen allein fettig sich anfühlende, hellgrüne, nontronitartige Bildungen an, die an einzelnen Stellen knollenförmig der kaolinisierten Basaltschlacke eingelagert sind und weiter unten noch näher erwähnt werden sollen. Im übrigen aber ist die zersetzte und kaolinisierte Basaltmasse völlig frei von irgendwelchen Oxydationsformen, es fehlen ihr vor allem typische Verwitterungserscheinungen, zumal die Fixierung des Eisens in Form von Eisenoxydhydrat, wie sie die anderen an die Tagesoberfläche ausgehendeu Zersetzungszonen so sehr auszeichnet (die das Gestein an seiner Außenkruste zuweilen überziehende Braunfärbung

hat sich erst nach Entstehung des Aufschlusses in jüngster Zeit gebildet). Und da überdies die so stark zersetzte Basaltschlacke nach oben hin und nach den Seiten zu ringsum von frischem, unversehrtem Basalt umschlossen wird, dagegen ununterbrochen in den Untergrund fortsetzt, so dürfen wir schließen, daß es sich nicht um einen gewöhnlichen Verwitterungsvorgang handeln kann, und daß die kaolinisierenden Agenzien von unten gekommen sein müssen.

Damit scheidet zugleich die andere Möglichkeit aus, daß vielleicht Braunkohlenwässer die Zersetzung bewirkt haben könnten, wie es Stremme für viele zu Kaolin zersetzte Granitvorkommen nachgewiesen hat. Eine solche Erklärung würde überdies auch eine ehemalige Bedeckung der über ihre Umgebung emporragenden Basaltkuppe durch Braunkohle voraussetzen, wofür aber jegliche Anhaltspunkte fehlen.

Auf solche postvulkanischen Prozesse weisen dann noch andere Erscheinungen nachdrücklich hin, die, außerhalb des eigentlichen Basaltkörpers gelegen, an die Randspalten des Rötgrabens der Bramburg gebunden und einerseits im N. der Bramburg unmittelbar an der Fahrstraße an der westlichen Randspalte, andererseits am S.-Fuße der Kuppe dicht bei dem Wohnhause des neuen Basaltwerkes an der östlichen Randspalte zu beobachten sind. Im ersteren Falle sind die an der Verwerfungsspalte auftretenden Röttone in tonige Brauneisensteine umgewandelt, im anderen Falle die hellen Sandsteine des Mittleren Buntsandsteins von dunkel gefärbten Brauneisenadern durchsetzt. Auch diese oberflächlich vorhandenen und an nachweisbare Spalten gebundenen metamorphen Gebilde sind kaum durch normale Verwitterung zu erklären. Auf den Verwerfungsspalten aufsteigende CO_2-haltige Lösungen dürften das Eisen, das aus in der Tiefe befindlichen zersetzten Basaltmassen stammen mag, als Bicarbonat zugeführt und an der Erdoberfläche durch den zutretenden Sauerstoff der Luft als Eisenoxydhydrat abgeschieden haben. Auch die in den beiden erwähnten Tertiäraufschlüssen unter der Basaltdecke zu dünnen Eisensteinlagen verkitteten Sande könnten bei diesen Vorgängen unter gleichzeitiger Einwirkung der sauerstoffführenden Bodenwässer entstanden sein.

Mit dieser Auffassung, daß die Herkunft der zersetzenden Agenzien in der Tiefe zu suchen ist, steht durchaus die Erscheinung im Einklang, daß die Zersetzungszonen sich nicht selten nach unten erweitern und nach den bisherigen Beobachtungen niemals in frisches Basaltgestein übergehen.

Auch der durch und durch zersetzte Basaltgang bei Neuhaus und die in seinem Kontakt auftretenden metamorphen Gesteine können nur auf die gleiche Weise sich gebildet haben. Hier sind es, wie wir sahen, meist helle Rohkaoline, die erst durch die spätere Verwitterung z. T. an der Oberfläche gebräunt worden sind, und in ihrem Kontakt von Brauneisenadern durchzogene Sandsteine und hochprozentige tonige Brauneisensteine, seltener Roteisensteine, die aus den Buntsandsteinschichten durch Oxydation und Konzentration des dem ehemals frischen Basalt als Carbonat entführten Eisens hervorgegangen sind. Mit dieser Brauneisenfällung war zugleich, wie die Dünnschliffe zeigen, eine Verdrängung entsprechender Quarz- und Tonbestandteile verbunden, die aber anscheinend nur mechanisch gewesen ist; eigentliche metasomatische Vorgänge, wie ich sie anfänglich angenommen[1]), dürften dabei doch wohl kaum mitgespielt haben.

Etwas anders liegen die Verhältnisse bei den Doleriten von Polier und Amelith, wo die Gesteine, soweit sie aufgeschlossen, zumeist in ihrem ganzen Umfange, aber nicht so intensiv zersetzt sind. Es wäre wohl möglich, daß die atmosphärische Verwitterung allein diese Umwandlung bewirkt haben könnte, wenngleich die bei Polier zu beobachtende Mächtigkeit des verwitterten Dolerites von 20—25 m immerhin auffallend wäre. Eine stärkere Zersetzung liegt jedoch bei dem Trachydolerit am Ahneberge südlich Polier vor, der zum Teil in ein helles Tongestein umgewandelt worden ist, und ähnliche weiche, kaolinartige Tonmassen habe ich auch bei dem Doleritvorkommen nordwestlich Amelith unter Buntsandsteinschutt erschürft.

Sodann tritt noch heute bemerkenswerterweise auf der westlichen Randspalte des Tertiärgrabens, also auf derselben Eruptions-

[1]) Monatsber. d. Zeitschr. d. Deutsch. geolog. Ges. 1910. S. 178.

spalte, 2—3 km weiter südlich bei Bodenfelde ein salzhaltiger Kohlensäuerling[1]) zu Tage, der in ursächlichem Zusammenhange mit den ehemaligen benachbarten Basaltausbrüchen stehen dürfte und auch seinerseits die zersetzende Wirksamkeit postvulkanischer Prozesse für dieses Gebiet durchaus wahrscheinlich macht. Und zwar dürften in diesem Falle die Serpentinisierung, die Chloritisierung und die Carbonatbildung der Dolerite dieser postvulkanischen Periode angehören.

Der genannte Kohlensäuerling von Bodenfelde ist der einzige, der im Bereiche des Sollings heute noch an die Erdoberfläche tritt. Reicher an Kohlensäuerlingen und Kohlensäureexhalationen ist bekanntlich das dem Solling im W. vorgelagerte Gebiet von Driburg-Herste, sowie auch das eigentliche Sollingvorland in der Gegend von Höxter und Ottbergen, woselbst wiederholt kohlensäurehaltige Quellen und Brunnen angetroffen werden, und wo noch in letzter Zeit ein Kochsalzsäuerling durch eine Bohrung auf Kalisalze südlich Höxter erschlossen worden ist.

Alle diese Kohlensäureausströmungen stellen, wie man wohl annehmen kann, die letzten Nachklänge der basaltischen Eruptionen dar, wenigstens in ihrer gasigen Form, während das Wasser ebensogut vadosen Ursprungs sein kann und in diesem Falle durch das Zusammentreffen mit dem Kohlensäuregas emporgetrieben wird. Naturgemäß werden die Kohlensäuerlinge in früherer Zeit in unmittelbarem Anschluß an die Magmaausbrüche in weit stärkerem Maße dem Erdboden entströmt sein, und es wird dadurch die Vermutung in uns erweckt, daß gerade sie die

---

[1]) Die Sole des Säuerlings entstammt zweifellos dem in der Tiefe befindlichen Zechsteinsalzlager und wird durch das hinzutretende Kohlensäuregas emporgetrieben. Die Zusammensetzung dieses sog. Sollinger Karls-Brunnens ist nach der vom Besitzer mir freundlichst zur Verfügung gestellten Analyse folgende:

	In 1000 Teilen		
Chlornatrium	23,5140	Kohlensaure Magnesia	0,2016
Chlorkalium	0,1860	Eisenoxydulcarbonat	0,1795
Schwefelsaures Natron	1,4130	Tonerde	0,0085
Schwefelsaure Magnesia	0,2010	Kieselsäure	0,0065
Schwefelsaurer Kalk	0,9700	Manganoxydulcarbonat	Spuren
Kohlensaurer Kalk	1,4460	Freie Kohlensäure	0,8600

Hauptträger der postvulkanischen Prozesse gewesen sind und die Zersetzung der basaltischen Gesteine verursacht haben. Schon die an Spalten gebundene metamorphe Umwandlung der Buntsandsteinschichten zu Eisensteinen an der Bramburg sowohl wie bei Neuhaus weist auf die Zuführung von Eisencarbonat durch aufsteigende kohlensäurehaltige Lösungen hin. Und die Auffassung von der zersetzenden und kaolinisierenden Tätigkeit juveniler Kohlensäure wird noch besonders gestützt durch das Fehlen irgendwelcher an die Basaltzersetzung geknüpfter Neubildungen, wie Fluorit, Turmalin, Erzimprägnationen usw., wodurch anderweitige pneumatolytische und pneumatohydatogene Vorgänge ausgeschlossen sein dürften, und sie steht auch des weiteren mit den chemischen Untersuchungsergebnissen durchaus im Einklang, die Herr Dr. Stremme im nächsten Kapitel darlegen wird.

Schon Bischoff unterschied in seinem Lehrbuche der chemisch-physikalischen Geologie vom Jahre 1866 zwischen gewöhnlicher Basaltverwitterung und Zersetzung durch Kohlensäureexhalationen, und nach den vorhandenen Literaturangaben dürfte letztere wohl überhaupt eine größere Verbreitung besitzen, wenngleich es nicht immer möglich sein wird, diese Art der Zersetzung von den nachträglich hinzugetretenen Verwitterungserscheinungen scharf zu trennen und ihre Existenz sicher nachzuweisen. So ist z. B. die schon früher von Lauffer[1]) beschriebene starke Basaltzersetzung des Hundskopfs bei Salzungen nach einer freundlichen Mitteilung von Herrn Geheimrat Beyschlag wahrscheinlich auf die ehemalige Tätigkeit juveniler Kohlensäure zurückzuführen, die in unmittelbarer Nähe der Basaltkuppe durch verschiedene Bohrungen erbohrt worden ist und noch heute erbohrt wird. Auch Erich Kaiser[2]) hat vor einigen Jahren die starke Zersetzung mancher rheinischer Basalte zu wasserhaltigen Tonerdesilikaten — zugleich unter Bezugnahme auf das analoge Vorkommen des Bramburgbasaltes — der Einwirkung kohlensäurehaltiger Lösungen zuge-

[1]) Zeitschr. d. Deutsch. geolog. Ges. 1878.

[2]) Kaiser, Über Bauxit- und Laterit-artige Zersetzungsprodukte. Monatsber. d. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. 56, 1904, S. 1711.

schrieben. Allerdings fassen nun Herr Stremme und ich diese wasserhaltigen Tonerdesilikate in ihren extremen kaolinischen Formen — entgegen den weiteren Ausführungen Kaiser's — als Endprodukte, nicht aber als Zwischenstadien der Zersetzung auf dem Wege zur Bauxitbildung auf, was Herr Stremme noch näher begründen wird.

Zu dieser postvulkanischen Zersetzung der Basalte gesellt sich nun aber, wie wir sahen, von oben her hinzu der Prozeß der atmosphärischen Verwitterung und Oxydation, der z. T. gleichzeitig mit der ersteren Hand in Hand vor sich gegangen sein mag, z. T. aber wohl erst nachträglich eingesetzt hat und in den gelockerten und zersetzten Partieen des Basaltes bis zu bedeutenderer Tiefe vordringen konnte. Treffen wir doch in allen an die Tagesoberfläche ausgehenden Zersetzungszonen der Bramburg bis auf die Sohle der heutigen Aufschlüsse, d. h. bis zu einer Tiefe von 15—20 m, Oxydationserscheinungen an, die teils in einer Abscheidung, teils in einer Umlagerung von Limonit sich kenntlich machen. Und zwar sind davon alle Stadien der Basaltzersetzung betroffen. Zunächst werden die serpentinisierten Olivine, sodann die chloritisierten Augite und schließlich in den kaolinischen Tonen die Eisenerze als die einzigen noch einigermaßen unversehrten Gemengteile mehr oder weniger in Limonit übergeführt, und durch kolloidale Umlagerung können überall Anreicherungen von Brauneisen entstehen. Einen gleichartigen Prozeß nachträglicher Limonitisierung bezeichnen die oft tiefbraun gefärbten Zonen und Ringe der Doleritkugeln von Polier und Amelith, und sowohl für diese Dolerite wie für den Bramburgbasalt ist es charakteristisch, daß gemäß der teils bei der ehemaligen Erstarrung, teils bei der späteren Zersetzung zustande gekommenen kugelig-schaligen Struktur auch die Eisenhydratbildung wiederum vielfach in konzentrischen Ringen erfolgte.

Einer noch späteren Periode dürften dann die entlang den ehemaligen Trennungsklüften der Basaltsäulen verlaufenden schwarzweißen Adern angehören, die durch Umlagerung der Eisen- und Manganoxyde entstanden sind, mag diese nun durch aufsteigende Lösungen oder durch die von oben eindringenden Sickerwässer bewirkt worden sein.

In bemerkenswertem Gegensatz zu den beschriebenen Oxydationserscheinungen der normalen Verwitterung stehen die Bildungen montronitartiger Substanzen, die, wie schon erwähnt, der zersetzten Basaltschlacke am Eingange des westlichen Bruches der Bramburg stellenweise eingeschaltet sind und nach der Analyse (S. 297) eine starke Anreicherung des Eisenoxyds erkennen lassen. Es ist kaum festzustellen, ob der — wohl während der Kaolinisierung des Basaltes — hinzutretende Sauerstoff etwa eindringendem Oberflächenwasser oder, was mir wahrscheinlicher ist, dem Kohlensäuerling selbst entstammt, dessen Wasser, wie erwähnt, recht gut vadosen Ursprungs gewesen sein kann.

Wir haben somit an der Bramburg eine Reihe im Anschluß an die Basalteruption auftretender postvulkanischer Vorgänge kennen gelernt, die in ihrer zeitlichen Aufeinanderfolge zum Schluß noch einmal kurz zusammengestellt sein mögen.

Pneumatolytische Exhalationen der Verbindungen von Fluor, Chlor, Borsäure, Schwefel usw., die sonst eine älteste Phase bilden, haben scheinbar keine wesentliche Rolle gespielt, wenigstens haben sie nirgends irgendwelche bezeichnenden Mineralbildungen hinterlassen. Erst von den dann folgenden Thermalprozessen besitzen wir Zeugen in Gestalt der Zeolithe, Opale und Chalcedone, die Blasen- und Hohlräume des frischen Basaltes erfüllen, und unter denen die Zeolithe im allgemeinen die ältesten Absätze bilden.

An Stelle der Thermen treten in einem späteren Stadium Ausströmungen von Kohlensäure, die zum Teil in gasiger Form, zum Teil als Säuerlinge emporstiegen, den Basaltkörper an besonders klüftigen Stellen durchbrachen und zersetzend auf ihn einwirkten. Das Endprodukt dieser Zersetzung war vielfach ein heller, weicher Rohkaolin, aus dem die Alkalien und Erdalkalien fast völlig und das Eisen bis auf die Eisenerze als Carbonate ausgelaugt wurden. Von diesen Carbonaten finden wir den Kalk im Innern der Zeolith- und Opaldrusen vielfach wieder abgesetzt.

Während aller dieser Vorgänge unterlag der Basalt oberflächlich zugleich auch der atmosphärischen Verwitterung und Oxydation, die an manchen Punkten auf Rissen und Spalten auch tiefer in das Gestein eindrangen. Eine besonders intensive Tätig-

keit entfalteten diese atmosphärischen Verwitterungsagenzien aber wohl erst, nachdem die von unten kommende Kohlensäurezersetzung den Basalt zu lockeren Wacken und Kaolinen umgewandelt hatte, in denen die Tagewässer leicht und tief einsickern konnten und nach dem Versiegen der aufsteigenden Kohlensäure das Zerstörungswerk bis zum heutigen Tage allein weiter fortsetzten.

V. Die chemischen Daten über die Basalte und ihre Zersetzungsprodukte.

Von H. Stremme.

a) Die Mineralbestandteile des Basaltes der Bramburg.

Vom Basalte der Bramburg liegen zwei Analysen vor, die ich nachstehend in der Form, wie sie sich nach den Analysen der Herren Dr. Klüss und Dr. Eyme ergaben, und darunter wasserfrei berechnet, folgen lasse.

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	SO_3	P_2O_5	CO_2	Summe	Übrige Teile und Name des Analytikers
I[1])	47,97	1,92	13,57	2,89	8,42	—	8,67	8,43	3,37	2,01	2,18	0,07	0,51	—	100,01	Klüss
II	46,43	2,47	13,88	3,54	8,42	Spur	8,24	8,38	3,78	1,85	2,22	0,12	0,57	0,30	100,23	S: Spur, CuO: 0,13, Eyme
I wasserfrei	49,07	1,96	13,86	2,95	8,59	—	8,86	8,60	3,44	2,06	—	0,07	0,52	—	100,00	
II »	47,48	2,51	14,13	3,64	8,59	Spur	8,41	8,55	3,88	1,90	—	0,12	0,58	0,30	100,22	S: Spur, CuO: 0,13
Durchschnitt	48,27	2,23	14,00	3,30	8,59	—	8,63	85,8	3,66	1,98	—	0,10	0,55	—	—	

Diese beiden Analysen, die von verschiedenen Analytikern herrühren, zeigen im ganzen vortreffliche Übereinstimmung. Kleine Unterschiede bestehen insofern, als in II CuO, S und CO_2 bestimmt werden konnten, die in I fehlen. Diese Bestandteile könnten alle drei, sicher aber die beiden ersten, auf eine etwas größere Erzmenge in II hinweisen. Dazu stimmt, daß der Gehalt in II an TiO_2 um mehr als $^1/_4$, an Fe_2O_3 um fast $^1/_4$ und an SO_3 um fast $^1/_2$ höher ist als in I. Beide Basalte haben einen

[1]) Roth, Allgem. und chem. Geologie I, S. 344—347.

auffallend hohen Kaligehalt, so daß man sie als trachydoleritische oder leucitbasanitische ansprechen möchte, wenn auch die mikroskopische Analyse weder Orthoklas noch Leucit nachgewiesen hat. Wahrscheinlicher ist das Vorkommen von Orthoklas als von Leucit, denn in den Zersetzungsprodukten zeigt sich das Kali bei III, V, VI und VII als der schwerer als Natron herauszulösende Teil. Kalifeldspat ist nach zahlreichen Beobachtern schwerer zersetzlich als die Plagioklase, dagegen würde bei Gegenwart von Leucit in diesen das freiwerdende Natron der Plagioklase schon das Kali ersetzen[1]), dieses also stärker abnehmen müssen als das Natron. Orthoklas ist ja nicht selten auch als Beimengung in Plagioklasen zu finden, so daß dieser der mikroskopischen Untersuchung entgeht.

Nach den Durchschnittszahlen der beiden Analysen (wasserfrei berechnet) habe ich mit Hülfe der Harker'schen Tabellen[2]) die Mineralzusammensetzung zu berechnen versucht und bin zu folgenden Zahlen gekommen:

1	(1,20)	Gew.-Proz.	Apatit, bestehend mit 0,55 P_2O_5, 0,65 CaO.
45	(45,26)	»	Andesin, aus 25,36 Albit und 19,90 Anorthit, also dem Labrador nahestehend, ferner als Beimengung:
6	(5,9)	»	Orthoklas, mit 1,1 Al_2O_3, 1 K_2O, 3,8 SiO_2, der in dieser Form mikroskopisch nicht zu erkennen ist.
4	(3,76)	»	Ilmenit, mit 2 TiO_2, 1,76 FeO.
4	(4,35)	»	Magnetit, mit $3FeO_3$, 1,35 FeO.
24	(23,68)	»	Augit mit 12 SiO_2, 0,23 TiO_2, 0,72 Al_2O_3, 3 FeO, 3,8 MgO und 3,93 CaO, entsprechend einem Augit mit 50 SiO_2, 1 TiO_2, 3 Al_2O_3, 13 FeO, 14 MgO, 16 CaO. (Entsprechend der niedrigen Zahl für Al_2O_3 im Basalt wäre dieser Augit tonerdearm.)
13	(13,13)	»	Olivin mit 6,5 SiO_2, 0,8 FeO, 5,83 MgO.
2	(2,04)	»	Biotit mit 1 SiO_2, 0,2 FeO_3, 0,5 FeO, 0,7 MgO.

Rest 0,1 Fe_2O_3, 0,89 FeO, 0,66 Na_2O und 0,98 K_2O, die sich auf die verschiedenen Mineralien verteilen würden. Die durchschnittlichen 2,2% H_2O sind unberücksichtigt geblieben, da sich nicht ermitteln ließ, ob dieses als Überrest der Bergfeuchte oder als mineralischer Bestandteil vorhanden war.

---

[1]) Roth, Allgem. und chem. Geologie I, S. 344—347.

[2]) Harker, Tabellen zur Berechnung von Gesteinsanalysen. Zentralbl. für Min. 1911, S. 103—105.

b) Die Zersetzungsprodukte des Bramburgbasaltes.

Für die Zersetzungsprodukte ist das Eintreten eines hohen Wassergehaltes charakteristisch. Dieser Wassergehalt wirkt gewissermaßen verdünnend auf die mineralische Substanz. Wenn man ein solches verdünntes Gestein mit dem unzersetzten vergleicht, kommt man naturgemäß zu unrichtigen Schlüssen über die Bewegung der einzelnen Bestandteile. Z. B. im Zersetzungsprodukt VIII (s. Tabelle) würde der Vergleich des wasserhaltigen Tones mit dem Basalt zu dem Irrtum führen, daß hier eine starke Fortführung der Kieselerde um 20 % stattgefunden habe, während gleichzeitig die Tonerde um fast 10 % zugenommen zu haben scheint. Daraus wäre eine lateritartige Zersetzung zu konstatieren. Tatsächlich ist ein solcher Schluß aus der Zersetzung des Bramburgbasaltes I zu dem Tone III von E. Kaiser[1]) gezogen und u. a. von van Bemmelen[2]) übernommen worden. So ergab sich die irrtümliche Folgerung einer lateritischen Zersetzung der Basalte in der Jetztzeit unter gemäßigtem Klima.

Selbst wenn nun alle Zersetzungsprodukte wasserfrei berechnet neben einander gestellt werden, so sind sie dennoch nicht ohne weiteres vergleichbar. Bei einem stärker zersetzten Ton sind die Alkalien, die alkalischen Erden weiter ausgelaugt und mehr Kieselerde mit ihnen gelöst worden, als bei einem weniger zersetzten. Dadurch wird naturgemäß die Substanzmenge im ganzen verkleinert. Wenn also die wasserfrei berechneten Zahlen zweier verschieden weit zersetzter Gesteine ohne weitere Überlegung mit einander verglichen werden, so würde man auch hier zu irrtümlichen Schlüssen gelangen, weil man z. B. 40 und 60 % der ursprünglich vorhandenen Substanz als je 100 Teile behandelte. Zu einem gültigen Vergleich gehört also die Reduktion der wasserfreien Substanz des Zersetzungsprodukts auf den von ihr dargestellten Überrest des ursprünglichen Gesteins. Zur Vornahme einer solchen Reduktion scheinen mir zwei Wege möglich. Entweder man hat dazu nach einem Bestandteil zu suchen, der sicher

[1]) Erich Kaiser, Ztschr. der Deutsch. geol. Ges. 56, 1904, Monatsb. S. 17.
[2]) J. M. van Bemmelen, Ztschr. für anorg. Chem., Bd. 66, 1910, S. 322—357.

oder wahrscheinlich unbeweglich geblieben ist und auf diesen alle Zahlen umzurechnen. Diesen Weg gedenke ich nachstehend zu betreten[1]). Oder man kann die mineralische Zusammensetzung der Zersetzungsprodukte nach ihrem Prozentgehalt festzustellen versuchen, wie SCHARIZER[2]) getan hat. Zwei Vergleiche werde ich auch auf diesem Wege auszuführen versuchen. Sobald man irgendwie die Gewißheit hat, daß ein gleichmäßig verbreiteter, wenig schwankender Bestandteil der Zersetzung mehr oder weniger vollständig widersteht, ist die Umrechnung auf diesen die einfachere und sicherere Methode der Untersuchung. Sobald sich aber kein Teil als vollständig widerstandsfähig erweist, ist der zweite Weg allein gangbar. Aber zu diesem ist wieder eine genaue Zerlegung der Zersetzungsprodukte in die einzelnen Mineralbestandteile erforderlich, die zumeist nur wenig durch das Mikroskop erfolgen kann oder auch nur gestützt wird, da ja die meisten Zersetzungsprodukte optisch schwer zu definieren sind. Andere physikalische Methoden, wie die Hygroskopizitätsbestimmung nach RODEWALD-MITSCHERLICH und die quantitativen Absorptions- und Anfärbemethoden mit Hülfe organischer Farbstoffe nach ASHLEY u. a. können eventuell nur ungefähr angeben, wieviel von gewissen Zersetzungsprodukten vorhanden ist, ohne deren Zusammensetzung ermitteln zu lassen. Von chemischen Methoden kommen die der Bodenanalyse in Betracht, die allerdings mit Rücksicht auf das Verhalten der angewendeten Agenzien zu den verschiedenen Mineralien noch kaum durchgearbeitet ist. Aber selbst die beste Bestimmung der Zersetzungsprodukte, deren Zusammensetzung und Natur sich vielleicht einmal genauer ermitteln lassen wird als die mancher unzersetzter Gesteine, muß bei dem Vergleich mit letzteren oft darunter leiden, daß die Bestimmung des Mineralgehaltes letzterer quantitativ so wenig einwandfrei durchzuführen ist.

---

[1]) Es scheint, daß G. P. MERRILL in »A Treatise on Rocks, Rock — Weathering and Soils« 1897, einem mir leider nicht zugänglichen Werke, wie ich nach CLARKE's Mitteilung der Schlußtabellen in den Data of Geochemistry vermute, ebenfalls diesen Weg eingeschlagen hat.

[2]) R. SCHARIZER, Der Basalt von Ottendorf in Österr.-Schlesien. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt 1882, S. 471.

In dem vorliegenden Fall der Zersetzung des Bramburgbasalts läßt sich die erstere Methode leicht und sicher ausführen. Wir haben hier eine rein chemische Zersetzung des Gesteins längs Spalten vor uns, bei der eine mechanische Ausschlämmung einzelner Teile nicht in Betracht kommt. Von den einzelnen Bestandmassen zeigt die Tonerde eine gleichmäßige Vermehrung, während die meisten anderen fast proportional dem Anwachsen der Tonerde abnehmen. Die Tonerde erweist sich auch in ihrem ursprünglichen Gehalt bei den zwei Analysen der unzersetzten Gesteine als beständig. Sie gehört zu den beständigsten unter allen, nur FeO und CaO weichen in diesen beiden Analysen noch etwas weniger von einander ab. Wir haben in den Zersetzungsprodukten jenes charakteristische Verhalten der einzelnen Bestandmassen vor uns, das von allen mir bekannt gewordenen Zersetzungsvorgängen allein bei der Zersetzung rein durch Kohlensäure und Wasser auftritt[1]).

Nachstehend habe ich in einer zweiteiligen Tabelle die Analysen der Zersetzungsprodukte in der gleichen Reihenfolge wie in der ersten Veröffentlichung der Zahlen[2]) zusammengestellt, in der ersten Hälfte die von den Analytikern gegebenen Daten, in der zweiten die Umrechnung auf wasserfreie Substanz und die Durchschnittszahl für Tonerde = 14 (vergl. unzersetzte Basalte).

Bei dieser in der unteren Hälfte der Tabelle gegebenen Darstellung läßt sich ermessen, wieviel an Gewicht von der ursprünglichen Mineralsubstanz aus dem Gesteine herausgelöst wurde. Zwischen 40 und fast 70 % schwanken die Verluste. Die einzelnen Substanzen sind in ganz verschiedenem Grade an diesem Verlust beteiligt. Die Titansäure und die Schwefelsäure scheinen keinen Verlust erlitten zu haben. Ihre Zahlen schwanken zwar stark, aber doch ähnlich wie die in den beiden Basaltanalysen. Selbst für die niedrigste Titansäurezahl in IV wird man keine Entfernung annehmen dürfen, da alle anderen Analysen keine Andeutung davon zeigen. Dieses Verhalten der Titansäure stimmt zu Grupe's

[1]) Vergl. Stremme, Die Verwitterung der Silikatgesteine. Landwirtsch. Jahrb. 1911, S. 325—338.

[2]) Ztschr. der Deutsch. geol. Ges. 1910, Monatsber. S. 182, 183.

		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	SO_3	P_2O_5	CO_2	Summe	Analytiker und Restbestandteile
Helle Tone	III [1]	42,68	4,51	30,34	2,67	—	—	0,14	1,09	0,54	1,50	15,99	0,31	0,38	—	100,15	Eyme
	IV	40,71	0,55	35,05	3,23	0,30	Spur	0,74	0,20	0,15		19,12	0,15	0,13	—	100,33	Eyme
Grünliche und braune Wacken und Tone Schwarzer Streifen	V	39,24	3,25	17,69	13,01	3,40	Spur	3,61	1,78	3,31	2,09	11,73	0,14	1,01	—	100,26	Klüss
	VI	29,81	2,28	16,40	12,14	1,04	0,60	0,86	0,58	1,27	1,02	33,00	0,09	0,31	—	100,00	Eyme
	VII	39,88	4,58	26,28	10,27	1,18	—	1,39	0,43	0,89	1,46	13,05	0,20	0,18	—	100,69	Klüss
	VIII	27,86	3,04	22,08	14,15	1,11	0,42	0,44	0,33	0,37		29,73	0,09	0,38	—	100,00	Eyme
	IX	23,07	4,02	19,15	18,80	1,66	0,48	0,51	0,30	0,11		31,13	0,09	0,68	—	100,10	Eyme
	X	32,31	2,51	27,02	13,15	—	3,92	0,36	0,35	0,37		19,81	0,07	0,44	—	100,31	Eyme Org.-Subst.: Spur
	III	24,49	2,56	14	1,53	—	—	0,08	0,62	0,31	0,86	—	0,18	0,21	—	44,86	
	IV	16,22	0,22	14	1,29	0,12	Spur	0,29	0,08	0,06		—	0,06	0,05	—	32,39	
	V	31,05	2,57	14	10,30	2,70	Spur	2,86	1,41	2,62	1,66	—	0,12	0,81	—	60,10	
	VI	25,70	1,94	14	10,88	0,89	0,51	0,70	0,49	1,08	0,88	—	0,07	0,26	—	58,04	
	VII	21,25	2,44	14	5,49	0,62	—	0,75	0,23	0,49	0,76	—	0,11	0,10	—	46,24	
	VIII	17,65	1,93	14	8,99	0,70	0,27	0,28	0,21	0,24		—	0,06	0,24	—	45,07	
	IX	16,86	2,94	14	13,75	1,20	0,34	0,36	0,21	0,08		—	0,06	0,49	—	50,19	
	X	16,75	1,30	14	6,70	—	2,00	0,17	0,17	0,18		—	0,04	0,23	—	41,54	

optischen Befunden, nach denen die Titanerze selbst in den stärkst zersetzten Tonen lediglich wie der Magnetit limonitisiert, also oxydiert, aber nicht eigentlich zertrümmert sind. Für die Bindung der Schwefelsäure gibt die mikroskopische Untersuchung keinen Anhalt. Bemerkenswert ist die anscheinend gänzliche Unlöslichkeit des Sulfats. Selbst Bariumsulfat würde durch einfach kohlensaure Salze namentlich der Alkalien unter Carbonatbildung zersetzt werden. Da dies hier nicht geschehen ist, so dürfte bei den zersetzenden Agenzien auf die Gegenwart eines Säureüberschusses und verdünnter Lösungen zu schließen sein. Anders verhält sich die Phosphorsäure. Der Apatit scheint sich zunächst (in V) den kaolinisierenden Agenzien gegenüber widerstandsfähig zu zeigen,

[1]) Auch diese Analyse wurde zuerst von Kaiser publiziert und ist später von Rosenbusch in seine Elemente der Gesteinslehre aufgenommen worden.

im ganzen unterliegt er aber mit weiter fortschreitender Zersetzung der Auslaugung, wie z. B. auch von Rösler ganz allgemein bei der Kaolinisierung, von Gagel und mir bei der Granitzersetzung durch den Gießhübler Sauerbrunnen und von Endell bei der Zersetzung einiger Granite durch tertiäre Moorwässer konstatiert wurde.

Von einander verschieden verhalten sich die beiden Eisenoxyde. Das Ferrooxyd hat stets stark abgenommen, in III und X ist es sogar ganz verschwunden. Das Ferrioxyd hat nur in den hellen Zersetzungsprodukten III und IV abgenommen, in den braun- und schwarzgefärbten dagegen relativ zum ursprünglich vorhandenen zugenommen. In VII beträgt diese Zunahme weniger als das zweifache, in X das Zweifache, in VIII mehr als das Zweifache, in VIII mehr als das Zweifache, in V und VI das Dreifache und in IX sogar mehr als das Vierfache. Dennoch hat zumeist keine Zunahme an Gesamteisen stattgefunden. Bei der Umrechnung auf Ferrioxyd würden im wasserfreien ursprünglichen Gestein 13,2 % Fe_2O_3 vorhanden gewesen sein. Diese Zahl wird als gemessenes FeO_3 nur in IX um ein geringes übertroffen. Unter Umrechnung des FeO in Fe_2O_3 beträgt die Erhöhung der Zahl für Fe_2O_3 in IX im ganzen nur etwas mehr als 2 %. Das liegt noch innerhalb der Schwankungsgrenzen des Eisens in einem und demselben Basaltstrom. Nicht außer Acht zu lassen ist aber auch die Möglichkeit einer Zufuhr dieser 2 % aus den hellen Tonen, in denen sich die Eisenoxydzahl um 50 % und mehr gegenüber den Basalten verringert zeigt. In allen anderen Fällen kann dagegen die in den Bauschanalysen z. T. so außerordentlich erscheinende Zufuhr des Eisenoxyds nichts anderes als die Oxydation des Eisenoxyduls zu Eisenoxyd sein: die mikroskopisch nachgewiesene Limonitisierung der Eisenerze. Zumeist hat sogar eine Erniedrigung des Gesamteisengehaltes stattgefunden. Möglich ist aber auch eine Zufuhr von einem Teil des Eisenoxyds in kolloidaler Form, wofür die mikroskopische Untersuchung spricht.

Von den nachgewiesenen Vermehrungen der Zahlen für MnO bedeutet die in X, dem schwarzen Streifen, wohl sicher eine Anreicherung durch Zufuhr. Diese kann als Lösung des Carbonats in der wäßrigen Kohlensäure und Niederschlag durch den Sauer-

stoff geschehen sein, der auch die Oxydation des Eisens bewirkt hat. Nicht von der Hand zu weisen ist aber auch die Möglichkeit einer Wanderung in kolloidaler Form. Beweisen läßt sich keins von beiden, da die Angabe »MnO« lediglich eine Umrechnung aus der Analyse ist und nicht feststeht, in welcher Oydationsstufe das Mangan im unzersetzten Basalt, und in welcher es in den Tonen vorliegt.

Die übrigen Bestandteile, nämlich SiO_2, MgO, CaO, Na_2O und K_2O, haben dagegen in allen Tonen stark abgenommen, alle am wenigsten in V und alle am meisten in IV. Die anderen Stufen liegen zwischen diesen beiden Extremen und zwar so, daß SiO_2 und die Summe der anderen vier Bestandteile einander entsprechen. In III übertrifft SiO_2 um 10,49 % das Al_2O_3; die Summe der vier übrigen Bestandteile beträgt 1,97. In IV sind die entsprechenden Zahlen 2,23 und 0,43, in V 17,05 und 8,55, in VI 11,70 und 3,15, in VII 7,25 und 2,23, in VIII 3,65 und 0,73, in IX 2,86 und 0,65, in X 2,75 und 0,52. Besser kommt das Verhältnis von SiO_2 zu den vier Basen heraus, wenn man die Bindung von Al_2O_3 und SiO_2 berücksichtigt (daß diese tatsächlich vorliegt, werde ich weiter unten beweisen). In reinem Kaolin der Formel $Al_2O_3.2SiO_2.2H_2O$ entsprechen unter Zugrundelegung der Atomgewichtszahlen von 1910 und 1911 14 % Al_2O_3 16,52 % SiO_2. Danach ist in IV ein geringer Überschuß an Tonerde vorhanden. In X kommen auf 0,23 SiO_2 0,52 Basen, d. h. 0,09 mehr von diesen als in IV, in IX auf 0,34 SiO_2 0,22 mehr als in IV, in VIII auf 1,13 SiO_2 0,30 mehr, in VII auf 4,73 SiO_2 1,80 mehr, in VI auf 9,18 SiO_2 2,72 mehr, in V auf 14,53 SiO_2 8,08, in III auf 7,97 SiO_2 1,44 mehr, d. h. in X 2,5 : 1, in IX 1,5 : 1, in VIII fast 4 : 1, in VII 2,6 : 1, in VI 3,4 : 1, in V 1,8 : 1, in III 5,5 : 1. Die höheren Zahlen für Kieselerde entsprechen also nicht im gleichen Verhältnis höheren Summen der Basen. Daraus auf Verschiedenheiten in der Zersetzung der einzelnen Mineralien zu schließen, ist untunlich, da die Unterschiede in der Zusammensetzung der ursprünglichen Gesteinsstücke unbekannt sind.

Von den Basen ist in IV bis IX stets mehr Magnesia als

Kalk vorhanden, in III umgekehrt mehr Kalk als Magnesia, und in X sind beide in gleicher Menge vorhanden. In einer ähnlichen Basaltwacke sind nach der optischen Untersuchung die Olivine serpentinisiert und die Plagioklase zum Teil zersetzt, dagegen die Augite noch unverändert. Der noch vorhandene Kalk- und Magnesiagehalt dürfte also letzteren zukommen; dagegen würde die Veränderung der Plagioklase auf einer Auslaugung des Kalkes beruhen, während noch beträchtlicher Natrongehalt die größere Widerstandsfähigkeit des albitischen Anteils erkennen läßt. Relativ am schwächsten ist die Abnahme des Kalis, das ich schon oben auf die größere Widerstandsfähigkeit des Orthoklases oder orthoklasartigen Anteils des Andesins zurückführte. Sie bleibt auch am schwächsten bei den anderen Zersetzungen, bis in VII und III sogar mehr K_2O als Na_2O gemessen worden ist.

Ich habe oben schon dargelegt, daß die Zersetzung nach dem Verhalten von Tonerde, Kieselerde, den Basen und der Phosphorsäure als eine solche hervorgerufen durch kohlensäurehaltiges Wasser erkannt wird. An dem Verhalten der Eisenoxyde bei den braunen Tonen ist auch Sauerstoffwirkung deutlich, die jedoch bei den hellen Tonen fehlt. Die Zersetzung durch kohlensäurehaltiges Wasser führt bei feldspathaltigen Gesteinen zu Rohkaolin, und so habe ich auch in der früheren Veröffentlichung der Analysen den Ton IV als einen eisenhaltigen Rohkaolin angesprochen. In diesem Rohkaolin ist die Kaolinsubstanz nicht durch Quarz verdünnt wie in den Granitkaolinen, sondern hier scheint nach völliger Zerstörung der Olivine und Augite und der teilweisen Auflösung der Eisenerze und der Apatite nur durch den Rest der letzteren verdünnte Kaolinsubstanz der Feldspäte übrig geblieben zu sein. Dieser Schluß gewinnt an Berechtigung durch die Beobachtung, daß in den 8 Tonen nicht einmal die Kaolinzusammensetzung durch Überschuß von Tonerde verwischt wird, daß mit der Abnahme der Basen die Kaolinbildung immer klarer heraustritt. Aber unzweifelhaft bewiesen ist ihr Vorhandensein damit noch nicht. Es könnten eventuell auch Allophanoide, z. B. das dem Halloysit entsprechende, entstanden sein. Von den Mineralbestandteilen des Basalts geben Orthoklas und

der albitische Teil der Plagioklase Kaolin bei der Zersetzung durch kohlensäurehaltiges Wasser. Orthoklas und Albit sind beide nicht in Salzsäure löslich, also wird auch der Rest von ihnen nicht auflösbar sein und ist es ja beim Orthoklas mit Sicherheit, wie so oft nachgewiesen, nicht. Für den Anorthit glaubt Rösler[1]) das gleiche annehmen zu können. Bei Roth[2]) findet sich aber die Notiz: »Kaolinbildung aus Anorthit scheint nicht beobachtet zu sein.« Scharizer[3]) nimmt für den Anorthit bei seiner Ähnlichkeit mit dem Nephelin sogar die Umwandlung in Halloysit an. Jedenfalls wird der Rest des Anorthites nach der Kohlensäurezersetzung ebensowohl in Salzsäure löslich sein wie dieser selbst, kann also nicht Kaolin sein. Fraglich bleibt aber, ob der anorthitische Anteil der Plagioklase sich auch so verhalten muß. Aus der Tonerde des Augites bildet sich hin und wieder[4]) Cimolit, daneben auch Anauxit, ersterer jedenfalls ein Allophanoid. Nach der oben wiedergegebenen Berechnung der Mineralbestandteile würden danach etwa $^{8}/_{14}$ der Tonerde in Salzsäure löslich sein können, von denen $^{7,3}/_{14}$ in Anorthit, $^{0,7}/_{14}$ im Augit gebunden wären. Die im Augit gebundene würde also 5 % der Gesamttonerde ausmachen. Von den Herren Dr. Klüss und Dr. Eyme wurden die Tone III und IX mit Salzsäure und Schwefelsäure behandelt und im Rückstand nach jeder Behandlung SiO_2, Al_2O_3 und F_2O_3 bestimmt. Die Analyse ergab nach der Behandlung mit kalter verdünnter Salzsäure für III 28,50 % SiO_2, 24,01 % Al_2O_3 und 2,61 % Fe_2O_3, für IX 21,42 % SiO_2, 10,27 % Al_2O_3 und 16,73 % Fe_2O_3. Nach der Behandlung mit heißer, verdünnter Schwefelsäure hinterblieb bei III 4,80 % SiO_2, 0,35 % Al_2O_3, Spur Fe_2O_3, bei IX 1,93 % SiO_2, 0,03 % Al_2O_3, 0,13 FeO_3. In Gegenüberstellung mit den Bauschanalysen ergibt sich für III:

---

[1]) Rösler, Beiträge zur Kenntnis einiger Kaolinlagerstätten. N. Jahrb. B. B. XV, S. 258.

[2]) Roth, Chem. Geol. I, S. 145.

[3]) Scharizer, a. a. O. S. 486.

[4]) Bei Bilin nach Rammelsberg, v. Hauer, Scharizer u. a., an der Limburg bei Sasbach nach Knop, bei Tschakwa nach Glinka (Studien im Gebiete der Verwitterungsprozesse. 1906).

		In HCl gelöst	In H_2SO_4 gelöst	Rest
SiO_2	42,68	9,38	28,50	4,80
Al_2O_3 . . .	30,34	5,98	24,01	0,35
Fe_2O_3 . . .	2,61	0	2,67	Spur
für IX:				
SiO_2	23,07	0	21,42	1,93
Al_2O_3 . . .	19,15	8,85	10,27	0,03
Fe_2O_3 . . .	18,80	1,94	16,73	0,13

Der in Schwefelsäure lösliche Teil von III zeigt ein Verhältnis von $Al_2O_3 : SiO_2$ wie 45,80 : 54,20, während es im theoretischen Kaolin wie 45,87 : 54,13 (nach den Atomgewichtszahlen von 1911) ist. Es entspricht also genau dem Kaolin. Die in Salzsäure lösliche Tonerde beträgt ca. 20 % der im ganzen vorhandenen. Es ist also weit mehr gelöst, als der augitischen Tonerde entspricht. Der Augit müßte schon die vierfache Menge der errechneten an Tonerde, d. h. in seiner Zusammensetzung 12 %, enthalten, um diese 20 % des salzsäurelöslichen Tones geliefert zu haben. In dem salzsäurelöslichen Anteil verhält sich $Al_2O_3 : SiO_2$ wie 1 : 2,66. Das Eisenoxyd ist in Salzsäure unlöslich geblieben, ein Zeichen, daß es (vergl. die mikroskopischen Befunde) noch als Magnetitüberrest vorhanden war, dessen Eisenoxyd von verdünnter kalter Salzsäure nicht gelöst wird. Im Rest ist mehr Kieselerde vorhanden, als in Bindung mit den 0,35 % stehen könnte.

Bei der Behandlung von IX ist allem Anschein nach die in Salzsäure lösliche Kieselerde wieder koaguliert und erst bei der Schwefelsäurebehandlung in Lösung gegangen. Gelöst sind von der Tonerde in Salzsäure 46 %, wesentlich mehr als von III, aber noch nicht ganz so viel, als der im Augit und im Anorthit gebundenen entspricht. Vom Eisenoxyd sind gerade die 2 % in Salzsäure gelöst worden, die nach der oben ausgeführten Berechnung in diesem Zersetzungsprodukt zugeführt sein könnten. Nach den Bauschanalysen ist die Zersetzung in IX wesentlich weiter vorgeschritten als in III. Dementsprechend ist auch der Rückstand von IX, namentlich in bezug auf die Tonerde, wesentlich geringer als der von III.

Diese Zerlegung der Tone mit Salzsäure und Schwefelsäure bestätigt also den früher aus anderen

Gründen gezogenen Schluß, daß die reinste Form einen Rohkaolin darstellt, und zwar einen eisenerzhaltigen, in dem, wie jetzt hinzuzufügen ist, die Kaolinsubstanz überwiegt, daneben aber eine nicht geringe Menge allophanoider Bestandteile auftritt. Auf das Vorhandensein solcher kolloidaler Allophanoide schloß ich in der oben erwähnten Veröffentlichung dieses Gegenstandes aus dem außerordentlich hohen Wassergehalt der einzelnen Tone, dessen Erklärung also in der Tat richtig war.

In III würden 10 % H_2O an den Kaolin (wasserfrei 52,5 %) gebunden sein, 6 % also zumeist dem Gele zukommen. Von diesem ergab die Salzsäurelöslichkeit ca. 16 %, die in 100 Teilen nach Abrechnung von 0,5 H_2O für Eisenoxyd, Magnesia usw. etwa 33 Teile Wasser absorbiert haben dürften.

In IX würden den 10,27 % kaolinischer Tonerde ca. 3,5 % H_2O entsprechen. Die übrigen 27,6 % kämen also auf das Eisen und den allophanoiden Anteil. Eine weitere Verteilung des Wassers läßt sich hier nicht vornehmen.

Außer den bisher besprochenen, kaolinhaltigen Tonen von von weißer, gelber, brauner und schwarzer Farbe verdient noch das untergeordnete Vorkommen einer gelb- bis braungrünen und dunkelbraunen, amorphen, tonartigen Substanz Erwähnung, das in Knollen in der Basaltschlacke am Eingange des großen Basaltbruches an der Lokalität »Kamerun« auftrat. Das Material klebte an der Zunge, sog mit Begier Wasser auf und zerfiel damit. Härte: 3,5—4. Strich: gelbgrün bis grün bis braun. Die chemische Zusammensetzung war SiO_2 72,95; TiO_2 —; Al_2O_3 2,34; Fe_2O_3 11,79; MaO —; CaO 1,41; MgO 0,92; Na_2O 1,58; K_2O 0,18; Glühverlust = H_2O 8,67; Summe 99,84. Nach zwölfstündigem Behandeln mit kalter verdünnter Salzsäure waren 11,95 % gelöst, in heißer konzentrierter Salzsäure lösten sich in einer halben Stunde 23,34 % Es handelt sich danach um eine Substanz aus der Nontronitgruppe, ähnlich dem kieselsäurereichen Chloropal.

c) Vergleich der Zersetzung des Bramburgbasaltes mit der einiger anderer Eruptivgesteine.

Die Zerlegung der Tone mit Salz- und Schwefelsäure bestätigte die Vermutung, daß der salzsäurelösliche Anorthit bei der Zersetzung durch Kohlensäure und Wasser nicht Kaolin, sondern ein salzsäurelösliches »Tonerdekieselerdehydrat« liefert. Salzsäure. lösliche »Tonerdekieselerdehydrate« sind die Allophanoide, die ich glaube, auch gegen Thugutt's Widerspruch als Gemenge der Gele von Tonerde und Kieselerde erwiesen zu haben[1]). Der zu berechnende hohe Wassergehalt des salzsäurelöslichen Tonminerals in III, der $^1/_3$ des Gesamtgewichts ausmacht, spricht für seine Kolloidnatur.

Von anderen Tonerdesilikaten können aber auch die salzsäurelöslichen Leucit, Nephelin und ihre Verwandten, ferner die Zeolithe keine kaolinische Zersetzung erleiden, sondern aus diesen entstehen ebenfalls salzsäurelösliche Tonerdekieselerdehydrate. Scharizer (a. a. O.) hat diesem Umstande bei seiner Deutung der Verwitterungsprodukte des Nephelinbasanits von Ottendorf Rechnung getragen. Scharizer's Arbeit gibt von allen mir bekannt gewordenen über Eruptivgesteinszersetzungen die konsequentest durchgeführten Berechnungen über die Natur des Basaltes und der daraus entstandenen Tone. Die Arbeit scheint wenig Anklang gefunden zu haben. Roth[2]) zeigt sich den Rechnungen Scharizer's abgeneigt. Scharizer's Zahlen gebe ich in nachstehender Tabelle wieder.

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	Fe_2O_3	FeO	NiO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O bei 100°	CO_2	Summe
1. Frisches Gestein .	39,59	n. b.	12,25	0,13	10,15	4,69	Spur	Spur	14,50	14,12	1,89	0,76	0,57	0,89	99,55
davon in HCl löslich	3,04	»	8,86	—	10,65	—	—	—	9,31	3,73	4,47				40,06
2. Lockeres, körniges Zersetzungsprodukt	41,30	»	11,09	0,17	11,14	3,13	—	Spur	9,48	17,22	Spur		2,86	3,16	99,57
davon in HCl löslich	2,12	»	7,73	—	gel.		—	—	gel.	6,76	—	—	—	—	37,30
3. Bolus	53,67	»	12,94	—	18,44	—	—	—	4,52	2,65	—	—	7,78	—	100,01
4. Kluftausfüllung . .	15,16	»	2,87	—	6,84	—	—	—	1,59	38,67	—	—	4,13	30,08	99,56

[1]) Stremme, Centralbl. Min. 1911. S. 205—211.

[2]) Roth, Allgem. und chem. Geologie III, S. 247 und 250.

Aus diesen Zahlen berechnete SCHARIZER, daß in 2. der Nephelin in Halloysit, daß in 3. auch der Anorthit in Halloysit und ein Teil des Augites in Cimolit umgewandelt sei. Alle vorhandenen Tonerdesilikate gehen also in Allophanoide über.

Der Natrolithphonolith von Außig verwittert nach LEMBERG so, daß neben zurückbleibendem Sanidin (55,54 v. H.) kein Kaolin, sondern nur salzsäurelösliche Tonerdekieselerde entsteht.

Aus diesen Angaben folgt, daß in der Tat alle diese salzsäurelöslichen Tonerdesilikate auch salzsäurelösliche Verwitterungs- und Kohlensäurezersetzungsprodukte geben müssen; d. h. aus einem Gestein, das von Tonerdesilikaten nur salzsäurelösliche enthält, entsteht bei der wie in IV weitest fortgeschrittenen Zersetzung ein Ton, der vollkommen in Salzsäure löslich ist, entsprechend also manchen bauxitischen und lateritischen Tonen.

d) Die Zersetzung des Dolerites von Polier.

Das Gestein von Polier ist so weit zersetzt, daß kein frisches Stück zur Analyse zu finden war. Die drei folgenden Analysen sind mit zersetzten Gesteinen unternommen.

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	CO_2	SO_3	P_2O_5	Summe	Analytik.
A	48,55	1,71	14,32	3,68	9,61	Spur	5,23	7,24	3,64	1,12	1,78	2.51	0,11	0,35	99,85	EYME
B	51,00	2,92	12,98	8,19	7,39	—	1,57	4,96	4,73	1,68	1,66	2,20	0,52	0,57	100,37	KLÜSS
C	53,32	2,79	18,31	5,22	2,59	Spur	1,67	5,95	4,64	1,65	3,31	—	0,10	0,43	99,98	KLÜSS

Obwohl in A und B zersetzte Gesteine vorliegen, ist dennoch der Wassergehalt niedriger als bei dem unzersetzten Basalt der Bramburg, bei dem keine Zersetzung festzustellen war. Allerdings ist nicht zu ermitteln, ob das Wasser in A und B mit dem Eisen als Brauneisen oder ob es in anderen Zersetzungsprodukten gebunden ist. Die höhere Wasserzahl im Bramburggestein würde sich vielleicht selbst bei Annahme einer Bindung des Wassers im Poliergestein noch als Bergfeuchte erklären lassen, da vermutlich

dichte Grundmasse schwerer austrocknet als ein körniges Gestein. Bemerkenswert sind die anderen Unterschiede zwischen A und dem Bramburgbasalt. In Bezug auf den Gehalt an SiO_2, TiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, FeO, Na_2O und SO_3 bestehen keine nennenswerten Verschiedenheiten. Dagegen ist der Gehalt an MgO um 3 % niedriger, was nach der optischen Analyse auf das Zurücktreten des Olivins zurückzuführen ist. Von CaO ist ebenfalls weniger und zwar um über 1 v. H. vorhanden. Dennoch sind die Plagioklase nach der mikroskopischen Untersuchung als kalkreicher zu erkennen als die in dem Bramburgbasalt. Sie stehen zwischen Labrador und Bytownit. Der Kalkmangel kann also nur auf einen Mangel an Kalk in den Augiten oder auf einen Mangel an Augit zurückgeführt werden, der um so beträchtlicher sein muß, als (wenigstens in A) ein Teil des Kalkes als Kalkspat vorhanden sein soll. In der Tat hat auch Enstatit, also ein im wesentlichen kalkfreies Mineral, nachgewiesen werden können, neben gewöhnlichen Augiten, die wohl etwas Kalk enthalten dürften. Vom Kali zeigen alle Analysen weniger als die des Bramburgbasaltes, dennoch sind in dem ausgezeichnet körnigen Gestein Orthoklaskrystalle ausgeschieden. Von Phosphorsäure ist in A weniger vorhanden als in dem Bramburgmaterial. Die Kohlensäure ist nach der optischen Untersuchung z. T. an Eisenoxydul (Sphärosiderit und Eisenspat), z. T. an Kalk (Calcit) gebunden

In B ist bedeutend weniger Kalk und Magnesia als in A vorhanden. Daraus ist konform der mikroskopischen Untersuchung auf das Fehlen von Calcit und auf eine Zersetzung der Augite zu schließen. Beträchtlich ist der Eisenoxyd- und der Gesamteisengehalt gestiegen, während der Eisenoxydulgehalt etwas abgenommen hat; es hat also Limonitzufuhr stattgefunden. Die Verminderung des Tonerdegehaltes dürfte wohl auf Ausschlämmung zurückzuführen sein. Titaneisen, das Sulfat und Apatit sind nicht zerstört worden, u. d. M. auch der Pagioklas nicht.

C ist in gewisser Beziehung am weitesten zersetzt. Der Wassergehalt ist am höchsten. Tonerde ist beträchtlich mehr vorhanden als in A und B. Dennoch ist weder von Kalk, noch von Magnesia, noch von den Alkalien mehr entfernt als in B.

Das Carbonat ist ganz aufgelöst, gleichzeitig eine beträchtliche Menge Eisenoxydul entfernt. Die niedrige Zahl für Magnesia zeigt die starke Zersetzung der Augite, während die Feldspäte in C kaum zersetzt sind.

Im ganzen liegt hier bei Polier eine viel weniger tiefgreifende Zerstörung des Mineralbestandes vor als auf der Bramburg, aber die schwächere Zersetzung hat das Gestein ganz allgemein ergriffen.

e) Die Zersetzung des Basaltganges von Neuhaus.

Bei dem Ton von Neuhaus konnte aus dem Vorhandensein von Magnetitkörnern auf die Entstehung aus einem basaltischen Gestein geschlossen werden. Aber auch die Analysen lassen auf einen solchen Ursprung schließen.

	SiO_2	(in HCl lösl. SiO_2)	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O / K_2O	H_2O	SO_3	P_2O_5	Summe	Analytik.
Ton α	38,77	(20,89)	3,60	33,11	2,79	0,15	Spur	—	0,24	21,29	0,05	0,17	100,17	Eyme
Ton β	37,74	(11,33)	4,52	31,76	3,29	0,21	0,07	Spur	0,21	21,36	0,08	0,24	99,28	Eyme
Eisenstein	12,48	—	1,04	8,84	61,76	0,16	0,08	Spur	0,15	14,04	0,09	1,06	99,70	Eyme

Die Zersetzung ist hier ebensoweit vorgeschritten wie bei dem stärkst zersetzten Bramburgton IV. Auch hier stimmt das Verhältnis von $Al_2O_3 : SiO_2$ in beiden Tonen genau auf die Kaolinformel. Das Eisenoxyd ist in gleicher Menge vorhanden wie in IV, ebenso Eisenoxydul. Magnesia und Kalk liegen nur mehr in Spuren vor, und winzig ist auch die Menge der Alkalien. SO_3, P_2O_5 und TiO_2 unterscheiden sich in ihrem Gehalt nicht von dem Durchschnitt der stark zersetzten unter den Bramburgtonen. Wasser ist noch etwas mehr vorhanden als in IV. Die (verschieden starke) Löslichkeit der Kieselerde in Salzsäure zeigt, daß auch hier in Tonerde-Kieselerdekolloiden die Träger des für Kaolin zu hohen Wassergehaltes zu suchen sind. Die Verschiedenheit in der Löslichkeit der Kieselerde kann möglicherweise in einer Verschiedenheit der Untersuchungsmethode (partielles Gelatinieren

im zweiten Falle) zu suchen sein. Sie kann aber auch die gleiche (unbekannte) Ursache haben wie die entsprechende Verschiedenheit in der Lösung der kolloidalen Tonerde durch Salzsäure in den beiden näher untersuchten Bramburgtonen; vielleicht sind es Unterschiede im ursprünglichen Mineralbestande, vielleicht hat aber auch die Tonerde ähnliche Wanderungen ausgeführt wie Eisenoxyd und Manganoxyd in den Bramburgtonen. Vorläufig läßt sich dieses nicht entscheiden.

Jedenfalls zeigt ein Vergleich dieser Tone mit denen der Bramburg, daß beider Ursprungsgesteine einander ähnlich gewesen sind. Der beträchtliche Kaolingehalt im Neuhaustone läßt auf einen Feldspatbasalt schließen, dessen Feldspat eher ein Andesin als ein Labrador gewesen sein dürfte. In beiden Neuhaustonen zeigt der niedrige Eisengehalt, daß bei ihrer Bildung Sauerstoff nicht mitgewirkt hat.

Die dritte Analyse ist die eines tonigen, phosphorsäurereichen Eisensteines, dessen Tongehalt von ca. 21 % nach Analogie mit α und β ca. 6 % Wasser verlangte, so daß für die 62 % Fe_2O_3 noch 8 % übrigblieben. Das würde auf Fe_2O_3 etwa 1 Molekül H_2O ergeben. $Al_2O_3 : SiO_3$ verhalten sich wie 36 : 50. Es ist also verhältnismäßig mehr Kieselerde vorhanden als in den Tonen.

Berlin, den 3. April 1911.

Über Glazialerscheinungen am Rummelsberg in Schlesien.

Von Herrn **J. Behr** in Berlin.

Hierzu Tafel 11.

An der Ostseite des Höhenzuges, der sich von Strehlen in Schlesien südwärts nach Münsterberg zieht und kurz als Rummelsberg bezeichnet wird, treten zwischen den Dörfern Riegersdorf und Crummendorf Quarzschiefer auf, die in den jetzt vereinigten Brüchen der Firma Lange, Lux & Oelsner seit dem Jahre 1854 als feuerfeste Steine für die Hüttenindustrie gewonnen werden und sich über die deutschen Grenzen hinaus eines bedeutenden Rufes erfreuen.

In der Sitzung der Schlesischen Gesellschaft für vaterländische Kultur vom 17. Nov. 1886 (S. 134/135) berichtete nun KOSMANN, daß er in den Aufschlüssen dieser Brüche beobachtet habe, daß die Schichtenköpfe des Talkschiefers — richtiger Quarzschiefers — eine Umbiegung und starke Knickung in der Richtung der Abdachung der Oberfläche wahrnehmen lassen. Diese Veränderung der Lagerung erklärt er durch die mechanische Druckwirkung eines herabgehenden Gletschers, zumal die einzelnen Schichtenbänke durch die stattgehabte Abrasion am Ausgehenden scharf abgeschnitten und von einem feinen scharfkörnigen Sande, dem »Zerreibungsprodukt der auflagernden Gletschermassen« bedeckt erscheinen. Er meint, »daß Gletscher aus den Sudeten bis über die Vorberge bei Strehlen hinabreichend gedacht werden müssen.«

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Im vergangenen Sommer wurden durch die Neuanlage eines Quarzschieferbruches der Firma Leipziger & Sohn, dicht an der Straße von Strehlen nach Prieborn, unterhalb der älteren vereinigten Brüche, große Aufschlüsse geschaffen, die auf rd. 75 m Länge gleiche, wie von Kosmann mitgeteilte Beobachtungen gestatteten. Die Quarzschiefer zeigen hier ein Streichen von N. 85° W. bei einem Einfallen von 35° nach NNO. Den Beginn der Arbeiten hatte man in die hangenden Schichten gelegt, und infolgedessen machten sich, um zu technisch verwertbarem Material zu kommen, enorme Abdeckearbeiten nötig, zumal die Verwitterung des Gesteins am Fuße des Berges ohnedies eine bedeutende war. Die Schichtenköpfe des ausstreichenden Quarzschiefers waren stark zerbrochen und stellenweise zu feinem Quarzsand zerrieben. Sie zeigten an der westlichen Wand in einem etwa 2,5 m hohen Profil eine Umbiegung nach Norden unter einem ungefähren Winkel von 65°, an der östlichen eine fast senkrechte Aufrichtung (siehe Abbildung Fig. 1 u. 2, Tafel 11).

Glaubt man diese Umbiegung der Schichten nur durch Gletscherwirkung erklären zu können, so muß man allerdings mit Kosmann einen Gletscher annehmen, der sich von S. nach N. bewegte, denn die nach NNO. einfallenden Schichten sind so umgebogen, daß sie teils auf dem Kopf stehen, teils nach SSW. einfallen. Der Gletscher hätte also bei seinem zu-Tale-Gehen die ihm entgegenstehenden Schichtenköpfe aufgepreßt und umgeknickt. Eine derartige lokale Gletscherbildung am Rummelsberg zu konstruieren haben wir aber keinerlei sonstige Veranlassung, und wir wissen auch, daß derartige Lokalvereisungen in Schlesien sehr beschränkt waren. — Aber auch das Inlandeis Norddeutschlands konnte Wirkungen, wie die beschriebenen, nicht hervorrufen, da ja ein in der Hauptsache von N. her auf NW.—SO. streichende, nach NNO. fallende Schichten gerichteter Stoß niemals eine Umbiegung der Schichten nach N. veranlassen kann.

Im vorliegenden Falle handelt es sich vielmehr um die auch andernorts oft beobachtete Erscheinung, die man als »Berghaken«

bezeichnet, und die auf die Folgen des Gehängedrucks[1]) zurückzuführen ist. Die beschriebenen Aufschlüsse liegen am Fuße des Berges, und die Umbiegung ist nach dem Abhange des Berges zu erfolgt. Dabei ist besonders hervorzuheben, daß in diesem Profil Bergabhang und Gebirgsschichten nach NNO. abfallen, letztere freilich unter einem wesentlich größeren Einfallswinkel. Als durch den allgemeinen Verwitterungsprozeß, dem das darüber hingleitende Inlandeis vorgearbeitet hatte, die Quarzschiefer im Ausgehenden zerbröckelt waren, setzten sie dem Gehängedruck keinen besonderen Widerstand entgegen und bewegten sich allmählich bergabwärts, bis sie die Lage einnahmen, in der wir sie heute vor uns sehen. Diese Erklärung findet auch eine Bestätigung darin, daß in den höhergelegenen vereinigten Brüchen von diesen Erscheinungen — und zwar auch ausschließlich nach dem Bergabhange zu — nur kleine Andeutungen wahrzunehmen sind, da hier die Verwitterungszone eine sehr geringe ist.

Die diluviale Decke ist im Profil nur eine geringe und auf eine Mächtigkeit von wenigen Zentimetern beschränkt. Im Hangenden der Quarzschiefer wird sie naturgemäß nach dem Tale zu mächtiger. Die Wirkung des Inlandeises auf das Anstehende ersieht man aus den zahlreichen Quarzschieferstücken, mit denen der diluviale Sand gespickt ist.

Je höher man von diesem Bruche aus, der ungefähr auf der Höhe 195—200 m liegt, den Berg hinansteigt, desto geringer werden die diluvialen Ablagerungen, und schließlich verrät sich das ehemalige Inlandeis nur noch durch das Vorkommen vereinzelter nordischer Geschiebe. Ob Frech[2]) mit seiner Ansicht Recht hat, wenn er die Gipfelkuppe des Rummelsberges (392,6 m) als eisfreien Nunatak anspricht, scheint zweifelhaft, muß aber dahingestellt bleiben, bis die geologische Kartierung dieses Gebietes

[1]) A. Leppla: Zur Geologie des linksrheinischen Schiefergebirges. Dieses Jahrb. 1895, S. 83—85.

E. Kayser, Lehrb. d. Geologie 1. Teil, III. Aufl. 1909, S. 339.

[2]) F. Frech: Über die Mächtigkeit des europäischen Inlandeises und das Klima der Interglazialzeiten. Vortrag auf dem XI. int. Geol. Kong. Stockholm 1910.

abgeschlossen ist. Ungefähr in der Höhe von 310 m auf dem Wege von Brandberg nach dem Aussichtsturm auf dem Rummelsberg fand ich im Wegeeinschnitt Feuersteine und konnte ebenso bei Craßwitz, unweit südlich des Aussichtsturmes, in der Abdecke des Preuß'schen Basaltbruches auf der Höhe von 337 m viele, echte nordische Geschiebe sammeln.

Aber noch eine andere, nicht unwesentliche Beobachtung zur Frage über die Vereisung des Rummelsberges konnte ich machen. Die Leitung der vereinigten älteren Brüche ließ nach Westen zu den im Flurgebiet der Königlichen Charité zu Berlin liegenden Bruch erweitern, ungefähr in der Höhe 225—235 m. Die Quarzschiefer zeigen hier ein Streichen von N. 75° W. und ein Fallen von 32° NNO. Bei diesen Erweiterungsarbeiten wurde eine große Auskolkung im Gestein angeschnitten, die sich im Laufe der Zeit als ein gewaltiger Kessel entwickelte. Dieser war angefüllt mit zahlreichen, völlig abgerollten nordischen Geschieben, meist Graniten und Diabasen, und von großen, zackigen Bruchstücken des Quarzschiefers. Die nordischen Geschiebe, von bis $1^1/_2$ m Höhe, waren größtenteils stark verwittert und die Diabase stellenweise so zersetzt, daß in dem alles ausfüllenden Geschiebelehm fast nur noch das Gesteinsrelief erhalten geblieben war. An seiner Innenseite war der Kessel fast durchweg glatt geschliffen, die Schichtenköpfe waren abgehobelt und poliert. Die Firma Lange, Lux und Oelsner war so liebenswürdig, mich rechtzeitig von dem Aufschluß in Kenntnis zu setzen, ehe er durch den Fortschritt der Arbeiten vernichtet war.

Für die beigegebene Abbildung (Fig. 3, Tafel 11) mußte ich die photographische Camera leider etwas rückwärts geneigt stellen, da die örtlichen Verhältnisse keine andere Möglichkeit der Aufnahme zuließen. Infolgedessen ist eine kleine Verzeichnung eingetreten. Der Durchmesser des Kessels betrug etwa 12 m und seine größte Tiefe $4^1/_2$ m.

Ich halte diesen Kessel für einen großen Gletschertopf, der später mit Grundmoränenmaterial ausgefüllt ist.

Gletscherschrammen am anstehenden Gebirge konnte ich

nirgends beobachten, auch nicht dort, von wo sie 1893 E. Althans[1]) beschreibt. Obwohl zur Vergrößerung der v. Thielemann'schen Granitbrüche bei Geppersdorf im letzten Sommer größere Flächen abgedeckt wurden, vermochte ich an keiner Stelle auf der nur wenig verwitterten Granitoberfläche glaziale Wirkungen zu erkennen.

Die Zeit der Entstehung des im Vorstehenden beschriebenen Gletschertopfes verlege ich in die ältere Eiszeit. Denn, abgesehen von der starken Verwitterung des nordischen Materials, müßte wohl das Inlandeis, wenn es bei seinem letzten Vorstoß nach Norddeutschland noch bis in die Höhen des Rummelsberges vorgedrungen wäre und dort noch eine solche Kraft entfaltet hätte, wie sie zur Bildung eines so riesigen Phänomens notwendig ist, auch im Vorlande des Rummelsberges irgend welche Bildungen und Wirkungen hinterlassen haben, die als unzweifelhaft jungglazial gedeutet werden könnten[2]).

[1]) E. Althans: Gletscherschrammen am Rummelsberg, Kreis Strehlen. Dieses Jahrb. 1893. S. 54—59.

[2]) J. Behr und O. Tietze, Über den Verlauf der Endmoränen bei Lissa (Prov. Posen) zwischen Oder und russischer Grenze. Dieses Jahrb., dieser Band S. 60—75.

Berlin, den 10. Mai 1911.

Der Teutoburger Wald (Osning) zwischen Bielefeld und Örlinghausen.

Von Herrn **Otto Burre** in Charlottenburg.

Hierzu Tafel 12.

Einleitung.

Die Veranlassung zu vorliegender Arbeit boten die Beobachtungen, die STILLE[1]) in Gadderbaum bei Bielefeld gelegentlich eines Kanalaufschlusses am Serpulit machte, und aus denen er in Verbindung mit seinen Untersuchungen am südlichen Teutoburger Walde seine bekannten Schlüsse über das genaue Alter der an der Egge unter der Kreide verschwindenden Verwerfungen zog.

Von älteren Arbeiten über diesen Teil des Teutoburger Waldes sind vor allem diejenigen von F. ROEMER[2]) und v. DECHEN[3]) zu

[1]) STILLE, Zur Kenntnis der Dislokationen, Schichtenabtragungen und Transgressionen im jüngsten Jura und in der Kreide Westfalens. Dieses Jahrbuch für 1905, S. 103 ff.

[2]) ROEMER, F., Ein geognostischer Durchschnitt durch die Gebirgskette des Teutoburger Waldes. N. Jahrb. f. Min., Geol., und Petrefaktenkunde 1845, S. 269—277.

[3]) v. DECHEN, Der Teutoburger Wald, eine geognostische Skizze. Verhandlungen des naturhistorischen Vereins der preußischen Rheinlande und Westfalens, Bd. 13, 1856, S. 363 ff.

Ders., Erläuterungen zur geolog. Spezialkarte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen. Bonn 1884.

nennen. Die Arbeiten der übrigen Autoren, die sich auf das Gebiet beziehen, behandeln meist nur einzelne Schichten; es seien erwähnt: Dunker[1]), Weerth[2]), Landwehr[3]), Wetzel[4]), Elbert[5]) und Stille[6]).

Der sich westlich des Bielefelder Quertales anschließende Teil des Gebirges ist von Erich Meyer[7]) bearbeitet worden.

Orographische Übersicht.

Der von mir untersuchte Abschnitt des Teutoburger Waldes gehört zu dem in SO.-NW.-Richtung verlaufenden Teile des

[1]) Dunker, Monographie der Norddeutschen Wealdenbildung. Braunschweig 1846.

[2]) Weerth, O., Neocomfauna des Teutoburger Waldes, Paläontologische Abhandlungen von Dames und Kayser, 1884, Bd. II, Heft 1, S. 1. ff.

[3]) Landwehr, Über den Nachweis des Schwarzen Juras im Teutoburger Walde südlich Bielefeld. XII. Jahresbericht des hist. Vereins für die Grafschaft Ravensberg, Bielefeld 1901.

Ders., Ein Gipslager im Muschelkalk von Bielefeld. Ravensberger Blätter, Jahrg. 1901, Nr. 9.

Ders., Nachweis des Unteren Braunen Juras im Querpaß von Bielefeld. Ravensberger Blätter für Geschichte, Volks- und Heimatskunde. Bielefeld 1903.

Ders., Zur Tektonik des Teutoburger Waldes in der Gegend von Bielefeld. Ravensberger Blätter 1906.

Ders., Über einige neuere Aufschlüsse im Jura und in der Kreide des Bielefelder Tales. Jahresbericht für 1908 des naturwissenschaftlichen Vereins für Bielefeld und Umgegend. Bielefeld 1909.

Ders., Die Gliederung des Diluviums und Alluviums in der Gegend von Bielefeld. Ebenda.

[4]) Wetzel, Lias und Dogger des Teutoburger Waldes südlich von Bielefeld. Zentralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Jahrgang 1909, Heft 5, S. 137—142.

[5]) Elbert, Das Untere Angoumien in den Osningketten des Teutoburger Waldes. Verhandlungen des naturhist. Vereins der preuß. Rheinlande und Westfalens. 1901, S. 77 ff.

[6]) Stille, Der Mechanismus der Osning-Faltung. Dieses Jahrbuch für 1910. Bd. XXXI, Teil 1, S. 357 ff.

[7]) Meyer, Erich, Der Teutoburger Wald (Osning) zwischen Bielefeld und Werther. Dieses Jahrbuch für 1903, S. 349 und Inaug.-Dissertation Göttingen 1903.

Gebirges, der etwa von der preußisch-lippischen Grenze an, bei dem lippischen Dorfe Örlinghausen, den Namen Osning führt. Die SO.-Grenze des behandelten Gebietes wird von dem tief eingeschnittenen Tale des Menkhauser Baches gebildet, während der Paß bei Bielefeld das Gebiet nach NW. abschneidet. Nach NO. schließt sich das fruchtbare, teils schwach gewellte, teils hügelige Gebiet der Herforder Liasmulde an, während nach SW. hin der Osning sich scharf gegen die flache, sandige Ebene der Senne abhebt.

Der Osning hebt sich zwischen Bielefeld und Örlinghausen als ein schmaler langgestreckter Gebirgszug von nur 2—3 km Breite aus seiner Umgebung hervor. Namentlich unterscheidet er sich durch seine geringe Ausdehnung in südwest-nordöstlicher Richtung von den weiter südlich gelegenen Teilen des Teutoburger Waldes, die durch einen Steilabfall nach O. oder NO. und eine flache Abdachung nach Westen, verbunden mit einer verhältnismäßig großen Breite, ausgezeichnet sind.

Der Osning zerfällt in drei ungefähr parallel verlaufende Hügelzüge von annähernd gleicher Höhe, die durch Längstäler getrennt sind. Das nördliche der beiden Hauptlängstäler nimmt bei Gadderbaum eine größere Breite an. Quertäler, die sämtliche Hügelzüge durchschneiden, sind nicht vorhanden. Nur zu beiden Seiten der Wasserscheide, die in der Regel auf dem Kamm des mittleren Zuges verläuft, haben sich kleine Gebirgsbäche oft recht tief eingeschnitten und ziemlich breite Täler, namentlich im nördlichen und südlichen Höhenzuge, geschaffen, während der mittlere einen größeren Zusammenhang zeigt und nur am Salemweg in Gadderbaum, bei Wrachtrup und wenig nordwestlich von hier von drei Quertälern durchbrochen wird.

Von den drei Höhenzügen überragt der mittlere im allgemeinen die beiden anderen etwas, ohne jedoch den höchsten Punkt des ganzen Abschnittes, der mit 320,4 m über N. N. südlich von Wrachtrup im südlichen Hügelzuge liegt, zu erreichen. Der höchste Punkt des mittleren Bergzuges, auf dem Ehberge (308,6 m über N. N.), wird von einem Aussichtsturme gekrönt. Nach dem breiten

Bielefelder Quertale zu nimmt dieser Zug an Höhe immer mehr ab und verflacht sich schließlich ganz. Der nördliche Hügelzug hebt sich am wenigsten scharf hervor, und seine Höhe, die ziemlich beträchtlich hinter der der übrigen Bergzüge zurückbleibt, schwankt ebenso wie seine Breite. Die Höhe des südlichen Hügelzuges, der bisweilen in zwei parallele Rücken zerfällt, schwankt zwischen 250 und 320 m.

In hydrologischer Hinsicht bildet das Gebirge die Wasserscheide zwischen Weser und Ems. Der südwestliche Teil des Gebirges wird zur Ems entwässert, während die nach NO. abfließenden Bäche teils direkt, teils indirekt Nebenflüsse der Werre sind. Mitten durch den Bielefelder Querpaß, der von keinem Bach durchflossen wird, geht die Wasserscheide; nordöstlich von ihr entspringt hier die Weserlutter, südwestlich die Emslutter.

Mehrere kleinere Bäche, die am Nordabhange des Ehberges entspringen, verlieren, sobald sie auf die durchlässigen Schichten des Wellenkalkes kommen, an Wasserreichtum und versiegen schließlich ganz, ohne das Tal zu erreichen.

Stratigraphische Übersicht.

Schichten des Palaeozoicums stehen in dem behandelten und auf Tafel 12 dargestellten Abschnitte des Teutoburger Waldes nirgends zu Tage, dagegen ist das Mesozoicum fast in allen seinen Abteilungen vertreten. Von den Bildungen des Känozoicums sind nur Diluvium und Alluvium vorhanden, während das Tertiär vollständig fehlt.

Trias.

Buntsandstein.

Röt. Die älteste auftretende Schicht ist die oberste Stufe des Buntsandsteins, der Röt. Durch v. Dechen sind diese Schichten auf Blatt Bielefeld seiner geologischen Karte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen als Keuper dargestellt worden, mit dem

sie in petrographischer Hinsicht große Ähnlichkeit besitzen. Sie bestehen aus roten, schiefrigen, mürben, tonigen Letten und Mergeln, die stellenweise durch größeren Kalkgehalt etwas verfestigt sind. Von den roten Keupermergeln unterscheiden sie sich vor allem durch die Einschaltung dünner, grünlicher, sandiger Plättchen, wie sie von Mestwerdt[1]) auch aus der Gegend von Borgholzhausen am Teutoburger Walde erwähnt werden.

Fossilien sind im untersuchten Gebiete in diesen Schichten nicht gefunden worden, doch rechtfertigt die regelmäßige Überlagerung durch den Unteren Muschelkalk, sie als Röt anzusprechen. Infolge ihrer geringen Widerstandsfähigkeit bilden sie unter dem Wellenkalk stets eine Niederung oder einen flachen Hang. Der Übergang zum Muschelkalk wird, wie überall in Mitteldeutschland, von gelblichen, dolomitischen Kalken gebildet.

Muschelkalk.

Der Muschelkalk, der den nördlichen Höhenzug aufbaut, ist mit allen seinen Horizonten, dem Wellenkalk, Mittleren Muschelkalk, Trochitenkalk und den Nodosenschichten vertreten.

Wellenkalk. Der Wellenkalk besteht aus meist dünnplattigen, grauen Mergelkalken mit welliger Oberfläche, von der dieser Horizont seinen Namen hat. Von den festeren Bänken heben sich neben der sogenannten Oolithzone vor allem die beiden Terebratelbänke hervor. Letztere sind früher vielfach zu Werksteinen benutzt worden, wie die schmalen Vertiefungen, die man häufig an ihrem Ausgehenden findet, zeigen; sie liefern große Platten von mäßiger Dicke. Da der Wellenkalk bei seiner Wasserdurchlässigkeit einen trocknen, steinigen Boden bedingt, sind die von ihm gebildeten Bergrücken nicht gut zu landwirtschaftlichen Zwecken zu verwenden, sondern meistens mit Buchenwald bestanden.

Mittlerer Muschelkalk. Die Grenze des Mittleren Muschelkalkes (der Anhydritgruppe) gegen den Wellenkalk ist meist wenig scharf. Die Anhydritgruppe, deren Mächtigkeit 60—80 m beträgt,

[1]) Mestwerdt, Der Teutoburger Wald zwischen Borgholzhausen und Hilter, Inaug.-Dissertation 1904.

besteht vorwiegend aus gelben, mürben, mergeligen, lehmig verwitternden Schichten und dolomitischen Zellenkalken. Letztere sind vorherrschend gelb gefärbt, doch fanden sich bei Brands Busch und bei der Gastwirtschaft »Freudental« auch solche von roter Farbe. Die roten Mergel, welche sich vielfach in dem Tale zwischen Wellenkalk und Trochitenkalk finden, möchte ich nicht zum Mittleren Muschelkalk stellen, wie MEYER[1]) in dem angrenzenden Gebiete getan hat, sondern als eingebrochene Gipskeuperpartieen auffassen; denn einmal gleichen sie diesen in petrographischer Hinsicht vollständig, namentlich durch einzelne mehr oder weniger dünne Lagen von grünlichem Steinmergel, und zweitens müßte man dann für die Anhydritgruppe Mächtigkeitsschwankungen von mindestens 100 m annehmen, um die auffällige Verbreiterung einiger Teile des Längstales zu erklären. Dazu kommt noch, daß gerade in diesem Längstale eine später zu besprechende Störungszone verläuft.

An zwei Stellen sind Gipslager im Mittleren Muschelkalk beobachtet worden. Das eine, das von LANDWEHR[2]) erwähnt wird, ist unter der Burg »Sparenberg« und den Grundstücken Gütersloherstraße 11 und 9 der Stadt Bielefeld bei Brunnenarbeiten aufgeschlossen worden. Das andere, das früher zu Düngezwecken ausgebeutet wurde, liegt südlich von dem Hofe des Colon Ober-Siebrasse in Stieghorst. Auf dieses Vorkommen weist schon v. DECHEN[3]) hin. Da wegen der vielen Verunreinigungen der dort zum Teil faserige Struktur zeigende Gips zu technischen Zwecken nicht zu verwenden ist, hat man den Abbau schon lange wieder eingestellt.

Trochitenkalk. Der Trochitenkalk ist als wichtigster und geschätztester Baustein des Muschelkalkes in zahlreichen Steinbrüchen aufgeschlossen. Seine Mächtigkeit beträgt etwa 15 m.

---

[1]) MEYER, Der Teutoburger Wald zwischen Bielefeld und Wehrter. Dieses Jahrbuch für 1903, S. 353.

[2]) LANDWEHR, Ein Gipslager im Muschelkalk von Bielefeld. Ravensberger Blätter, Jahrg. 1901, Nr. 9.

[3]) v. DECHEN, Erläuterungen zur geolog. Karte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen. Bd. 2. Geolog. und Paläontolog. Übersicht, Bonn 1884, S. 354.

Gegen die weichen Schichten seines Liegenden hebt er sich durch eine deutliche Terrainkante ab, während der Übergang zu den Ceratitenschichten im Gelände weniger scharf ist. Er besteht aus festen Kalkbänken, die, wie sein Name sagt, zum größten Teile aus »Trochiten« (den Stielgliedern des *Encrinus liliiformis* Sow.) aufgebaut sind; seltener kommen Lagen eines dichten Kalksteins vor. Er ist durch den ganzen Gebirgszug zu verfolgen und zwar am nördlichen Hügelzuge. Auf dem Sparenberge bei Bielefeld zeigt er eine dolomitische Ausbildung, die sich äußerlich durch die gelbliche Farbe des dichten Kalkes und durch den matten Glanz der Kryställchen verrät. Bei Bielefeld fällt der Trochitenkalkwall nach NO. sowohl wie nach SW. steil ab, so daß sein NW.-Ende am Bielefelder Querpaß, gegen den die Böschung auch sehr steil ist, sich vorzüglich zur Anlage der Burg »Sparenberg« eignete.

Ceratitenschichten. Die den Trochitenkalk regelmäßig überlagernden Ceratitenschichten (»Tonplatten«, Nodosenschichten) sind nur an wenigen Stellen gut aufgeschlossen. Sie bestehen aus abwechselnden Lagen von zähem, gelbem Ton und dünneren oder stärkeren, blaugrauen Kalkbänken von fein-krystallinischer Struktur. Wir finden sie namentlich an der Abdachung des Osnings zur Herforder Liasmulde, wo sie einen zähen, schweren Ackerboden liefern.

Keuper.

Eine Gliederung des Keupers ließ sich in dem untersuchten Gebiete nicht durchführen, da er nur an wenigen Stellen und nirgends in zusammenhängenden Profilen aufgeschlossen ist.

Zu der unteren Stufe dieser Formation, der Lettenkohlengruppe, sind wohl rote bis violette Mergel zu stellen, die am Nordabhange des Sparenberges gelegentlich der Kanalisationsarbeiten aufgeschlossen waren, und ferner grünliche, sandige Mergel, die in einer Grube am Nordabhange der Egge in Hillegossen anstehen.

Als Gipskeuper sind alle übrigen vereinzelt vorkommenden Partieen roter und grünlicher Mergel des Gebietes, soweit ihre stratigraphische Stellung nicht anderweitig festgestellt ist, in der

Karte dargestellt worden; ich bin mir zwar bewußt, daß damit gelegentlich violette und rote Mergel, die vielleicht dem Unteren Keuper angehören mögen, einbegriffen sein können. Vor allem sind die Vorkommen bei Brands Busch an der sogenannten Promenade bei Bielefeld, bei der oberen Schule in Stieghorst, am Nordabhange des Ehberges und auf dem Ubedisser Berge zu nennen.

Schichten des Räts haben sich nirgends nachweisen lassen.

Jura.

Lias.

Von dem Lias kommen nur wenige Horizonte zu Tage. So finden sich die Gryphitenkalke des Unteren Lias an einer einzigen Stelle, auf dem Hofe des Colon Siewecke in Lämershagen, als dichte blaugraue Kalke. An Fossilien haben sie außer dem Leitfossil, der *Gryphaea arcuata* Lam., nur ein schlecht erhaltenes Bruchstück einer großen Terebratel geliefert. Die neben den Kalken anstehenden dunklen Tone sind wohl gleichfalls zu den Arietenschichten zu rechnen.

Daß in dem breiten Tale von Bethel bei Bielefeld tiefere Horizonte des Mittleren Lias vorhanden sind, wird durch den Fund eines Bruchstückes von *Aegoceras* aus der Verwandtschaft des *Aegoceras capricornu* Schloth. in einem Wasserrisse bei Neu-Eben Ezer wahrscheinlich gemacht. Anstehend habe ich diese Schichten nicht gesehen.

Die Amaltheenschichten sind mit ihren beiden Abteilungen vertreten und bilden den Hauptteil des breiten Streifens liassischer Schichten, der sich vom Bielefelder Passe bis zum Wasserwerke des Teutoburger-Wald-Sanatoriums hinzieht. Die untere Abteilung dieses Horizontes kommt noch am Nordabhange des Ehberges vor. Die Amaltheenschichten bestehen meist aus dunklen, bröckeligen Schiefertonen mit zahlreichen Toneisensteingeoden. In der oberen Etage werden die Tone etwas fetter. Bei Enon kommen Dütenmergel in diesen Schichten vor. An Fossilien haben die Amaltheenschichten, die in den tief eingeschnittenen Wasserrissen des Tales von Bethel, bei Neu-Eben Ezer, bei Enon und am Wasserwerk des Sanatoriums aufgeschlossen sind, folgende Arten geliefert:

Amaltheus margaritatus Montf. sp.
» *costatus* Schloth. sp.
Belemnites cf. *paxillosus*
» sp.
Pecten priscus Goldf.
Cucullaea sp.
Rhynchonella variabilis Schloth.
Pentacrinus basaltiformis Mill.

Wetzel[1]) gibt von den gleichen Fundpunkten und einem Aufschluß beim »Kleinen Hospiz« noch:

Amaltheus laevis Quenst. sp.
» *depressus* Quenst. sp.
» *spinosus* Quenst. sp.

an.

An zahlreichen Stellen stehen die Posidonienschiefer an. Sie bestehen aus dünnplattigen, schwarzen Schiefern, die eine gewisse Widerstandsfähigkeit gegen die Verwitterung besitzen, so daß sie neben den weicheren Doggerschichten im Tale von Bethel eine deutliche Terrainkante bilden. Sehr häufig zeigen sie einen starken Bitumengehalt. Außer den Fundstellen in Gadderbaum, bei Patmos und am Teutoburger-Wald-Sanatorium, die schon von Landwehr[2]) und Wetzel[3]) angegeben sind, sind vor allem die Vorkommen in der Sieker Schweiz[4]) und bei der oberen Schule in Stieghorst zu erwähnen. Von geringerer Bedeutung sind die Partieen des Oberen Lias am Nordabhange des Ehberges. Der Versuch, die Posidonienschiefer zur Ziegelbrennerei zu verwerten, ist bald wieder aufgegeben, da die Steine keine Wetterbeständigkeit zeigten. Von den meist vollständig plattgedrückten Fossilien sind *Posidonomya Bronni* Voltz, *Inoceramus dubius* Ziet. und *Coeloceras commune* Sow. zu nennen. Außerordentlich häufig ist

[1]) l. c. S. 137, 141.

[2]) Landwehr, Über den Nachweis des Schwarzen Juras im Teutoburger Walde südlich von Bielefeld. XV. Jahresb. d. hist. Ver. für die Grafschaft Ravensberg, Bielefeld 1901.

[3]) l. c.

[4]) Landwehr, Ein Einbruch von Juraschichten in das Muschelkalkgebiet der Sieker-Schweiz bei Bielefeld. Ravensberger Blätter 1906.

der genannte *Inoceramus*, der manche Platten vollständig überdeckt, während *Posidonomya Bronni* VOLTZ. zurücktritt.

Das Vorhandensein von Jurensismergeln konnte durch Fossilien nicht belegt werden.

Dogger.

Der Dogger ist wohl mit allen seinen Horizonten in dem Gebiete vorhanden, doch ist er vielfach durch Diluvium verdeckt. Er ist auf das Tal zwischen dem nördlichen und mittleren Höhenzuge beschränkt.

Zu den Opalinustonen sind wohl dunkle etwas sandige Tone zu rechnen, die im Wasserrisse bei Wüllner in Bethel anstehen und *Nucula Hammeri* DEFR. geliefert haben.

Die Zone des *Inoceramus polyplocus* F. ROEMER besteht aus schwarzen, bröckeligen Tonen mit zahlreichen Toneisensteingeoden, die vielfach *Inoceramus polyplocus* enthalten. Außer den von LANDWEHR und WETZEL angegebenen Punkten in der Bülowstraße[1]) und am Freibade[2]) in Bethel konnte ich diesen Horizont noch in dem tiefeingeschnittenen Wasserrisse am Wasserwerke des Sanatoriums nachweisen.

Die Coronatenschichten habe ich ebensowenig anstehend gefunden wie WETZEL[3]).

Die Stufe der *Parkinsonia bifurcata* D'ORB. steht in dem Wassergraben an, der von der Wiese unterhalb des Freibades nach der Ziegelei in Bethel verläuft. Sie besteht aus schwarzgrauen, ziemlich festen Tonen, die *Parkinsonia bifurcata* D'ORB., *Belemnites giganteus* D'ORB., *Belemnites fusiformis* QUENST. und unbestimmbare Belemnitenreste geliefert haben.

Weit besser aufgeschlossen und deshalb auch an Versteinerungen viel ergiebiger ist die Stufe der *Parkinsonia Parkinsoni* SOW. sp., deren bröckelige, schwarzblaue Schiefertone in großen Ziegeleigruben ausgebeutet werden. Die Fossilien sind gut er-

[1]) LANDWEHR, Der Nachweis des Unteren Braunen Juras im Querpaß von Bielefeld. Ravensberger Blätter für Geschichts-, Volks- und Heimatkunde. Bielefeld 1903, S. 56.

[2]) l. c. S. 138.

[3]) l. c.

halten; während die Lamellibranchiaten meist noch ihre Kalkschale besitzen, sind die Ammoniten vielfach verkiest. Sehr häufig sind Toneisenstein- und Kalkgeoden verschiedener Größe. In den beiden Ziegeleigruben in Bethel sammelte ich:

Parkinsonia Parkinsoni Sow. sp.
» *planulata* Quenst. sp.
Belemnites giganteus Schloth.
» *canaliculatus* Schloth.
» *fusiformis* Quenst.
» sp. sp.
Gresslya gregaria Goldf.
Trigonia interlaevigata Quenst.
Nucula ornati Quenst.
» *variabilis* Sow.
» cf. *lacrima* Sow.
Astarte elegans Ziet.
Ostrea sp.

Ziemlich häufig sind namentlich in der unteren Ziegeleigrube Bruchstücke von Parkinsonien, deren gegabelte Rippen über die Außenseite fortlaufen; »aber da, wo sonst der glatte Rückenstreif sich befindet, sind sie in einem kurzen Bogen scharf nach vorn gekrümmt und zugleich etwas niedergedrückt. Selten enden die Rippen in Buckeln, diese oder die Rippenenden stehen sich keineswegs immer gerade gegenüber«[1]). Weiter sollen nach v. Dechen am Nordabhange des Ehberges noch *Parkinsoni*-Schichten anstehen, doch habe ich dafür keinen Beweis erbringen können. Vielleicht dürften die schmierigen, graubraunen Tone hierher gehören, die im Spiegelschen Steinbruch in Sieker im Liegenden des Serpulits anstehen, jedenfalls gleichen die Kalkgeoden denen des Doggers der dortigen Gegend vollkommen.

Sodann ist noch das Vorkommen dieses Horizontes bei Gräfinghagen[2]) zu erwähnen, wo in einem Stollen dunkle Schiefertone

[1]) So beschreibt Brauns (Der Mittlere Jura. Cassel 1869, S. 139) ein gleiches Exemplar vom Tangenbache bei Horn.

[2]) Roemer, F., Ein geognostischer Durchschnitt durch die Gebirgskette des Teutoburger Waldes. Neues Jahrb. für Min., Geol. und Petrefaktenkunde 1845, S. 267 ff. und Anm. dazu N. Jahrb. f. Min. usw. 1848, S. 790 und Dunker, l. c.

mit *Parkinsonia Parkinsoni* Sow. und *Belemnites giganteus* Schloth. durchfahren wurden.

Die obere Stufe der *Parkinsoni*-Schichten, die Zone der *Parkinsonia Württembergica* Oppel sp., konnte nur im Wasserrisse östlich der oberen Bethelschen Ziegeleigrube von Wetzel[1]) und im Wasserrisse oberhalb Wüllner von mir nachgewiesen werden; zu unterst bestehen sie aus geodenreichen, dunklen Tonen, die denen der Zone der *Parkinsonia Parkinsoni* Sow. völlig gleichen.

Nach oben gehen sie wie auch im Wiehengebirge[2]) in graue, sandige Kalke über, die ganz mit *Ostrea Knorri* Ziet. erfüllt sind. Zu oberst werden diese Kalke etwas eisenreicher, was sich durch die rötliche Färbung verrät. Sie führen neben *Ostrea Knorri* Ziet. *Pseudomonotis echinata* Sow., entsprechen also dem Cornbrash. Die Mächtigkeit von etwa 1 m bleibt weit hinter der der gleichaltrigen Schichten des Wesergebirges zurück, wo die Eisenkalke über 30 m stark sind. Gleich den folgenden Horizonten sind sie nur in den beiden Wasserrissen anstehend, in denen die *Württembergicus*-Schichten beobachtet wurden.

Auf die Eisenkalke des Cornbrash folgen dunkle sandige Tone, die wohl zu den Macrocephalenschichten zu rechnen sind.

Die Ornatentone, die gleiche petrographische Beschaffenheit besitzen wie die Macrocephalenschichten, stehen in den gleichen Wasserrissen an. Ich fand in dem Wasserrisse bei Wüllner außer verdrückten und schlecht erhaltenen Brachiopoden und Lamellibranchiaten nur den Abdruck eines *Cosmoceras* sp. Von einem anderen Punkte erwähnt Wetzel[3]) *Cosmoceras Jason* Rein. sp.

Malm.

Die oberste Stufe des Juras ist sehr lückenhaft vertreten. Sicher konnten nur Hersumer Schichten, Kimmeridge und Serpulit nachgewiesen werden.

---

[1]) l. c.

[2]) cf. Lohmann, Die geologischen Verhältnisse des Wiehengebirges zwischen Barkhausen a. d. Hunte u. Engter. Erster Jahresber. des Niedersächs. geol. Ver. Geschäftsjahr 1908. Hannover 1909, S. 39 ff.

[3]) l. c.

Hersumer Schichten. Die Hersumer Schichten sind nur an einer einzigen Stelle, und zwar in dem Wasserrisse bei Wüllner, aufgeschlossen. Sie bestehen aus dunklen, sandigen, etwas glimmerigen Kalken, die ziemlich häufig *Cardioceras cordatum* Sow. sp. führen. Außerdem kommen noch schlecht erhaltene Zweischaler der Gattungen *Lucina* und *Pholadomya* vor. Im Hangenden schließen sich dunkle, sandige Tone an, die neben Belemnitenresten eine nicht näher zu bestimmende *Nucula* geliefert haben. Ich möchte auch diese Partieen noch zu den Hersumern rechnen.

Korallenoolith konnte in dem untersuchten Gebiete nicht nachgewiesen werden. Wir kennen ihn im Teutoburger Walde nur in dem lippischen Anteile bei Holzhausen[1]) und Leopoldstal.

Der Kimmeridge tritt als gelber dolomitischer Kalk auf, der mit zahlreichen Glaukonitkörnern durchsetzt ist. Er ist nirgends gut aufgeschlossen, vielmehr ist man auf umherliegende Stücke in einem kleinen Wäldchen bei Pella in Bethel und an einer Hecke bei der Gastwirtschaft Waldesruh (Hinnenthal) angewiesen. Einzelne Stücke zeigen eine oolithische Struktur, während andere mehr schaumig ausgebildet sind. An Fossilien ließen sich daraus bestimmen:

Exogyra virgula Sow.
Cyprina Brongniarti Roem.
Ostrea sp.
Trigonia sp. (?)
Turritella sp.
Terebratula subsella Leim.

Um welche Stufe des Kimmeridge es sich handelt, ist nicht sicher festzustellen, da ja *Exogyra virgula* nicht mehr als Leitfossil nur des obersten Horizontes dieser Etage anzusehen ist.

Der nächsthöhere Malmhorizont, die Gigasschichten, sind durch Fossilien nicht nachzuweisen, doch dürften hierher vielleicht sandige Kalke gehören, die ich unter den später zu besprechenden

[1]) Stille, Der Gebirgsbau des Teutoburger Waldes zwischen Altenbeken und Detmold. Dieses Jahrbuch für 1899, S. 16.

tiefsten Geröllschichten des Serpulits bei dem untersten Hause auf dem »Zentralfelde« in Gadderbaum sammelte. Einzelne besitzen Muschelabdrücke, die wohl als *Cyprina Brongniarti* Roem. zu deuten sind. Sodann ist in einem Wasserrisse bei Pella folgendes Profil aufgeschlossen:

Hangendes: Serpulit, der hier durch rote, bläuliche und gelbliche Mergel mit zahlreichen Kalkgeröllen vertreten wird.

1.	sandige, dunkelgraue Mergel	0,30 m
2.	graue, sandige Kalkbank	0,30 »
3.	teils gelbliche, teils dunkle, sandige Mergel	5,50 »
4.	im frischen Zustande graue bis graublaue, angewittert gelbliche, sandige Kalkbank	1,20 »
5.	graublaue, stellenweise sandige, bröckelige, mergelartige Tone	1,60 »
6.	graue, stark sandige, dünnbankige Kalke mit Tonzwischenlagen	0,80 »
7.	wie 5	2,60 »
8.	dunkle, schiefrige, bröckelige Mergel	1,80 »
9.	graue, zum Teil etwas tonige Mergel	1,70 »
10.	stark sandige, zum Teil zu mergeligen Sandsteinen verfestigte, graue und gelbliche Mergel	1,50 »
11.	dünnplattige, zum Teil schiefrige Sandsteine	0,20 »
12.	sehr stark sandige, gelbe Mergel	0,60 »
13.	Kalkbank wie 4	0,10 »
14.	graue, sandige Mergel	0,90 »

Liegendes: gelbe glaukonitische Kalke mit *Exogyra virgula* Sow.

Wenn ich diesen Schichtenkomplex als Äquivalente der Gigasschichten auffasse, so geschieht das im Anschluß an Meyer[1]), der ähnliche Bildungen im Hangenden des Kimmeridge auch hierher stellt.

Plattenkalke waren ebensowenig nachzuweisen wie Münder-Mergel.

Die oberste Stufe des Malms, der Serpulit, zeigt im untersuchten Gebiete eine sehr große Mächtigkeit, die stellenweise über 75 m hinaus geht. Manche Kalkbänke sind ganz aus Röhren der *Serpula coacervata* Blumenb. aufgebaut, und daneben kommen vielfach bituminöse Kalke vor, die mit *Cypridea valdensis* Sow. erfüllt sind. Die erste Notiz über das Vorkommen dieses Horizontes im Teutoburger Walde südöstlich von Bielefeld findet sich bei Roemer[2])

[1]) l. c. S. 362.

[2]) Neues Jahrb. für Min. usw. 1850, S. 400.

in seiner Abhandlung: »Über die geognostische Zusammensetzung des Teutoburger Waldes zwischen Bielefeld und Rheine und der Hügel-Züge von Bentheim«. Weiter gibt v. Dechen[1]) an, daß Serpulit am »Ellerbrink« bei Bielefeld anstehe, womit offenbar der Hügel oberhalb von Ellerbroks Hofe gemeint ist. An dieser heute den Namen »Zentralfeld« führenden Stelle konnte der Serpulit in Form der erwähnten Kalke, die vielfach einen hohen Bitumengehalt besitzen, nachgewiesen werden.

Am Teiche oberhalb des »Quellenhofes« liegt unter dem Wealdensandstein eine mehrere Meter mächtige Schicht grober, fester Konglomerate, deren Gerölle vielfach größer als Hühnereier sind. Dieser Geröllhorizont wird von sandigen Mergeln unterlagert, die in den oberen Partieen vielfach eine rote Färbung zeigen, während sie in den tieferen Lagen grau sind. In der oberen Hälfte kommen häufig Kalkgerölle vor. Die Mächtigkeit dieser Schichtenfolge mag schätzungsweise 50 m betragen. Daran schließt sich folgendes Profil:

1.	graue bis graublaue sandige, sehr feste, zum Teil oolithische Kalke, deren Mächtigkeit ca. 6—8 m betragen mag. Einzelne mürbere Partieen sind von Röhren der *Serpula coacervata* Blumenb. aufgebaut.	
2.	sandige Mergel, zum Teil verfestigt, mit vereinzelten Geröllen .	1,20 m
3.	grauer Mergel mit Geröllen	0,10 »
4.	sandiger Mergel	0,10 »
5.	dichte Kalkbank	0,40 »
6.	graue Kalkbank, in der oberen Partie stark sandig, in der unteren kleine Kalkgerölle von grauer, brauner und roter Farbe . . .	0,60 »
7.	graue, sandige Mergel mit zahlreichen kleinen Geröllen . . .	0,80 »
8.	sandige Mergel, die zum Teil verfestigt sind. Mit Geröllen wie bei 6	ca. 0,75 »

Liegendes: Ornatentone.

Ein weiteres Profil durch den Serpulit ist in dem Spiegelschen Steinbruch in Sieker aufgeschlossen. Unter dem Wealden liegt zunächst eine nicht recht aufgeschlossene Schichtenserie, die aus abwechselnden Lagen von Kalkkonglomeraten und grauen, gelblichen

[1]) Erläuterungen zur geologischen Karte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen, Bonn 1884, S. 406.

und rötlichen Mergeln zu bestehen scheint. Die Größe der Gerölle wechselt zwischen feinem Material und Stücken von Faustgröße. Daran schließt sich eine Konglomeratbank an, die aus groben, gelblichen und rötlichen Kalkgeröllen und mehreren feinkörnigen, sandigen Zwischenlagen zusammengesetzt ist uud anscheinend von roten Mergeln unterlagert wird.

Die weiteren Schichten sind gut aufgeschlossen und zeigen folgendes Profil:

1. in frischem Zustande graue bis graublaue, angewittert bräunlichgelbe, sandige, dickbankige Kalke mit einzelnen dünnplattigen, mürberen Zwischenlagen. Einzelne Schichten enthalten verkohlte Pflanzenreste . . . . . ca. 8—10 m
2. graue, sandige Mergel . . . . . 3,30 »
3. wie 1 . . . . . 1,30 »
4. gelbe, dolomitische Kalkbank . . . . . 0,10 »
5. sandige, graue, bröckelige Mergel . . . . . 0,25 »
6. graue, zum Teil gelbliche und dann dolomitische, sandige Kalkbank, im unteren Teile feinkörnig, im oberen feinkonglomeratisch 0,70 »
7. abwechselnd graue oder rötliche, sandige Mergel . . . . . ca. 25,0 »
8. konglomeratische Kalkbank mit grauen, gelben, rötlichen, teils größeren, teils kleineren Geröllen . . . . . 0,30 »
9. graue bis gelbliche, sandige Mergel . . . . . 0,75 »
10. graue, sandige, mürbe Kalke mit verkohlten Pflanzenresten . . 0,40 »

Liegendes: graubraune Tone, vermutlich solche des Doggers (vergl. S. 316).

Das den beiden angeführten Profilen Gemeinsame und überhaupt für die Serpulitbildungen südöstlich von Bielefeld Charakteristische sind neben den roten Mergeln die zwei Geröllhorizonte, von denen der eine den Serpulit nach unten zu begrenzen pflegt, während der andere seine oberste Schicht bildet.

Die Geröllhorizonte lassen sich oft schon äußerlich leicht unterscheiden; während nämlich der untere vorwiegend aus kleineren gelben und roten Kalkgeröllen besteht, die meist Bohnengröße haben und nur selten die Größe eines Taubeneies erreichen, zeichnet sich der obere Horizont durch bis faustgroße Kalkgerölle aus. Beim Zerschlagen findet man häufig, daß es sich um abgerollte Stücke von Muschelkalk handelt, die sich als solche durch die darin enthaltenen Trochiten verraten[1]). Weiter kommen darin

[1]) H. Stille, Zur Kenntnis der Dislokationen, Schichtenabtragungen und Transgressionen im jüngsten Jura und in der Kreide Westfalens. Dieses Jahrbuch für 1905, S. 103 ff.

neben gelblichen Kalken, die offenbar aus den Tonplatten stammen, abgerollte Doggerbelemniten vor (*Belemnites canaliculatus* Schloth.)[1]). Bisweilen kommen im oberen Geröllhorizonte, und ganz vereinzelt auch im unteren, dunkle kieselige Gerölle vor, die offenbar von paläozoischen Gesteinen stammen. Die Gerölle roten und gelben Kalkes, die wir im unteren Geröllhorizonte finden, sind denen des Kimmeridge so ähnlich, daß sie wohl diesem Horizonte entstammen dürften. Eine eigentümliche Ausbildung zeigt der untere Geröllhorizont bei Pella, wo er noch von Kimmeridge unterlagert wird, insofern, als er hier von roten, bläulichen und gelblichen Mergeln erfüllt ist, die vielleicht als aufgearbeitete Münder-Mergel anzusprechen sind. Die darin enthaltenen Kalke bestehen aus Kimmeridgematerial und sind hier weniger stark abgerollt.

Diese konglomeratische und sandige Ausbildung des Serpulits weist auf Strandnähe hin. Dazu kommt noch, daß wir zur Erklärung der vielen geröllführenden Schichten, die mit Mergeln und Kalken abwechseln, Strömungen, deren Richtung häufig wechselte, wie es nur in der Nähe der Küste der Fall ist, annehmen müssen. Daraus erklärt sich auch die sonstige Verschiedenheit der beiden Profile, die von anderen, die allerdings nicht genau festzulegen waren, noch mehr abzuweichen scheinen. So schwankt namentlich die Lage der sandigen Kalke, die bald höher, bald tiefer liegen oder ganz fehlen. Auch keilen sich die im ersten Profile unter 8 angeführten Kalke auf eine Strecke von 250 m vollständig aus, und an ihrer Stelle erscheinen rote Mergel, während umgekehrt am Salemwege, 1 km weiter südöstlich, fast der ganze Horizont aus Kalken zu bestehen scheint.

Bemerkenswert ist, daß der Serpulit bei Wüllner auf wenige Meter zusammenschrumpft und nur durch Teile des oberen Geröllhorizontes vertreten ist. Vielleicht handelt es sich hier um streichende Sprünge, vielleicht um ursprüngliche Verhältnisse.

Der Serpulit läßt sich nach Südosten mit Sicherheit bis an den Fuß des Ehberges, etwa gerade unterhalb des Aussichtsturmes, verfolgen, wo er durch einen Quersprung abgeschnitten ist. Ob die

[1]) H. Stille, Zonares Wandern der Gebirgsbildung. Zweiter Jahresber. des Niedersächsischen Vereins. Hannover 1909, S. 34 ff.

von DUNKER[1]) am Tönsberg bei Örlinghausen erwähnten konglomeratischen Bildungen, die auch Muschelkalkgerölle enthalten haben sollen, noch als Serpulit anzusprechen sind, ließ sich wegen der schlechten Aufschlüsse nicht genau feststellen. Jedenfalls ist schon innerhalb unseres Gebietes eine Mächtigkeitsabnahme nach SO. festzustellen, und die Konglomerate von Örlinghausen sind vielleicht schon zum Wealden zu rechnen, zumal DUNKER angibt, daß er zwischen den Geröllen zahlreiche Cyrenen gefunden habe.

Schichten, die dem Purbeck KOERT's[2]) entsprechen, konnten nicht nachgewiesen werden.

Kreide.

Die Kreide ist mit allen ihren Horizonten vom Wealden bis zum Emscher einschließlich vertreten. Sie baut den mittleren und den südlichen der drei Hügelzüge auf.

Der obere Geröllhorizont des Serpulits wird von gelblichen, feinkörnigen, tonigen Sandsteinen überlagert, die sich durch die darin enthaltenen Cyrenen als zum Wealden gehörig erweisen. In diesen Schichten kommen dünne Kohlenflöze[3]) vor, deren Abbau verschiedentlich versucht, aber immer an der geringen Mächtigkeit der Flöze und den vielen Verunreinigungen durch Ton und Schwefelkies gescheitert ist.

Die mittlere Partie des Wealden, der nur wenige mäßig gute Aufschlüsse aufweist, wird von bituminösen Kalken gebildet, die oft ganz von Schalenresten von Cyrenen und Melanien aufgebaut werden. Einzelne Schichten sind ganz erfüllt mit *Cypridea valdensis* SOW., und gerade diese zeichnen sich durch einen besonders hohen Bitumengehalt aus. Bisweilen kommen etwas konglomeratische Partieen in den sonst mehr feinkörnigen Kalkbänken vor. An den Aufschlüssen oberhalb des sogenannten Quellenhofes sammelte ich

---

[1]) l. c.

[2]) KOERT, Geologische und paläontologische Untersuchung der Grenzschichten zwischen Jura und Kreide auf der Südwestseite des Selter. Inaug.-Dissertation, Göttingen 1898.

[3]) cf. DUNKER, l. c. S. XXV.

zahlreiche Zähnchen von *Pycnodus* in stark schwefelkieshaltigen Kalken, daneben:

Cyrena ovalis Dunker
» *Bronni* Dunker
» sp. sp.
Cyclas sp.
Unio cf. *Menckei* Koch und Dunker
Melania strombiformis Schloth.
Paludina fluviorum Sow.

Die obersten Lagen des Wealden werden von dunklen, dünnplattigen Schiefern gebildet, die oft ganz mit Cyrenenschalen übersät sind. Dazwischen kommen bisweilen einige kalkige Partieen vor, die *Melania strombiformis* Schloth. führen.

Petrographisch zerfällt die massive Untere Kreide in dem untersuchten Gebiete in drei Abschnitte, einen unteren, den Osningsandstein, einen mittleren, den Osning-Grünsand und einen oberen, den Flammenmergel.

Der Osningsandstein setzt die langen, schmalen, zum Teil mit Tannen bestandenen Bergrücken des Ehberges im mittleren Höhenzuge zusammen und ist in zahlreichen Steinbrüchen aufgeschlossen, da sein Material als Baustein vielfach Verwendung findet. Er besteht in seiner Hauptmasse aus dickbankigen, gelblichbraunen Sandsteinen, die aus mäßig feinkörnigen Quarzkörnern mit einem tonigen Bindemittel aufgebaut sind. In seiner untersten Lage finden sich meist kleinere Kiesel- und Tongerölle. Die darüber folgenden Schichten zeigen in der Regel einen gewissen Roteisensteingehalt, der früher an verschiedenen Stellen bei Bielefeld und bei Gräfinghagen ausgebeutet wurde; nur einzelne alte, verfallene Stollenmundlöcher erinnern noch an den schon lange aufgegebenen Bergbau. Etwa in der Mitte des ungefähr 60—80 m mächtigen Sandsteins tritt im Steinbruche bei Salem eine ca. 10 cm mächtige Geröllschicht auf.

Die stratigraphische Stellung dieser Bildungen ist von Stille[1])

[1]) Stille, Das Alter der Kreidesandsteine Westfalens. Monatsbericht der Deutschen geologischen Gesellschaft. Bd. 61. Jahrgang 1909, Nr. 1, S. 17 ff.

festgelegt worden. Nach ihm umfassen sie das ganze Neocom und den Unteren Gault, wie sich aus den in ihnen im Laufe der Zeit gefundenen Ammoniten ergeben hat[1]).

In unserem Gebiete habe ich außer den häufigeren Zweischalern, wie *Pecten crassitesta* ROEM., *Panopaea neocomiensis* AG., *Venus neocomiensis* O. WEERTH, *Rhynchonella multiformis* DE LOR., *Pholadomya* sp. usw., ein Bruchstück eines *Simbirskites speetonensis* YOUNG and BIRD, eine Form des Hauterivien, gefunden. Ergiebiger waren die Steinbrüche des schon außerhalb des Gebietes liegenden Tönsberges, die auch WEERTH[2]) den größten Teil des von ihm beschriebenen Materials geliefert haben.

Ich sammelte am Tönsberge:

Simbirskites lippiacus O. WEERTH
Polyptychites latissimus NEUMAYR und UHLIG
Pecten crassitesta ROEM.
Aucella Pallasi KEYS.
» *Keyserlingi* LAHUSEN
» cf. *volgensis* LAHUSEN
Thetis minor SOW.
Venus concentrica O. WEERTH
» *neocomiensis* O. WEERTH
Lucina teutoburgiensis WOLLEMANN
Pholadomya sp.
Rhynchonella multiformis DE LOR.
Waldheimia sp.

In dem Eisenstein des Osnings sammelte ich auf einer alten Schutthalde in Bethel neben nicht näher zu bestimmenden Bruchstücken von Trigonien eine *Venus neocomiensis* O. WEERTH und einen *Belemnites subquadratus* A. ROEMER, den F. ROEMER[3]) aus den gleichen Bildungen bei Gräfinghagen erwähnt.

Auf den Osningsandstein folgt der Grünsand des Osnings,

[1]) Vergl. die dort angegebene Literatur.
[2]) l. c.
[3]) F. ROEMER, Ein geognostischer Durchschnitt durch die Gebirgskette des Teutoburger Waldes. Neues Jahrbuch für Mineralogie usw. 1845, S. 267 ff.

der aus abwechselnden Lagen von glaukonitischen, mürben Sandsteinen und glaukonitischen, sandigen Mergeln besteht. Aufgeschlossen waren diese Schichten nur an einer Stelle am Südabhange des Ehberges, wo beim Brunnengraben derartige Bildungen zu Tage gefördert wurden, und an einer Böschung am Salemwege. Sonst verraten sie sich nur durch ein schmales Tal zwischen Sandstein und Flammenmergel. Stille[1]) stellt diese Schichten in das Obere Albien und hält sie für Äquivalente der Schichten mit *Belemnites minimus* Lister. Meyer[2]), der den Grünsand nicht als besondere Schicht abtrennt, erwähnt diesen Belemniten aus den »unteren glaukonitischen Partieen des Flammenmergels«, die offenbar unserem Grünsand entsprechen.

An Fossilien fand ich an der erstgenannten Stelle einen Abdruck eines Hopliten, der eine gewisse Ähnlichkeit mit *Hoplites Schrammeni* Charles Jacob hat.

Aus glaukonitischen Sandsteinen, die sich, in Doggerschichten eingebrochen, im Bielefelder Querpaß gefunden haben, erwähnt Landwehr[3]) *Belemnites minimus* Lister. Aufgeschlossen sind diese Schichten jetzt nirgends mehr.

Die hangendste Schicht der Unteren Kreide, der Flammenmergel, bildet einen zusammenhängenden Hügelzug, der sich an die Südseite des Sandsteinzuges anschließt und diesen bisweilen um ein Beträchtliches überragt, so namentlich bei Wrachtrup im Gemeindebezirk Lämershagen. Der Flammenmergel ist ein kalkhaltiges, kieseliges Gestein mit splittrigem Bruch. Auf der frischen Bruchfläche sieht man in der gelblichgrauen Grundfarbe dunklere Stellen von flammenartiger Gestalt, die diesem Gestein seinen Namen gegeben haben. Der Flammenmergel ist überall stark zerklüftet und läßt alles Wasser schnell in die Tiefe, woraus sich neben der kieseligen Zusammensetzung die Unfruchtbarkeit des spärlichen

[1]) Stille, Das Alter der Kreidesandsteine Westfalens. Monatsbericht der Deutsch. geolog. Gesellsch. Bd. 61, Jahrg. 1909, Nr. 1, S. 17.

[2]) l. c. S. 371.

[3]) Landwehr, Über einige neuere Aufschlüsse im Jura und in der Kreide des Bielefelder Tales. Jahresbericht für 1908 des Naturwissenschaftlichen Vereins für Bielefeld und Umgegend. Bielefeld 1909.

Ackerbodens ergibt, der seine Hänge bedeckt. An Fossilien habe ich nur *Aucella gryphaeoides* Sow. gefunden. Früher diente der Flammenmergel vielfach zur Beschotterung der Chausseen; doch ist man jetzt davon abgekommen, da er, neben der geringen Festigkeit, namentlich keine Frostbeständigkeit besitzt.

Das unterste Glied der Oberen Kreide bilden die Cenomanmergel, die etwa der Tourtia, dem Unteren Grünsande Westfalens, entsprechen. Sie bestehen in ihren tieferen Lagen aus grauen bis grauschwarzen, bröckeligen Mergeln, die in Gräfinghagen im Hangenden des Flammenmergels aufgeschlossen waren. Die mittlere Partie ist mehr sandig ausgebildet, während nach oben sich Zwischenlagen eines grauen Kalksteins einstellen, die zum Hangenden häufiger werden und so den Übergang zur nächsten Stufe, den Cenomanplänern, bilden. Fossilien sind sehr selten; außer einem *Inoceramus orbicularis* v. Münst. fand ich in einer alten Mergelgrube bei Altrogge in Lämershagen nur eine nicht näher zu bestimmende Terebratel. Infolge ihrer geringen Verwitterungsfestigkeit bilden die Cenomanmergel im Gelände ein Tal, das auf der einen Seite von dem Flammenmergel, auf der anderen von höheren Cenomanpartieen begrenzt wird. Es ist das südliche der beiden Hauptlängstäler des Gebirgszuges, das stellenweise eine beträchtliche Breite erreicht.

Die Cenomanpläner, die im Kalkbruche in Gadderbaum vorzüglich aufgeschlossen sind, bestehen aus abwechselnden Lagen von grauem, unebenen Kalk und gelblich-grauem Mergel. Ihr Fossilreichtum ist außerordentlich groß, doch sind die größeren Stücke fast alle verdrückt, wovon namentlich die Ammoniten betroffen sind. Ich sammelte an dem genannten Fundpunkte:

Schloenbachia varians Sow. sp.
Acanthoceras Mantelli Sow. sp.
Turrilites costatus Lamarck
» sp. sp.
Inoceramus orbicularis v. Münster
» *virgatus* Schlüter
Aucella sp.

Rhynchonella plicatilis Sow.
» *Grasana* d'Orb.
Holaster subglobosus Leske
Discoidea cylindrica Ag.
Salenia petalifera Ag.

Weitere Aufschlüsse finden sich bei Waterboer und bei der Gastwirtschaft von Deppe in Lämershagen.

Die Cenomankalke sind durch hellgraue bis weiße, stark zerklüftete Kalke, die wegen ihrer Reinheit ein geschätztes Material zum Kalkbrennen bilden, vertreten. Sie werden in Gadderbaum in großen Brüchen abgebaut. Fossilien sind sehr selten, höchstens findet man *Holaster subglobosus* Leske. Ziemlich häufig sind rundliche bis eiförmige Knollen von Markasit, der an der Oberfläche in Brauneisenstein umgewandelt ist. Die Cenomankalke bilden mit den Cenomanplänern den nördlichen Teil des südlichen Höhenzuges. Ihre Bergrücken bleiben meist an Höhe hinter den Turonkuppen zurück, an deren Nordabhange sie vielfach nur einen Absatz bilden.

Das Turon beginnt, wie dies überhaupt für das nordwestliche Deutschland charakteristisch ist, mit einer Schicht roter und grünlicher Mergel, dem Rotpläner. Dazwischen finden sich mehr kalkige Lagen, die sehr häufig das Leitfossil, *Inoceramus labiatus* v. Schloth. (= *I. mytiloides* Mant.), führen. Daran schließt sich eine Schichtenserie grauer bis graublauer Mergel, die Mytiloides-Mergel, deren Mächtigkeit etwa 40 m betragen mag. Bemerkenswert ist, daß auch in den obersten Partieen dieser Stufe noch rote Mergel vorkommen. Die Mytiloidesmergel bilden infolge ihrer geringen Verwitterungsfestigkeit ein kleines Längstal im südlichen Höhenzuge.

Über den Mytiloidesmergeln liegt der Brongniartipläner, der aus grauen, meist dünnbankigen, sehr stark zerklüfteten Kalken besteht, die eine mäßige Festigkeit besitzen. Bemerkenswert ist eine Partie roter Kalke, die sich in einer Dicke von etwa 10 m durch die 100 m mächtige Schicht hindurchzieht. Sie liegt bald höher, bald tiefer in diesem Horizonte und unterscheidet sich vom Rotpläner durch ihre größere Festigkeit. Von dem Brongniarti-

pläner wird der höchste Berg des Gebirgszuges gebildet, dessen Gipfel 320,4 m über N. N. liegt.

Die Scaphitenpläner unterscheiden sich von der eben beschriebenen Stufe namentlich durch ihre viel hellere Farbe, die stellenweise schneeweiß ist, und dadurch, daß die Stücke beim Anschlagen mit einem eigentümlichen Klang zerspringen, während die Kalke aus dem Brongniartipläner mehr klappern. Der Fossilreichtum ist außerordentlich groß, doch ist die Erhaltung, wie überhaupt im Pläner, meist eine schlechte. Da die Scaphitenpläner vielfach zum Kalkbrennen verwandt werden, ist die Anzahl der Aufschlüsse an der Südseite des Gebirges nahe der Grenze zum Sandgebiete der Senne ziemlich groß.

Bemerkenswert ist noch, daß im Scaphitenpläner eine mergelige Schicht vorkommt, die mit kleinen abgerollten Kalkstückchen erfüllt ist; sie ist in Brackwede in einer Grube aufgeschlossen.

Ich sammelte in den Scaphitenschichten:

Scaphites Geinitzi d'Orb.
Heteroceras cf. *Reussianum* Schlüt.
Crioceras sp.
Inoceramus cuneiformis d'Orb. (sehr häufig)
Terebratula semiglobosa Sow.
» *Becksii* Roem.
Rhynchonella Mantelli d'Orb.
» *Martini* Mantell
Micraster breviporus Ag. (häufig).

Das Vorhandensein von Cuvieripläner konnte nur durch den Fund eines *Inoceramus Cuvieri* Sow. in dem Kalkbruche von Niewöhner in Brackwede nachgewiesen werden; auf weite Erstreckung ist dieser Horizont von Sand bedeckt.

Zum Emscher sind wohl dunkle, sandige Mergel und Tone zu rechnen, die in Brackwede zur Zementfabrikation ausgebeutet werden.

Quartär.

Die Bildungen des Diluviums sind sowohl nordischer wie einheimischer Natur. Der Geschiebemergel, der namentlich die Abhänge des nördlichen Höhenzuges bis hoch hinauf bedeckt, ist von sehr sandiger Beschaffenheit. Das Inlandeis hat die Hügel des Muschelkalkes vollständig bedeckt und beim Abschmelzen sein mitgeführtes Material dort gelassen, wie zahlreiche Findlinge oben auf den Hügeln bis zu einer Höhe von 250 m beweisen. Ob die höheren Gipfel des mittleren und südlichen Hügelzuges auch vom Eise bedeckt gewesen sind, ist nicht sicher zu entscheiden; es beweisen aber verschiedene Findlinge auf der Südseite des Gebirges, daß diese vergletschert gewesen ist.

Zum Diluvium rechne ich noch einen lößartigen Lehm am Waldkruge in Sieker, der ebenso wie die von Landwehr[1]) am Kahlenberge erwähnten Bildungen keine Lößkindel und keine Lößschnecken enthält.

Zum Alluvium gehören außer den letzten Anschwemmungen der kleineren Bäche einmal der Abhangsschutt vornehmlich des Pläners und Sandsteins, der stellenweise eine große Mächtigkeit besitzt — vielleicht ist ein Teil davon schon in diluvialer Zeit entstanden —, und zweitens der Flugsand der Senne, der durch die Quertäler weit in das Gebirge hinein geweht ist. Namentlich ist hiervon der Querpaß von Bielefeld betroffen worden, in dem die Sandablagerungen eine sehr große Mächtigkeit erreichen. Bisweilen ragen die Plänerhügel nur inselweise aus dem Sandmeer heraus. In dem Quertale bei Delius in Gräfinghagen ist eine Düne angeweht, deren Luvseite im Süden liegt.

Schichtlücken und Transgressionen im Weißen Jura.

Während in dem nordwestlich anschließenden Teile des Teutoburger Waldes der Weiße Jura in allen seinen Horizonten ent-

[1]) Landwehr, Die Gliederung des Diluviums und Alluviums in der Gegend von Bielefeld. Jahresbericht für 1908 des Naturwissenschaftlichen Vereins für Bielefeld und Umgegend. Bielefeld 1909.

wickelt zu sein scheint[1]) und den Dogger normal überlagert, zeigt er in dem untersuchten Gebiete zahlreiche Abweichungen.

Wie schon oben erwähnt wurde, fehlt der Korallenoolith ganz; ob diese Erscheinung tektonischen Ursachen ihre Entstehung verdankt oder durch eine Transgression des Kimmeridge zu erklären ist, ist zwar nicht mit voller Sicherheit zu entscheiden; doch wird eine Transgression dadurch wahrscheinlich, daß weiter nordwestlich am Osning und zwar bei Borgloh und Holte von Spulski[2]) eine Transgression des Kimmeridge nachgewiesen wurde. Nach ihm ist in Verbindung mit den Ergebnissen von F. Roemer[3]) und Lohmann[4]) die Südküste des Korallenoolithmeeres nördlich des Osnings und »nicht allzu fern von dem heutigen Wiehengebirge« zu suchen.

Schichtlücken finden sich sodann namentlich im Liegenden[5]) des Serpulits, der als einzige Schicht des Malms durch den größten Teil des Gebietes aushält. Seine Unterlage wird an keiner Stelle von der nächst älteren Schicht, den Münder-Mergeln, gebildet, sondern aus verschiedenaltrigen Gliedern des Weißen und Braunen Juras. Im großen und ganzen war festzustellen, daß von NW. nach SO. immer ältere Schichten die Unterlage bilden. Bei Pella und auf dem Zentralfelde in Gadderbaum folgen unter dem Serpulit die »Gigasschichten«, etwas weiter nach SO. am Teiche oberhalb des sogenannten Quellenhofes Ornatentone, die schon von Wetzel[6]) dort erwähnt werden, und 250 m weiter südöstlich dieser Stelle Parkinsoni-Schichten. Im Wasserrisse

[1]) cf. Meyer l. c.

[2]) Spulski, Geologie der Gegend von Borgloh und Holte. 2. Jahresber. des Niedersächsischen geolog. Vereins zu Hannover. 1909, S. 1 ff.

[3]) Roemer, F., Die jurassische Weserkette. Zeitschrift der Deutschen geolog. Gesellschaft. 1857, S. 581 ff.

[4]) Lohmann, Die geologischen Verhältnisse des Wiehengebirges. Inaug.-Dissert. Göttingen. 1. Jahresbericht des Niedersächs. geolog. Vereins. Hannover 1908, S. 39 ff.

[5]) Unter »Liegendes« ist hier das ursprünglich Liegende zu verstehen, während in Wirklichkeit der Serpulit durch die später zu besprechende Überkippung der Gebirgsschichten unter den älteren Bildungen ruht.

[6]) l. c.

oberhalb des Gehöftes von Wüllner bilden die Hersumer Schichten die Unterlage des Serpulits, während es am Nordabhange des Ehberges jene dunklen Tone sind, die ich aus dem oben angegebenen Grunde zum Dogger stellen möchte.

Diese Lagerungsform des Serpulits wäre durch Verwerfungen, Überschiebung oder Transgression des Serpulits zu erklären. Gegen eine Verwerfung spricht aber der Umstand, daß der Serpulit und sein Liegendes stets das gleiche oder annähernd gleiche Einfallen nach NO. zeigen, beide also gleichmäßig von späteren tektonischen Störungen betroffen wurden. Auch von Stauchungs- oder Quetschungserscheinungen ist keine Spur zu beobachten, die doch sicher eingetreten sein müßten, wenn die festen Kalke des Serpulits, auf denen die gesamte mächtige Kreide ruhte, auf die weichen Schichten des Doggers überschoben wären; vielmehr folgen die einzelnen schiefrigen Partieen des Doggers gleichmäßig übereinander, ohne in sich irgendwie gestört zu sein. Das jetzige Liegende des Serpulits ist danach auch sein ursprüngliches Liegendes, und wir haben es mit einer Transgression des Serpulits zu tun. Vollkommen dafür sprechend, wenn nicht gar allein beweiskräftig genug, sind die oben angegebenen petrographischen Eigentümlichkeiten; die Gerölle sind echte Transgressionsgerölle.

Diese übergreifende Lagerung des Serpulits setzt aber voraus, daß vor seiner Ablagerung das Gebiet südöstlich von Bielefeld vom Meere frei war, so daß es der Abrasion zum Opfer fallen konnte. Diese Hebung muß vor der Ablagerung des Serpulits vor sich gegangen sein und mindestens nach dem Kimmeridge, der sicher noch zum Absatz gelangt ist, wie die kleinen Reste in der Gegend südöstlich von Bielefeld und an weiter nach Süden gelegenen Punkten des Teutoburger Waldes am Stemberge bei Horn[1]) beweisen. Ob die Gigasschichten, Plattenkalke und Münder-Mergel im untersuchten Gebiete überhaupt abgesetzt und später wieder abradiert sind, läßt sich nicht sicher entscheiden; dafür spricht immerhin, daß wenig nordwestlich von Bielefeld

[1]) Stille, Der Gebirgsbau des Teutoburger Waldes zwischen Altenbeken und Detmold. Dieses Jahrbuch für 1899, S. 16.

Äquivalente vorhanden zu sein scheinen. Die stärkste Abtragung hat im SO. stattgefunden, da wir hier die ältesten Schichten im Liegenden des Serpulits finden, während die nordwestlichen Teile des Gebietes nur eine geringe Hebung und damit auch nur geringe Denudation erfuhren. Es scheint aber, daß die Heraushebung ohne wesentliche Sprünge vor sich gegangen und der Wechsel der Schichten im Liegenden des Serpulits auf eine verschieden starke Abtragung zurückzuführen ist. Höchstens die vereinzelte Scholle Kimmeridge bei der Gastwirtschaft Waldesruh dürfte vor der Transgression des Serpulits eingebrochen und so vor der Denudation bewahrt sein.

Während in der Nähe von Bielefeld die Hebung des Landes ohne starke Störungen oder Faltungen erfolgte, müssen in unfern gelegenen Gebieten allerdings recht erhebliche Hebungen stattgefunden haben; denn nur dadurch ist es zu erklären, daß Gesteine des Muschelkalkes oder gar noch älterer Schichten zum Aufbau des Serpulits beigetragen haben. Ich schließe mich in dieser Beziehung der Ansicht Stille's[1]) an, daß dort, wo jetzt die westfälische Kreidemulde liegt, vor Ablagerung des Serpulits eine Kette aufgetürmt wurde, deren Abtragungsprodukte in das nördliche »Vorland«, die Gegend des heutigen Osnings, gelangten. Weit kann der Transportweg nicht gewesen sein, da viele große Gerölle nur eine schwache Abrundung der Kanten erfahren haben.

Wie weit das Serpulitmeer nach SO. vordrang, ist nicht sicher zu entscheiden. Doch glaube ich, daß etwa in der Gegend von Lämershagen der Südrand lag; wenigstens ruht schon bei Gräfinghagen der Wealden auf Parkinsoni-Schichten, wie Roemer[2]) und Dunker[3]) angeben. Ich glaube, daß hier eine

[1]) Stille, Zur Kenntnis der Dislokationen usw. Dieses Jahrbuch für 1905, S. 103 ff.

Ders., Das Alter der deutschen Mittelgebirge. Centralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie 1909, Nr. 9, S. 270.

Ders., Zonares Wandern der Gebirgsbildung. Zweiter Jahresbericht des Niedersächsischen geologischen Vereins 1909, S. 34.

[2]) Roemer, F., Neues Jahrbuch für Mineralogie usw. 1848, S. 790 ff.

[3]) l. c.

Transgression des Wealden vorliegt, wie ja nach Süden zu am Teutoburger Walde immer jüngere Kreidehorizonte transgredierend auftreten.

Weiter am Westrande der westfälischen Kreidemulde[1]) und westlich der Ems[2]) begann die Überflutung gleichfalls zur Zeit des Serpulits, der hier allerdings von G. Müller[2]) zum Wealden gezogen wird. Doch war im ganzen das vom Serpulitmeer zurückgewonnene Terrain nur recht klein gegenüber den großen Gebieten, die erst vom Kreidemeere überflutet wurden.

Gebirgsbau.

Der Osning zwischen Bielefeld und Örlinghausen stellt einen Sattel dar, der im großen und ganzen von OSO. nach WNW. streicht. Während die Schichten, die den Südflügel des Sattels aufbauen, diese Richtung ziemlich genau einhalten, zeigt der Nordflügel einige Abweichungen. Von Örlinghausen bis Sieker bei Bielefeld etwa ist auch hier das generelle Streichen das gleiche wie am Südflügel. Die stärkste Abweichung zeigt der doppelte Trochitenkalkwall der Egge in Hillegossen, der in dem größten Teil seiner Erstreckung ein ostwestliches Streichen aufweist. In Sieker biegt der Nordflügel in die südost-nordwestliche Richtung um, die er bis zum Bielefelder Querpasse beibehält.

Der Sattelkern wird von den weichen Schichten des Röts gebildet, prägt sich deshalb orographisch nicht als aufragender Bergzug, sondern als Tal aus und verläuft in dem nördlichen der beiden Hauptlängstäler des Gebirges. Die im Sattelkern liegende Linie höchster Heraushebung der Schichten des Osnings rückt etwa in der Gegend von Detmold von dem Kreiderande, der hier

[1]) Bärtling, Die Ausbildung und Verbreitung der Unteren Kreide am Westrande des Münsterschen Beckens. Zeitschr. der Deutschen geolog. Gesellschaft 1908. Bd. 60. Monatsbericht S. 43 ff.

[2]) Gottfried Müller, Die Lagerungsverhältnisse der Unteren Kreide westlich der Ems und die Transgressionen des Wealden. Dieses Jahrbuch für 1903, S. 184.

nach Süden umbiegt, ab und tritt in das Vorland des Teutoburger Waldes, um selbst etwa bei Meinberg nach Süden umzubiegen und bei Schmechten etwa parallel dem Egge-Gebirge zu verlaufen. Diese Hebungslinie ist die »Osningachse«[1]), die nach dem Osning ihren Namen erhalten hat.

Entlang der Achse ist der Sattel durch einen Längssprung in zwei Teile zerschnitten, von denen der südliche in die Tiefe gesunken ist, wobei die Schichten bis zur Überkippung geschleppt wurden. Es fallen also auch die Schichten des Südflügels gleich denen des Nordflügels nach Nordosten ein.

Dieses Absinken des Südflügels geht entweder mit einem einzigen Bruche (Tafel 12, Profil III) vor sich, oder aber mit einzelnen Staffeln, die aus den Schichten der Trias und des Juras bestehen. (Tafel 12, Profil I, II, IV). In der Regel liegt nördlich der Bruchlinie der Röt, doch ist an einigen Stellen auf dem Südflügel auch noch der Wellenkalk vorhanden, der dann aber senkrecht zu stehen, wenn nicht auch überkippt zu sein pflegt, und an ihn schließen sich weiter die einzelnen Staffeln an, die meist nur eine geringe Breite haben. An einer Stelle oberhalb der Gastwirtschaft zum »Stillen Frieden« wird durch die Osningspalte Röt neben Serpulit gelegt, der im Fortstreichen auf Dogger ruht.

Nimmt man als ungefähre Mächtigkeit des Muschelkalkes und der obersten Rötschichten 200 m
des Keupers 350 m
des Lias 300 m
der zur Serpulitzeit nicht zerstörten Reste des
Doggers 200 m,

an, so ergibt sich für den »Osning-Abbruch« eine Sprunghöhe von über 1000 m.

In bezug auf das Einfallen dieser Verwerfung wurde innerhalb des Gebietes ein zuverlässiger Aufschluß nicht beobachtet. Immerhin ergibt sich, daß die Verwerfungslinie auf der Karte an

[1]) Stille, Lieferung 147 der geologischen Spezialkarte von Preußen. Blatt Driburg, S. 30 ff.

den tiefer gelegenen Stellen des Längstales weiter nach NO. liegt als an den höheren, und das ist nur möglich, wenn die Verwerfungsfläche nach NO. einfällt. Sodann sind nach Angabe eines Arbeiters, dessen Haus auf Röt steht, beim Brunnenbohren zunächst rote Tone und dann schwarze Schiefer zutage gefördert worden; diese Mitteilung dürfte, da es sich hier um deutliche Farbenunterschiede handelt, wohl als zuverlässig anzusehen sein. Nun verläuft kurz unterhalb des Hauses die Osningspalte, die hier Röt neben Amaltheenschichten legt, und es muß also der Jura unter dem Röt fortsetzen, der Röt auf Lias überschoben sein.

Diese Überschiebung des Röts auf die jüngeren Schichten des Südflügels des Osningsattels findet eine weitere wichtige Stütze darin, daß im südöstlich anschließenden Gebiete bei dem lippischen Dorfe Stapelage in drei Bohrungen, die im Röt angesetzt waren, in geringer Tiefe Schichten der Oberen Kreide angetroffen wurden[1]). Hier, wo der Gebirgsbau ganz analog dem im untersuchten Gebiete ist, ist also Röt auf Kreide überschoben, und zwar fällt die Überschiebung mit etwa 8° nach NO. ein.

Wir müssen also annehmen, daß der Nordflügel des Osningsattels auf den in die Tiefe sinkenden Südflügel überschoben ist, wobei letzterer umgebogen wurde. Von dieser Umbiegung wurden auch die einzelnen Abbruchsstaffeln betroffen, so daß wir es dort, wo auf dem Südflügel Wellenkalk noch vorhanden ist, mit einer liegenden Falte zu tun haben. (Tafel 12 Profil I und II.)

Der Nordflügel des Osningsattels besteht aus den Schichten der Trias, die mit 12—40° nach NO. einfallen, und zwar pflegt der Wellenkalk steiler gelagert zu sein, während die oberen Partieen, Nodosenschichten und Keuper, soweit letzterer am Aufbau des Gebirgszuges überhaupt beteiligt ist, vielfach schon ganz flach liegen. Auf diesen legen sich dann in der Herforder Liasmulde regelmäßig die Schichten des Unteren Juras. Der Nordflügel des Osningsattel bildet also gleichzeitig den Südflügel der Herforder Liasmulde.

---

[1]) Stille, Der Mechanismus der Osningfaltung. Dieses Jahrbuch für 1910. Bd. XXXI. Teil I, S. 367 ff.

Von N. nach S. durchquert man die Schichten des Lias, Keupers, des Oberen und Mittleren Muschelkalkes in meist regelmäßiger Aufeinanderfolge. (Tafel 12, Profil I, IV.) An verschiedenen Stellen ist jedoch der Nordflügel durch eine Reihe von streichenden Sprüngen zerschnitten, die um größere und geringere Beträge gegeneinander absetzen. (Tafel 12, Profil III.) Der ganze Flügel oder einzelne Staffeln sind bisweilen schwach gefaltet.

Etwas komplizierter liegen die Verhältnisse an der Egge in Hillegossen, wo Schichten in einer mit etwa 30° nach NO. einfallenden Überschiebung über einander gelegt sind (Tafel 12, Profil II), wie es an der Gemeindechaussee von Hillegossen nach Lämershagen gut aufgeschlossen ist. Im Landschaftsbilde gibt sich dies durch zwei dicht nebeneinander laufende, parallele Trochitenkalkwälle zu erkennen.

Das Tal zwischen den Hügeln des Wellenkalkes und des Trochitenkalkes ist bald von normaler Breite, bald nimmt es eine große Breite bis zu 500 m bei einem Einfallen der Schichten von etwa 20 bis 25° an. Schon das läßt darauf schließen, daß Störungen vorliegen. Neben den gelblichen, dolomitischen Zellenkalken der Anhydritgruppe findet man gerade in diesem Tale sehr häufig rote und grünliche Mergel, die offenbar dem Keuper angehören. Diese Mergel zum Mittleren Muschelkalk zu rechnen, wie es Meyer tut[1]), erscheint mir außer aus den oben angegebenen petrographischen Gründen deshalb unmöglich, weil wir es hier offenbar mit einer Störungszone zu tun haben. Außer den Keuperschichten finden sich nämlich im Fortstreichen Schichten des Juras, und zwar Gryphitenkalke, die auf dem Hofe des Colon Siewecke in Lämershagen anstehen, und Posidonienschiefer »im Berge«, in Sieker und bei der oberen Schule von Stieghorst. Die Einbrüche von Posidonienschiefer sind seinerzeit schon von Landwehr[2]) beschrieben worden. Diese Einbruchszone ist fast durch das ganze Gebiet zu verfolgen, und nur an wenigen Stellen ist der Muschelkalk ungestört. Außer Keuper und Jura finden sich noch Trochiten-

[1]) l. c. S. 353.
[2]) l. c.

kalk und Nodosenschichten in der Einbruchszone, namentlich auf dem Ubbedisser Berge, wo sie dabei zu kleinen Sätteln und Mulden zusammengeschoben sind. Die Breite der Grabeneinbrüche schwankt zwischen etwa 50 und 500 m.

Die Einbruchszone ist auch in den nach SO. und NW. anschließenden Gebieten weiter zu beobachten, so auch am Haßberg bei Dornberg[1]), wo Schichten des Oberen Doggers und Weißen Juras eingebrochen sind, und nach dieser Stelle ist die beschriebene Einbruchszone von Stille die »Haßbergzone«[2]) genannt worden; sie läßt sich, wie Stille zeigte, so weit verfolgen, wie die Kreide überkippt liegt.

Das Charakteristische des Südflügels des Osningsattels ist die starke Überkippung der Schichten, die so weit geht, daß stellenweise die Schichten mit 35° nach NO. einfallen, also eine Drehung um 145° durchgemacht haben. Namentlich ist hiervon die Kreide betroffen, und zwar fällt die Untere Kreide im allgemeinen mit 40—60° nach NO. ein, und die Umbiegung wird um so schwächer, in je höhere Kreidehorizonte man kommt, so daß das Cenoman meist nur mit 60—80° NO. einfällt, während das Turon vielfach schon senkrecht steht. Bei Spiegel fällt der Brongniarti-Pläner sogar schon mit 30° nach SW. ein und bildet mit dem ihn überlagernden Scaphiten-Pläner eine Mulde, deren Südflügel senkrecht steht; gleich südlich daran scheint das Kreidegebirge mit einem Sprunge in die Tiefe zu gehen, was jedoch wegen der sofort beginnenden Sandbedeckung nicht sicher festzustellen ist. Der Emscher fällt an der einzigen Stelle, wo er überhaupt von der Sandbedeckung entblößt ist, mit nur 10° nach W. ein, ist also nicht mehr von der Überkippung betroffen, die somit auf eine ziemlich schmale Zone entlang dem Nordostrande der westfälischen Kreidemulde beschränkt ist.

Die Untere Kreide ist meist vollständig vorhanden, und nur bei Lämershagen scheint ein Teil des Osningsandsteins an einem

---

[1]) Meyer, l. c.

[2]) Stille, Osningprofile. Zweiter Jahresbericht d. Niedersächs. Ver. 1909, S. XI und dieses Jahrbuch 1909.

streichenden Bruche zu fehlen; überhaupt zeigt sie wenig Störungen. Immerhin ist ein Quersprung in Lämershagen zu erwähnen, an dem sämtliche Kreidehorizonte gegeneinander verschoben liegen.

Ob die Staffeln des Südflügels in weite Tiefe aushalten, oder ob sie beim Absinken nur als Fetzen hängen geblieben sind, muß dahingestellt bleiben, doch halte ich letzteres für wahrscheinlicher.

Während im allgemeinen das Tal zwischen Sandstein und Wellenkalk verhältnismäßig schmal ist, nimmt es in der Nähe von Bielefeld eine auffallende Breite an und bildet die Niederung, in der sich die Bodelschwinghschen Anstalten befinden. Die große Breite geht darauf zurück, daß zwei Staffeln des Südflügels, die aus weichen Schichten bestehen, sehr breit auftreten und auch noch die älteren Weißjurapartieen vorhanden sind, die weiter nach Südosten fehlen. Die nördliche der Staffeln besteht aus Lias, und zwar Amaltheentonen und Posidonienschiefern, und dabei bildet der Lias einen ungefähr O.-W. streichenden Sattel, in dessen Achse die Amaltheenschichten liegen. Diese werden beim Wasserwerke des Sanatoriums von Posidonienschiefern unterlagert, die mit 60° nach NO. einfallen und somit samt den Amaltheentonen schon zur Überkippungszone gehören. Auch bei Enon liegt der Mittlere Lias noch überkippt, während er bei Neu-Eben-Ezer und Patmos von Posidonienschiefern, die mit 30° nach NO. einfallen, normal überlagert wird.

Gegen den Lias abgesunken ist der Dogger, der gleichfalls zu einem O.-W. streichenden Sattel zusammengeschoben ist, dessen Kern von den Parkinsoni-Schichten gebildet wird. Diese Lagerungsverhältnisse wurden seinerzeit schon von Landwehr[1]) vermutet und neuerdings von Wetzel[2]) nachgewiesen. Der Südflügel wird von höheren Doggerpartieen gebildet, die nach NO. einfallen, also gleichfalls überkippt sind. Der Nordflügel liegt schon außerhalb des speziell untersuchten Gebietes und war nur bei Ausschachtungen im Einschnitte der Berlin-Kölner Bahn zu beobachten.

[1]) l. c.
[2]) l. c.

Die beiden breiten Staffeln im Tale von Bethel bilden also jede in sich eine nach S. überkippte Falte.

Ob die Weißjurapartieen, die regelmäßig von der Kreide überlagert werden, an einer Verwerfung gegen den Dogger abgesunken sind, ließ sich wegen der starken Diluvialdecke nicht mit Sicherheit feststellen.

Schon v. Dechen weist darauf hin, daß der Sandsteinzug des Osnings um so niedriger wird, je mehr er sich dem Querpasse von Bielefeld nähert, und schließlich ganz unter den Sanden dieses Tales verschwindet, und daß dort, wo man auf der Nordwest-Seite des Passes die Fortsetzung erwarten sollte, Schichten der Oberen Kreide anstehen. Erst an der Hünenburg etwa 4 km weiter nordwestlich kommt der Sandstein im vorherigen Streichen wieder auf der Nordwestseite des Passes zum Vorschein. Dafür stellt sich aber, etwas nach NO. verschoben, ein von Meyer[1]) nachgewiesener Sattel älterer Kreideschichten ein, dessen einer Flügel sich durch das Quertal nach SO. fortsetzt und sich dort als ein Einbruch von Gaultschichten zwischen Dogger verrät (cf. Landwehr[2]). Die Verbindung zwischen diesen seinerzeit in der Bülowstraße in Gadderbaum gelegentlich von Kanalarbeiten aufgeschlossenen Gaultschichten und der Unteren Kreide, die westlich des Querpasses liegt, wurde von Wetzel[3]) im Einschnitte der Berlin-Kölner Bahn beobachtet.

Bei der geschilderten Sachlage komme ich zu der Ansicht, daß der tief eingeschnittene Bielefelder Querpaß eine tektonische Ursache haben muß. Dazu hat Landwehr[4]) im Fortstreichen des Querpasses in der Herforder Liasmulde eine Trümmerzone beobachtet, und diese Bruchzone führte auch zu einer starken Zertrümmerung der Schichten des heutigen Querpasses, so daß sie

---

[1]) l. c.

[2]) Landwehr, Über einige neuere Aufschlüsse im Jura und in der Kreide des Bielefelder Tales. Jahresbericht für 1908 des naturwissenschaftlichen Vereins für Bielefeld und Umgegend. Bielefeld 1909.

[3]) l. c.

[4]) Landwehr, Die Ammonitenzonen des Südflügels der Herforder Liasmulde in der Gegend des Bielefelder Tales. Ravensb. Blätter 1908.

der Verwitterung wenig Widerstand zu leisten vermochten und eine spätere Talbildung gerade hier leicht möglich wurde. Jetzt geht die Wasserscheide zwischen Weser und Ems quer durch den Paß, und die beiden kleinen Bäche, die auf der Paßhöhe entspringen, kommen bei ihrem geringen Wassergehalt kaum für die Erosion in Betracht.

Was das Alter der Gebirgsbildung betrifft, so ist sie mindestens postcretacisch, da die Kreide stark davon betroffen worden ist. Das nächste Tertiär ist das bekannte Oberoligocän von Bünde i. W., das aber auf das Alter der Osningfaltung keinen rechten Rückschluß gestattet. In der Verlängerung der Osningachse nach SO. hin erhalten wir auch keinen Aufschluß über das Alter der Hebung, da hier weder Kreide noch Tertiär vorhanden sind. Wir finden aber im Nordwesten, in der Gegend von Osnabrück, eine zur Osningachse parallele Hebungslinie, die »Piesberg-Achse«, der von HAARMANN[1]) wohl mit Recht frühtertiäres Alter zugeschrieben wird. Nach STILLE[2]) sind diese beiden Achsen als gleichaltrig anzusehen, so daß wir auch für die Heraushebung des Osnings ein alttertiäres Alter annehmen dürfen. Ob der Beginn der Aufwölbung schon in das Senon zu verlegen ist, wie WEGNER[3]) aus der verschiedenen Facies der Granulaten-Kreide des Münsterlandes schließt, mag dahingestellt bleiben. Die vorcretacische Faltung, die am südlichen Teutoburger Walde eine so große Bedeutung hat, ist am Osning, abgesehen von unbedeutenden Dislokationen, nur durch Schichtenlücken im Liegenden des Serpulits und dessen petrographische Ausbildung, speziell die Geröllhorizonte, angedeutet.

---

[1]) HAARMANN, Die geologischen Verhältnisse des Piesbergsattels bei Osnabrück. Dieses Jahrbuch. Berlin 1909. Teil I, S. 1.

[2]) STILLE, Das Alter der deutschen Mittelgebirge. Zentralbl. f. Mineral., Geolog. u. Paläontologie. Jahrg. 1909. Nr. 9, S. 270.

[3]) WEGNER, Die Granulatenkreide des westlichen Münsterlandes. Zeitschrift der Deutschen geolog. Gesellsch. 1905, S. 137.

Literaturverzeichnis.

Bärtling, Die Ausbildung und Verbreitung der Unteren Kreide am Westrande des Münsterischen Beckens. Zeitschr. der Deutschen geolog. Gesellsch. 1908, Bd. 60, Monatsber. S. 43.

Brauns, Der Mittlere Jura. Cassel 1869.

v. Dechen, Der Teutoburger Wald, eine geognostische Skizze. Verhandl. des Naturhist. Vereins der preuß. Rheinlande und Westfalens. Bd. 13, 1856, S. 363 ff.

Ders., Erläuterung zur geolog. Karte der Rheinprovinz und der Prov. Westfalen, Bd. 2. Geolog. und paläontolog. Übersicht. Bonn 1884.

Dunker, Monographie der Norddeutschen Wealdenbildung, Braunschweig 1846.

Elbert, Das untere Angoumien in den Osningketten des Teutoburger Waldes. Verhandl. des Naturhist. Ver. der preuß. Rheinlande u. Westfalens 1901.

Haarmann, Die geolog. Verhältnisse des Piesbergsattels bei Osnabrück. Jahrb. der Königl. Preuß. Landesanst. Berlin 1909, I, S. 1.

Koert, Geolog. und paläontolog. Untersuchung der Grenzschichten zwischen Jura und Kreide auf der Südwestseite des Selters. Inaug.-Dissert. Göttingen, 1898.

Landwehr, Ein Gipslager im Muschelkalk von Bielefeld. Ravensberger Blätter, Jahrg. 1901, Nr. 9.

Ders., Über den Nachweis des Schwarzen Juras im Teutoburger Walde südlich Bielefeld. XII. Jahresber. des Hist. Vereins für die Grafschaft Ravensberg. Bielefeld 1901.

Ders., Nachweis des Unteren Braunen Juras im Querpaß von Bielefeld. Ravensberger Blätter für Geschichte, Volks- und Heimats-Kunde. Bielefeld 1903.

Ders., Zur Tektonik des Teutoburger Waldes in der Gegend von Bielefeld. Ravensberger Blätter 1906.

Ders., Ein Einbruch von Jura-Schichten in das Muschelkalkgebiet der Sieker-Schweiz bei Bielefeld. Ravensberger Blätter 1906.

Ders., Die Ammonitenzonen des Südflügels der Herforder Liasmulde in der Gegend von Bielefeld. Ravensberger Blätter 1908.

Ders., Über einige neuere Aufschlüsse im Jura und in der Kreide des Bielefelder Tales. Jahresbericht für 1908 des Naturwissenschaftl. Vereins für Bielefeld und Umgegend. Bielefeld 1909.

Ders., Die Gliederung des Diluviums und Alluviums in der Gegend von Bielefeld. Ebenda.

Lohmann, Die geolog. Verhältnisse des Wiehengebirges zwischen Barkhausen a. d. Hunte und Engter. Erster Jahresber. des Niedersächs. geolog. Vereins. Geschäftsjahr 1908. Hannover 1909, S. 39 ff.

Mestwerdt, Der Teutoburger Wald zwischen Borgholzhausen und Hilter. Inaug.-Dissertation, Göttingen 1904.

Meyer, Der Teutoburger Wald (Osning) zwischen Bielefeld und Werther. Jahrb. der Königl. Preuß. Geolog. Landesanst. für 1903, S. 349 und Inaug.-Dissert., Göttingen 1903.

Müller, Gottfried, Die Lagerungsverhältnisse der Unteren Kreide westlich der Ems und die Transgression des Wealden. Jahrb. der Königl. Preuß. Geolog. Landesanst. für 1903, S. 184.

Roemer, F., Ein geognostischer Durchschnitt durch die Gebirgskette des Teutoburger Waldes. Neues Jahrb. für Min., Geolog. und Petrefaktenkunde 1845, S. 269—277 und Anmerkung dazu Neues Jahrb. für Min. usw. 1848, S. 790 ff.

Ders., Über die geognostische Zusammensetzung des Teutoburger Waldes zwischen Bielefeld und Rheine und der Hügelzüge von Bentheim. Neues Jahrb. für Min. usw. 1850, S. 400 ff.

Ders., Die jurassische Weserkette. Zeitschr. der Deutschen geolog. Gesellsch. 1857, S. 581 ff.

Spulski, Geologie der Gegend von Borgloh und Holte. 2. Jahresber. des Niedersächs. geol. Vereins. Geschäftsjahr 1909. Hannover 1910.

Stille, H., Der Gebirgsbau des Teutoburger Waldes zwischen Altenbeken und Detmold. Jahrb. der Königl. Preuß. Geol. Landesanst. für 1899, S. 3 ff.

Ders., Zur Kenntnis der Dislokationen, Schichtenabtragungen und Transgressionen im jüngsten Jura und in der Kreide Westfalens. Jahrb. der Königl. Preuß. Geol. Landesanst. für 1905, S. 103 ff.

Ders., Lieferung 147 der Geologischen Spezialkarte von Preußen. Berlin 1908.

Ders., Das Alter der deutschen Mittelgebirge. Zentralbl. für Mineral., Geol. und Paläontologie. Jahrg. 1909, Nr. 9, S. 270 ff.

Ders., Das Alter der Kreidesandsteine Westfalens. Monatsber. der Deutschen geol. Gesellsch., Bd. 61. Jahrg. 1909, Nr. 1, S. 17 ff.

Ders., Zonares Wandern der Gebirgsbildung. 2. Jahresber. des Niedersächs. geol. Vereins. Hannover 1909, S. 34 ff.

Ders., Osningprofile. 2. Jahresber. des Niedersächs. geol. Vereins, Geschäftsjahr 1909. Hannover 1909, S. XI.

Ders., Der Mechanismus der Osningfaltung. Jahrb. der Königl. Preuß. Geol. Landesanst. für 1910, Teil I, S. 357 ff.

Weerth, O., Neocomfauna des Teutoburger Waldes. Paläontologische Abhandlungen von Dames und Kayser, 1884, Bd. II, Heft 1, S. 1 ff.

Wegner, Die Granulatenkreide des westlichen Münsterlandes. Zeitschr. der Deutsch. geol. Gesellsch. 1905, S. 137.

Wetzel, Lias und Dogger des Teutoburger Waldes südlich von Bielefeld. Zentralbl. für Mineral., Geol. und Paläontol., Jahrg. 1909, Heft 5, S. 137—142.

Berlin, den 11. Februar 1911.

Ein neues Vorkommen von Phosphorit führender unteroligocäner Bernsteinformation bei Steinitten im Samlande und seine Natur als Diluvialscholle.

Von Herrn **Hans Hess von Wichdorff** in Berlin.

Mit Tafel 13 und zwei Profilen.

Gelegentlich meiner geologischen Aufnahmen im Samlande fand ich im Sommer 1907 in der weiten Geschiebemergelebene, die sich im Süden des Kurischen Haffes ausdehnt, in der Gegend zwischen Bledau und Powunden und zwar namentlich in den Feldmarken von Schulstein, Steinitten, Twergaiten, Adlig Heyde und Kiauten, ein ausgedehntes, bisher nicht bekanntes Oligocän-Vorkommen[1]) auf. Vielfach sind hier helle bis hellgrünliche Quarzsande (»Grünsande«) mit stark abgerollten Milchquarzkörnern und den für das Oligocän der samländischen Steilküste so charakteristischen grünen polierten Quarzen vorhanden. An anderen Stellen treten, z. B. unmittelbar bei Schulstein wie auch am Wege nach Twergaiten, schneeweiße mehlartige Staubsande auf; im Niveau des in diesem Gebiete übrigens meist in geringer Tiefe befindlichen Grundwasserhorizontes sind infolge von Ausscheidung

[1]) Bereits im Jahre 1903 hatte A. Jentzsch, ohne von dem in der Nähe an der Oberfläche anstehenden, hier beschriebenen Oligocän-Vorkommen Kenntnis zu haben, in einer Bohrung an der Windmühle bei Schulstein Oligocän (u. a. auch blaue Erde) nachgewiesen und ebenfalls schon als diluviale Scholle erkannt. Für die Mitteilung dieses Bohrprofils sowie einer Anzahl anderer Bohrungen aus dieser Gegend möchte ich Herrn Geh. Bergrat Prof. Dr. Jentzsch auch an dieser Stelle meinen verbindlichsten Dank aussprechen.

von Eisen und Mangan tiefschwarze Sande vorherrschend. In der Gegend von Steinitten und Adlig Heyde stehen hellgrüne bis tiefblaugrüne glaukonitreiche Tone mit diamantglänzenden polierten Quarzkörnern (Grünerde) meist in mehreren Metern Mächtigkeit an der Oberfläche an. Ihre petrographischen Eigenschaften, zusammen mit dem nie fehlenden Gehalt an Phosphoritknollen und Bernstein kennzeichnen diese Schichten mit hoher Wahrscheinlichkeit als »blaue Erde« der Bernsteinformation und deren hangende und liegende Schichten.

Das selbst in kleinen Bohrungen nachgewiesene, allerdings wohl nicht sehr häufige Auftreten von Bernstein in diesen unteroligocänen Schichten und die etwaige Möglichkeit einer staatlichen Gewinnung desselben in diesem Gebiete veranlaßten mich, das neue Vorkommen eingehend zu untersuchen. Ist doch nach Mitteilung des Gemeindevorstehers von Kiauten Bernstein in größeren Stücken an der Steinitten-Kiauter Grenze so häufig gefunden worden, daß sich seinerzeit Leute sogar unentgeltlich zur Räumung der Feldgräben meldeten gegen Erlaubnis, den dabei gefundenen Bernstein behalten zu dürfen. Auch in Trentitten ist Bernstein viel vorhanden. Ob die Vorkommen in der Steinitter Palwe wirklich bauwürdig sind, läßt sich gegenwärtig ohne größere Versuchsbaue noch nicht entscheiden. Der Abraum beträgt vielfach zwar nur 1—3 m. Stellenweise, wie z. B. beim Gute Steinitten und bei Adlig Heyde, wären sogar trockne Tagebaue einzurichten; im größten Teile des Gebietes aber liegt ein ziemlich starker Grundwasserhorizont, der vielfach als Schwimmsand entwickelt ist, über der blauen Erde und würde einem Abbau recht hinderlich sein, auch wenn der Bernsteingehalt sich als genügend erwiese.

Die grünen Glaukonittone, welche Träger des Bernsteins sind, enthalten zugleich meist eingelagerte Phosphoritknollen; stellenweise führen sie sogar reine Phosphorit-Bänke. Eine solche Phosphoritbank wurde von mir zwischen Gut Steinitten und dem Insthaus an der Twergaiter Straße auf mehr als 100 m Länge durch Schürfungen festgestellt. Sie bestand aus einem rostbraunen, eisenschüssigen Gemenge haselnuß- bis walnußgroßer runder, schwarz-

glänzender Phosphoritkugeln zusammen mit apfelgroßen rauhen und eckigen Phosphoritkonkretionen. Eingebettete Reste von Markasitknollen zeigen an, daß ursprünglich eine Ablagerung von Phosphorit- und Markasitknollen vorlag, die erst durch Zersetzung des Markasits in ein eisenschüssiges Phosphoritlager umgewandelt worden ist. Das aus den Schürfen herausgeförderte Phosphorit-Material sah daher äußerlich grobem eisenschüssigem Kies zum Verwechseln ähnlich. Die Mächtigkeit der Steinitter Phosphoritbank beträgt 30—60 cm. In einem Schurfe, in dem die Phosphoritbank — hier 52—60 cm mächtig — lokal deutlich nach Osten einfiel, ließ sich folgendes Profil beobachten (Fig. 1).

Figur 1.



Phosphoritbank im Oligocän von Steinitten.

Zwei Analysen, die im chemischen Laboratorium der Königl. Geolog. Landesanstalt von Steinitter Phosphoriten ausgeführt wurden, bestätigten, wie bereits der Augenschein zerbrochener oder entzwei geschlagener Phosphoritkugeln zeigte, daß diese etwa zur Hälfte von runden Quarzkörnern, zur anderen Hälfte aus reiner Phosphoritgrundmasse bestehen. Auffällig hoch ist der auch in anderen Phosphoriten beobachtete Fluor-Gehalt des Steinitter Phosphorits. Ob das Phosphorit-Vorkommen von Steinitten, das meist

nur 1—2 m Abraum besitzt, zu industriellen Zwecken abbauwürdig[1]) ist, muß erst durch weitere Untersuchungen festgestellt werden. Gegenwärtig werden von technischer Seite aus eingehende Untersuchungen über die Ausdehnung des Lagers und geeignete Aufbereitungsmethoden angestellt. Es wäre recht erfreulich, wenn durch diesen wissenschaftlichen Fund die ostpreußische Landwirtschaft die Möglichkeit einer eigenen, wenn auch kleinen Superphosphat-Industrie[2]) gewinnen würde.

Die Analysen ergaben Folgendes:

	I. Phosphorit von Steinitten. Nußgroße glänzende Kugeln. Analyt.: Dr. Eyme.	II. Phosphorit von Steinitten. Apfelgroße rauhe, eckige Stücke. Analyt.: Dr. Klöss.
SiO_2	51,93	54,81
Al_2O_3	1,11	2,62
Fe_2O_3	3,65	8,42
CaO	19,88	11,58
MgO	0,47	0,74
K_2O	0,90	1,31
Na_2O	0,49	0,19
H_2O	2,64	5,67
SO_3	0,85	0,41
S	0,13	—
CO_2	2,31	1,00
P_2O_5	13,61	10,67
$CaFl_2$	2,13	1,74
Organische Substanz	0,24	0,43
Summe	100,34	99,59

[1]) In diesem Falle könnte Bernstein als Nebenprodukt gewonnen werden. Da der Bernstein in Ostpreußen zu den Regalien gehört, dürfte er gegen übliche Bezahlung der staatlichen Bernsteinsammelstelle in Cranz zu überweisen sein.

[2]) Eine eigenartige Fügung des Schicksals will es, daß gerade die Steinitter Palwe, in deren Untergrund in geringer Tiefe ein solches Natur-Düngemittel ruht, zu den wenigen unfruchtbaren Stellen inmitten einer blühenden, ertragreichen Landwirtschaft gehört. Die Steinitter Palwe hat allen landwirtschaftlichen Kulturversuchen sich bisher fast unzugänglich gezeigt.

Eine ähnliche Phosphorit-Bank hat vor vielen Jahren Berendt an der samländischen Steilküste in der Blauen Rinne bei Georgenswalde in gleichalterigen Schichten aufgefunden. Er erwähnt dabei folgende Analysenergebnisse, die dem Steinitter Vorkommen völlig entsprechen:

Phosphorit aus der Blauen Rinne bei Georgenswalde.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.
P_2O_5	12,08	12,35	13,07	13,77	14,09	19,58	23,80	35,78
CO_2	0,42	1,84	1,98	2,44	2,06	2,30	3,03	1,89
SiO_2 (Sand). .	67,94	58,93	61,80	39,90	52,94	37,46	10,05	9,31

Von besonderer Wichtigkeit für die Beurteilung des Steinitter Oligocän-Vorkommens erwies sich ferner die Entscheidung der Frage, ob man es mit tatsächlich Anstehendem, also ursprünglicher Lagerstätte, zu tun habe, oder ob eine große diluviale Scholle vorliege. Obwohl die Nachbarschaft der ausgedehnten anstehenden Oligocänablagerungen der samländischen Steilküste und die Größe des neuen Vorkommens auch hier das Anstehen des Oligocäns recht wahrscheinlich machten, hat die Untersuchung das Gegenteil ergeben und damit gezeigt, wie vorsichtig man mit solchen Schlüssen sein muß. Auf meine Veranlassung wurden im Sommer 1910 von seiten der Königl. Geolog. Landesanstalt durch den Bohrmeister Schreiber in der Steinitter Palwe mehrere tiefere Bohrungen niedergebracht. Die Bohrungen waren von mir am Wege von Steinitten nach Twergaiten so verteilt, daß sie einen Querschnitt durch das ganze Steinitter Oligocän-Vorkommen gewähren (vergl. die beigegebene Übersichtskarte, Bohrungen I, II und III). Sie hatten folgende Ergebnisse:

Bohrung I.

Gut Steinitten, an der Südostecke des Gutshofes.

0— 1,50 m Grüner sehr sandiger Geschiebelehm mit nordischen und einheimischen (Tote Kreide-) Geschieben	Diluvium

1,50— 2,00 m	Gelbbrauner glimmerreicher kalkfreier Ton mit einer eisenschüssigen Phosphorit-Bank		Oligocänscholle
2,00— 2,25 »	Dunkelgrüner glimmerhaltiger sandiger Glaukonitton		
2,25— 2,70 »	Grüner glaukonitischer Quarzsand (Grünsand)		
2,70— 5,50 »	Dunkelgrüner glimmerhaltiger sandiger Glaukonitton	mit einzelnen Bernstein-Stücken	
5,50— 6,50 »	Dunkelgrüner glimmerhaltiger sandiger Glaukonitton mit zahlreichen Phosphorit-Konkretionen (von 5,70—6 m besonders reich an Phosphorit)		
6,50— 8,20 »	Dunkelgrüner glimmerhaltiger sandiger Glaukonitton mit wenig Phosphorit-Konkretionen		
8,20—11,00 m	Fetter Geschiebemergel mit viel aufgearbeitetem Oligocän-Material		Diluvium
11,00—30,00 »	Rötlichgrauer und grauer normaler Geschiebemergel		

Bohrung II.

Vor dem Insthause am Wege von Steinitten nach Twergaiten.

0— 0,90 m	Grünlicher Geschiebelehm	Diluvium
0,90— 1,30 m	Rotbraune eisenschüssige Phosphoritbank	Oligocänscholle
1,30— 1,60 »	Dunkelgrüner glimmerhaltiger sandiger Glaukonitton	
1,60— 2,20 »	Dunkelgrüner fetter Glaukonitton mit Phosphoritkonkretionen	
2,20— 2,70 »	Grünlicher Quarzsand (Grünsand)	
2,70— 3,70 »	Heller feiner sandiger Quarzkies	
3,70—12,80 »	Heller grünlicher grober Quarzsand (Grünsand)	
12,80—14,50 »	Grüner glimmerhaltiger sandiger Glaukonitton	
14,50—15,50 »	Dunkelgrüner glimmerhaltiger fetter Glaukonitton	
15,50—15,75 m	Grauer fetter schwach glaukonitischer Ton mit vielen Tote Kreide-Geschieben	Senonscholle (?)
15,75—33,40 m	Normaler grauer Geschiebemergel	Diluvium
33,40—40,10 m	Heller glimmer- und glaukonithaltiger Kreidemergel mit zahlreichen eingeschalteten 10 cm bis 1 m starken Felsbänken von schwarzer kiesliger »Harter Kreide«	Senon (anstehend)
40,10—41,35 »	Weiße Schreibkreide mit Fossilien (*Ostrea vesicularis*, Belemniten, Seeigelstacheln usw.)	
41,35—42,30 »	Glaukonitischer heller Kreidemergel mit eingeschalteten dünnen Felsbänken von schwarzer kieseliger »Harter Kreide«	

Bohrung III.

Twergaiter Sandgrube.

0— 0,50 m	Schwach lehmig-kiesiger Sand mit zahlreichen größeren nordischen Geschieben	Diluvium
0,50— 3,00 »	Grober diluvialer Spatsand mit viel beigemengtem oligocänen Sand-Material	
3,00— 6,00 m	Schwach grünlicher heller grober Quarzsand (Grünsand)	Oligocänscholle
6,00— 7,00 »	Quarzkies aus abgerollten (polierten) Quarzkörnern mit wenig Phosphoritkonkretionen	
7,00— 9,00 »	Grüner glaukonithaltiger Quarzsand	
9,00—10,50 »	Toniger Quarzsand	
10,50—11,25 »	Dunkelgrüner glimmerhaltiger sandiger Glaukonitton mit Phosphoritkonkretionen	
11,25—12,20 m	Hellgrauer schwach glimmerhaltiger fetter Glaukonitton	z. T. Senonscholle
12,20—12,25 »	Harter Kreide-Fels	
12,25—12,40 »	Dunkelgraue fette kalkfreie Letten mit schwachen Glaukonitstreifen	
12,40—12,65 »	Fels von harter Kreide mit Glaukonitstreifen	
12,65—31,00 m	Grauer Geschiebemergel, meist normal, jedoch bankweise fette, dunkle tertiäre kalkfreie Glimmerletten, als typische Grundmoräne verarbeitet, enthaltend	Diluvium

Neuerdings wurden mir ferner von Herrn Geheimen Bergrat Prof. Dr. Jentzsch die Ergebnisse einer im Jahre 1903 für die Wasserversorgung des Ostseebades Cranz niedergebrachten Versuchsbohrung zugänglich gemacht, welche obige Beobachtungen durchaus bestätigt (Bohrung IV):

Bohrung IV.

Kiesgrube an der Schulsteiner Windmühle.

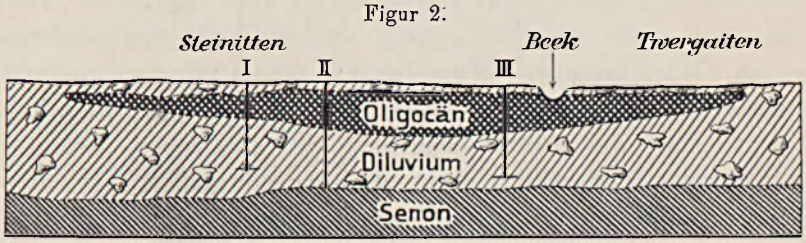
0— 0,80 m	Geschiebemergel	Diluvium
0,80— 1,00 »	Heller Sand	
1,00— 4,70 m	Schwarzer wasserreicher Quarzsand	Miocänscholle
4,70— 6,00 »	Weißer Quarzsand	
6,00— 8,90 »	Nasser Quarzsand	
8,90— 9,20 »	Graue fette Miocänletten	

9,20—16,00 m	Grüner grober Quarzsand (Grünsand)	Oligocänscholle
16,00—18,00 »	Blaue Erde mit Bernstein	
18,00—21,10 »	Dunkelgrüner glimmerhaltiger Glaukonitton (Grünerde)	
21,10—30,20 m	Grauer normaler Geschiebemergel	Diluvium

Die Bohrungen ergeben somit, daß:

1. das Steinitter Oligocän 7—14½ m mächtig ist und
2. an manchen Stellen von Miocän überlagert, an anderen Orten von Kreide unterlagert wird, daß ferner
3. unter dem Oligocän überall 17½ bis über 20 m mächtige Ablagerungen von typischem Geschiebemergel folgen, woraus sich seine zweifellose diluviale Schollen-Natur ohne weiteres ergibt;
4. das anstehende Gebirge (Kreideformation) unter dem Geschiebemergel in normaler Höhenlage in der Tiefe angetroffen wird, in der es zahlreichen Bohrungen der weiteren Umgegend gemäß zu erwarten stand.

Figur 2.



Querschnitt durch die Steinitter Oligocän-Scholle.

Das ganze ausgedehnte, über 4 Kilometer lange und 2 Kilometer breite Oligocän-Vorkommen von Steinitten ist demnach eine einzige, gewaltige diluviale Scholle.

Die beigegebene schematische Profilskizze der Steinitter Oligocänscholle zeigt ihre Lage unmittelbar an der Erdoberfläche und die allgemeinen geologischen Lagerungsverhältnisse (Fig. 2).

Zum Schluß sei noch kurz auf die ursprüngliche Lagerstätte der Steinitter Oligocänscholle hingewiesen. Möglich ist, daß sie

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

dem Untergrunde der nächsten Nachbarschaft angehört und vom Eisrande einfach aufgeschoben wurde. Viel wahrscheinlicher aber ist die Deutung, daß sie an der nur 4 Kilometer entfernten Ostseeküste in der Gegend von Cranz ihre Heimat hat, wo die aus dem tiefgelegenen Ostseebecken heranrückenden Inlandeismassen gewaltige Höhenunterschiede überwinden mußten und die harten Kreidefelsen, die noch heute hier in ganz geringer Tiefe (19—21 m) anstehen, ihnen starken Widerstand boten. Hier, wo die Energie des vorrückenden Inlandeises am stärksten sich entwickelte, dürfte die Steinitter Oligocänscholle ihren Ursprung haben.

Berlin, den 10. Mai 1911.

Die Tiefbohrung Waurichen I.

Von Herrn **A. Quaas** in Berlin.

Von den zahlreichen Steinkohlenbohrungen, die in den letzten Jahren im nördlichen Teile der Wurmmulde zwischen Rur und Wurm niedergebracht worden sind, beansprucht ein besonderes Interesse die Tiefbohrung Waurichen I; einmal wegen ihrer Lage, zum anderen wegen der in ihr erreichten Tiefe. Letztere beträgt rund 1000 m. Waurichen I stellt damit das zur Zeit tiefste Bohrloch im westrheinischen Steinkohlengebiete auf deutschem Boden dar.[1]) Der Bohrpunkt selbst liegt etwa 4,5 km östlich von Geilenkirchen, auf dem gleichnamigen Meßtischblatte (65,5, Lieferung 166), dicht am Westausgange des Dorfes Waurichen (Kreis Geilenkirchen), damit eben noch außerhalb des breiten tertiären Rurtalgrabens, dessen SO.-NW. gerichtete Südgrenze dicht südlich von Geilenkirchen verläuft. Die Bohrung wurde in 111,5 m über N. N. Meereshöhe auf der Hochfläche der diluvialen Niederrheinischen Hauptterrasse angesetzt und im Auftrage der Firma Gebr. Röchling zu Völklingen a. Saar durch die Internationale Bohrgesellschaft zu Erkelenz ausgeführt.

Dank dem Entgegenkommen der bohrunternehmenden Firma war es dem Verfasser möglich, den Fortgang der Aufschlußarbeiten im einzelnen zu verfolgen, vom Deckgebirge eine vollständige Folge von Bohrproben zu entnehmen und mit deren Hilfe ein

[1]) Nach ursprünglicher Absicht der Firma Gebr. Röchling sollte mit der Bohrung versucht werden, das Produktive Carbon zu durchteufen. Die Ausführung dieses Planes scheiterte an der Festigkeit der zu durchörternden Schichten des Steinkohlengebirges. Die in 1000 m Teufe angefahrenen harten Sandsteine zwangen zur Einstellung der Bohrversuche.

genaues Schichtenverzeichnis aufzustellen. Das Bohrprofil des Steinkohlengebirges selbst wurde den vom Bohrmeister geführten Bohrlisten entnommen. Deren Angaben wurden z. T. ergänzt, belegt und sichergestellt durch eine reichhaltige, sorgfältig ausgewählte Gesteinsfolge, die der damalige Leiter der Bohrung, Herr diplom. Bergingenieur Dr. E. Grosse, aus den gezogenen Bohrkernen zusammengestellt und dem Verfasser für die Bohrprobensammlung der Königlichen Geologischen Landesanstalt liebenswürdigerweise überlassen hat.

Genannter Herr hatte sich auch der sehr dankenswerten Mühe unterzogen, die aus den Bohrkernen gewonnenen Pflanzen- und Tierversteinerungen schon genau und — wie eine Nachprüfung ergab — durchaus einwandsfrei zu bearbeiten. Die Bestimmungen wurden, um die Autorschaft des Herrn Dr. E. Grosse voll zu wahren, ohne jede Änderung übernommen.

Die Tiefbohrung Waurichen I wurde für das Deckgebirge als Spülbohrung angesetzt, im Steinkohlengebirge zunächst als Kern-, in größerer Tiefe als Meißelbohrung weitergeführt.

Sie ergab das folgende Schichtenprofil (vergl. S. 355).

Zur Erklärung des Profiles:

Im Deckgebirge, dessen Mächtigkeit nahezu 600 m — genau 570,80 m — beträgt, fällt besonders die starke Entwicklung des Pliocäns — als »Kieseloolithstufe« — auf. Miocän und Oligocän zeigen eine für die Niederrheinische Bucht und im besonderen für deren westlichen Teil normale Ausbildung. Die Mächtigkeit der miocänen Braunkohlenformation von knapp 110 m — zwischen 282,20—391 m Teufe — tritt stark zurück gegenüber derjenigen der pliocänen Kieseloolithstufe, die hier 243 m beträgt. Das Oligocän, das zwei, vielleicht sogar alle drei Stufen dieser Formation umfaßt, ist rund 270 m mächtig entwickelt. Es tritt zwischen 391—570,80 m Teufe auf und wird direkt von den Schichtenfolgen des Produktiven (= Ober-) Carbons unterlagert. Ältere Tertiärbildungen, wie auch mesozoische und permische Ablagerungen fehlen in Waurichen, sind also hier überhaupt nicht abgelagert oder doch vor Absatz der Oligocänschichten wieder zerstört und restlos aufgearbeitet worden.

Höhe über / unter N.N	Tiefe m	Mächtigkeit m	Gebirgsschichten	Stufe	Formation
+ 111,50	0,00 — 3,00	3,00	gelbbrauner Lehm (»Grauerde«)	Löß	Diluvium
	3,00 — 5,00	2,00	hellgelber Mergel		
	5,00 — 8,00	3,00	graugelber, toniger Feinsand mit vereinzelten kleinen Geröllen		
	8,00 — 10,00	2,00	rotgelber, schwach kiesiger Sand (Rhein-Maas-schotter)	Haupt-Terrasse	
	10,00 — 21,50	11,50	gelbroter und grauer, grober Kies (Rhein-Maas-schotter)		
	21,50 — 28,70	7,20	grauweißer, feinkörniger Sand (Rhein-Maas-schotter)		
	28,70 — 31,50	2,80	hellgrauer, gelbgefleckter, schwach kalkhaltiger, feinsandiger Ton	Tegelen-Stufe	
	31,50 — 39,00	7,50	grauweißer, grober Quarzkies mit zahlreichen Feuersteinen	Älteste Schotter	
+ 72,50	39,00 — 40,00	1,00	grauschwarzer, stark humoser Ton mit Braunkohlentrümmern	Kieseloolith-stufe	Pliocän
+ 71,50	40,00 — 40,80	0,80	erdige bis dichte Braunkohle mit zahlreichen Holzresten (Lignit)		
	40,80 — 50,00	9,20	brauner, humoser Quarzsand (Braunkohlensand)		
	50,00 — 90,00	40,00	grauweißer, kiesiger Quarzsand (z. T. tonig verunreinigt)		
	90,00 — 150,00	60,00	grauweißer, sandiger, feinkörniger Quarzkies mit vereinzelten Kieseloolithen usw.		
	150,00 — 190,00	40,00	grauweißer, kiesiger, scharfer Sand		
	190,00 — 220,00	30,00	grauweißer, fein- bis mittelkörniger Quarzkies mit Kieseloolithen usw.		
— 108,50	220,00 — 230,00	10,00	erdige bis dichte Braunkohle		
	230,00 — 241,50	11,50	grauschwarzer, humoser, toniger Quarzsand mit Braunkohlenresten		
	241,50 — 270,00	28,50	schwarzgrauer Braunkohlensand mit Braunkohlen- und Holzresten		
	270,00 — 282,20	12,20	grauweißer, feinkörniger Quarzkies mit Kieseloolithen usw.		
— 170,70	282,20 — 290,00	7,80	weißer, glimmerführender Quarzsand	Braunkohlen-formation	Miocän
	290,00 — 320,00	30,60	hellgrauer, feiner Quarzsand mit Feuersteinschicht (»Wallstein-schicht«)		
	320,00 — 391,00	71,00	weißer Quarzsand (»Silbersand«)		

Höhe über / unter N.N.	Tiefe m	Mächtigkeit m	Gebirgsschichten	Stufe	Formation
— 279,50	391,00—406	15,00	grauer, feinkörniger, glaukonitischer kalkhaltiger Sand mit festen Tonschichten	Ober-	Oligocän
	406,00—452,00	46,00	Grünsand mit Muschelbänken		
	452,00—483,00	31,00	Grünsand mit festen Tonschichteneinlagen		
— 371,50	483,00—503,00	20,00	gelber, feinkörniger, kalkfreier Glaukonitsand	Mittel-	
	503,00—527,50	24,50	grauer, kalkhaltiger, glaukonitischer Sand mit Muscheln und mit vereinzelten schwarzen Geröllen (= Phosphoriten)		
	527,50—541,00	13,50	grauer, feinkörniger, kalkhaltiger Glaukonitsand mit eingelagerten festen Schichten (= Tonbank)		
	541,00—553,50	12,50	grauer, sehr feinkörniger, kalkhaltiger, glaukonitischer Sand mit vereinzelten Quarzgeröllen		
	553,50—570,50	17,00	gelber, kalkfreier, schwach glaukonitischer Sand (z. T. unrein)		
	570,50—570,80	0,30	graublauer, fetter Ton mit Schieferbrocken (= Baggert)		
— 459,30	570,80—592,20	22,40	schwarzgrauer Schieferton	Produktives (= Ober-)	Carbon
— 480,70	592,20—594,35	2,15	Steinkohle (= Fundflöz I)		
	594,35—596,70	2,35	schwarzgrauer Schieferton		
	596,70—597,00	0,30	Sandschiefer		
	597,00—602,20	5,20	grauschwarzer Schiefer		
	602,20—603,00	0,80	grauer, sehr fester, zerklüfteter Sandstein		
	603,00—604,00	1,00	grauschwarzer Schiefer		
	604,00—605,50	1,50	sehr fester, glimmerreicher Sandstein		
	605,50—623,50	18,00	dunkelgrauer, glimmerreicher Schiefer		
— 512,00	623,50—624,24	0,74	Steinkohle		
	624,24—624,65	0,41	dunkelgrauer Schiefer		
	624,65—624,87	0,22	Steinkohle		
	624,87—625,02	0,15	dunkelgrauer, glimmerreicher Schiefer		
	625,02—625,26	0,24	Steinkohle		
	625,26—625,37	0,11	grauschwarzer Schieferton		

Höhe über / unter N.N.	Tiefe m	Mächtigkeit m	Gebirgsschichten	Stufe	Formation
	625,37—625,54	0,17	Steinkohle		
	625,54—628,40	3,26	dunkelgrauer Schieferton		
	628,80—637,60	8,80	grobkörniger Sandstein		
	637,60—647,20	9,60	dunkelgrauer Schiefer		
	647,20—648,00	0,80	feinkörniger Sandstein		
	648,00—648,50	0,50	dunkelgrauer Schiefer		
	648,50—649,20	0,70	feinkörniger Sandstein		
	649,20—653,00	3,80	dunkelgrauer Schiefer		
	653,00—661,45	8,45	grobkörniger, splittriger Sandstein		
	661,45—667,85	6,40	dunkelgrauer Schiefer		
	667,85—669,75	1,90	dunkelgrauer Schiefer mit Sandsteinbank	Produktives	
	669,75—682,45	2,50	sehr harter, feinkörniger Sandstein		
	682,45—693,75	11,30	grauschwarzer, sandiger Schiefer		
	693,75—708,95	15,20	feinkörniger, splittriger Sandstein		
	708,95—711,45	2,50	dunkelgrauer Schieferton		
	711,45—722,80	11,35	feinkörniger, sehr harter Sandstein		Carbon
	722,80—726,30	3,50	grauer Schieferton		
	726,30—726,97	0,67	Steinkohle		
	726,97—740,50	13,53	grauer Schieferton mit dünnen Lagen sehr harten Sandsteines		
	740,50—744,50	4,00	sehr harter, feinkörniger Sandstein		
	744,50—746,95	2,45	dunkelgrauer Schieferton mit dünnen Sandsteinlagen	(= Ober-)	
	746,95—757,35	10,40	dunkelgrauer Schieferton, z. T. sandig und glimmerreich		
— 645,85	757,35—758,65	1,30	Steinkohle		
	758,65—759,65	1,00	grauer Schieferton mit dünnen Sandsteinlagen		
	759,65—765,65	6,00	milder, grauer Schieferton		
— 654,15	765,65—766,42	0,77	Steinkohle		
	766,42—774,85	8,43	Letten mit Sandsteinbrocken (Störung!)		
	774,85—783,85	9,00	sehr harter, gelbgrauer, feinkörniger, klüftiger Sandstein		
	783,85—792,85	9,00	loser, grauer Schiefer		

Höhe über / unter N.N.	Tiefe m	Mächtigkeit m	Gebirgsschichten	Stufe	Formation
	792,85—805,10	12,25	loser Schiefer mit Sandsteinlagen[1])		
	805,10—815,25	10,15	sehr harter, feinkörniger Sandstein		
	815,25—858,45	43,20	loser, grauer Schiefer mit dünnen Sandsteinlagen		
	858,45—875,70	17,25	sehr harter, feinkörniger, grauer Sandstein		
	875,70—878,00	2,30	loser, grauer Schiefer mit Sandsteinlagen	Produktives	
	878,00—933,00	5,09	harter, grauer, feinkörniger Sandstein		Carbon
	933,00—986,30	53,30	fester, kräftiger Sandstein mit Schieferlagen	(= Ober-)	
	986,30—988,00	1,70	glimmerreicher, fester, hellgrauer Kohlensandstein		
			hellgrauer Sandstein		
	988,00-1000,30	12,30	sehr fester, feinkörniger Sandstein		
— 888,80		1000,30			

Im einzelnen ist zu den durchörterten Gesteinsfolgen des Deckgebirges das Nachfolgende zu bemerken.

Diluvium.

Als diluviale Bildungen sind im Bohrprofile zu unterscheiden:

Löß,
Hauptterrasse,
Tegelen-Stufe,
Älteste Schotter.

Ihre Gesamtmächtigkeit beträgt 39 m.

Löß.

Die obersten 8 m der diluvialen Schichtenfolgen werden von Lößabsätzen gebildet, die bis zu 3 m Tiefe entkalkt und zu einem gelbbraunen, z. T. tonstreifigen, feinsandigen Lehm umgewandelt sind. Dieser als »Grauerde« zu bezeichnende Lehm stellt

[1]) Ab 774,95 m Teufe Meißelbohrung. Der Verf.

ein im Lößgebiete der Niederrheinischen Bucht weit verbreitetes Verwitterungs- und Umwandlungsprodukt des ursprünglich abgesetzten, hellgelben, kalkhaltigen Lösses — des »Mergels« — dar, das unter besonderen Bedingungen entstanden ist. Es hat sich unter langandauernder Vegetationsdecke bei teilweisem Luftabschlusse und bei zeitweiser Wasserbedeckung durch das Zusammenwirken der Kohlensäure und der Humussäuren des Bodens gebildet[1]). —

Unter dem gelbbraunen Lößlehm folgt 2 m mächtiger reiner, gelber, kalkhaltiger Löß (»Mergel«).

Ihn unterlagert ein graugelber, toniger Feinsand von 3 m Mächtigkeit, der nur in den untersten Schichten noch schwachen Kalkgehalt aufweist und in den Bohrproben vereinzelte kleine Quarzgerölle enthält.

Er dürfte noch als Löß zu bezeichnen sein und nach Lagerung und Ausbildung den deutlich geschichteten, z. T. sand- und geröllstreifigen Feinsandbildungen entsprechen, die in der Gegend von Erkelenz und Rheindahlen (Blatt Erkelenz [51, 60]) den ungeschichteten reinen Löß unterlagern und als Lößabsatz durch und unter Wasser (= »Beckenlöß«) aufzufassen sind.

Der überlagernde, ungeschichtete Löß stellt dann dort wie in Waurichen jedenfalls das Umlagerungsprodukt dieses fluviatilen Lösses durch den Wind dar.

Die unter den Lößbildungen folgenden, vorwiegend kiesig-sandigen Absätze wurden bisher als die Aufschüttungen einer einheitlichen Terrassenstufe, der »Hauptterrasse«, betrachtet, in welcher die ältesten und höchstgelegenen Schotterablagerungen der Diluvialzeit zusammengefaßt wurden.

In Bestätigung älterer Vermutungen[2]) haben in jüngster Zeit Beobachtungen, unter anderen die der Herren G. Fliegel und

[1]) Vergl. dazu: Erläuterungen zu den Blättern der Lieferungen 142 und 144 der Geolog. Spez.-Karte von Preußen usw.

[2]) Vergl. d. Verf.: Erläuterungen zum Blatte Vettweiß (Lieferung 144, Blatt 14) und zu den Blättern Jülich, Bergheim und Buir (Lieferung 142, Blätter 1, 2 und 8).

J. Stoller[1]) in weiter nördlich gelegenen, z. T. vereist gewesenen Gebieten des Niederrheines — bei Cleve und bei Tegeln — gezeigt, daß sich diese Hauptterrasse aus den Absätzen zweier altersverschiedener Aufschüttungsperioden aufbaut. Diese werden im eisfreien Gebiete der Niederrheinischen Bucht durch einen Zeitabschnitt überwiegend einschneidender Tätigkeit des fließenden Wassers getrennt, der im nördlich anstoßenden Glazialgebiete durch deutliche Interglazialbildungen sich auszeichnet. Die in der Hauptterasse heute zusammen auftretenden und scheinbar ohne Unterbrechung aufeinanderfolgenden Ablagerungen liegen also diskordant übereinander. Die altersverschiedenen, auch nach ihrer Gesteinszusammensetzung und nach ihrem Gesamthabitus deutlich und genauer unterscheidbaren Gesteinsfolgen, die im Gebiete der Niederrheinischen Bucht in einer scheinbar einheitlichen Terrassenstufe vereinigt sind, treten im Rheintale weiter südlich, wie E. Kaiser[2]) schon feststellte, in zwei von einander getrennten Terrassenstufen auf, indem sich bei Koblenz von der Hauptterrasse eine höhere, älteste Diluvialterrasse abhebt, die innerhalb der Niederrheinischen Bucht unter die Aufschüttungen der Hauptterasse untertaucht. Beide Schotterterrassen werden durch eine Feinsand- und Tonzwischenschicht[3]) deutlich getrennt, die als eine selbständige Aufschüttung zu betrachten und weiter nördlich am Niederrhein, im Bereiche ehemaliger Vereisung, nach G. Fliegel und J. Stoller[4]) als die Ablagerung einer Interglazialzeit, und zwar der ältesten, anzusprechen ist und als »Tegelen-Stufe« bezeichnet wird.

Diese Tegelen-Stufe ist in sandig-toniger Ausbildung auch in der Bohrung Waurichen vorhanden und auszuscheiden.

---

[1]) G. Fliegel und J. Stoller: Jungtertiäre und altdiluviale pflanzenführende Ablagerungen im Niederrheingebiet. Dieses Jahrb. 1910, Bd. XXXI, Teil I, S. 238—241.

[2]) E. Kaiser: »Die Entstehung des Rheintales«. Vortrag i. d. Vers. Deutscher Naturforscher und Ärzte. Cöln 1908.

[3]) So besonders deutlich in der Kiesgrube der Gemeinde Neuwerk, im Viersener Horste, westlich von Bettrath. (Meßtischblatt Viersen [52, 43]), wo diese Feinsandschicht Ende September 1910 sehr gut aufgeschlossen war. D. Verf. Vergl. auch P. G. Krause: »Über einen fossilführenden Horizont im Hauptterrassendiluvium des Nieder-Rheins«. Dieses Jahrb. 1909, Bd. XXX, S. 91—108.

[4]) G. Fliegel und J. Stoller: a. a. O. S. 227—257.

Die in der bisherigen Hauptterrasse vereinigten Schotter zweier Aufschüttungsstufen unterscheiden sich in ihrer petrographischen Zusammensetzung derart, daß die unteren, Ältesten Diluvialschotter sich vorwiegend aus grauweißem, sandig-feinkiesigem, überwiegend quarzigem Materiale aufbauen und fast lehmfrei sind, während die jüngeren, eigentlichen »Hauptterrassenschotter« großenteils bunt zusammengesetzte, besonders eisenreichere, daher meist rotgelb gefärbte, auch stärker ton- und lehmhaltige Gesteinsschichten bilden.

Hauptterrasse.

Als Hauptterrassenschotter sind in Waurichen die Ablagerungen zwischen 8—28,70 m Tiefe aufzufassen. Die Hauptterrasse ist also hier 21 m mächtig entwickelt. Die eisenreichen, rotgelben, kiesigen Sande, wie die sie unterlagernden gelbroten, groben Kiese werden überwiegend aus milchweißen, auch wasserhellen Gangquarzen, daneben aus grauen, grünen und roten Quarziten cambrischen und devonischen Alters aufgebaut. Auch schwarze, weiß durchtrümerte Lydite, braune Kieselschiefer, gelbe nnd rote Devonsandsteine, rote Eisenkiesel und fahlgraue Grauwackenschiefer kommen in ihnen vor. Feuerstein- und Chalcedonbruchstücke treten nur vereinzelt auf.

Auffallend ist die Mächtigkeit (7,2 m) der grauweißen, feinkörnigen Quarzsande mit meist reichlichem Glimmergehalte an der Basis der Hauptterrasse. In ihnen liegt jedenfalls aufgearbeitetes Material der »Ältesten Diluvialschotter« vor.

Tegelen-Stufe.

Als Absätze der Tegelen-Stufe sind die 2,8 m mächtigen, hellgrauen, gelbgefleckten, feinsandigen Tone in 28,70—31,50 m Teufe zu deuten. Ihre Feinsandnatur und ihr Kalkgehalt — im Gegensatz zu den unter- und überlagernden, heute kalkfreien Diluvialschottern — charakterisieren diese Tonbildungen als eine selbständige Aufschüttungsstufe mit Absatzbedingungen, die von denen zur Zeit der Terrassenausschüttungen durchaus verschieden sind. Sie stellen jedenfalls Ablagerungen in nur wenig bewegtem Wasser dar, also wahrscheinlich in größeren und kleineren Becken, die nach der Zeit der Aufschüttung der Ältesten Diluvialschotter deren

Oberfläche bedeckten. Auf dem Boden der Becken wurden randlich mehr tonige, nach dem Beckeninnern zu überwiegend feinsandige Bildungen abgelagert. Bei Waurichen gelangten »Beckentone« zum Absatz.

Die Ältesten Diluvialschotter.

Die grauweißen, groben Kiese dieser ältesten diluvialen Terrassenstufe setzen sich ganz überwiegend aus Kieselgesteinen zusammen, vor allem aus wohlgerundeten, milchweißen Gangquarzen, daneben aus hellfarbigen (grauen und grünlichen) Quarziten. Seltener schon liegen schwarze Lydite und Radiolarite, sowie braune Kieselschiefer vor, vereinzelt nur harte Ardennensandsteine.

Auffallend reich sind namentlich die untersten Lagen der im ganzen 7,5 m mächtigen, zwischen 31,50—39 m Teufe auftretenden Schotteraufschüttung an Feuersteinen.

Diese Feuersteine, die zum Teil erhebliche Abmessungen besitzen, sind größtenteils stark zersetzt und kräftig patiniert. Sie treten sowohl in der Form der bläulichweißen, gut abgerollen »Feuersteineier« (v. Dechen), als auch in der Ausbildung der löcherigporigen, oft seltsam und unregelmäßig gestalteten sogen. »Gekröse-feuersteine« (v. Dechen) auf. Letztere sind besonders stark verwittert, so daß oft nur der innerste Kern frisch erhalten ist und die ursprünglich grüne, braune oder schwarze Farbe noch erkennen läßt.

In den sandigen Beimengungen der Schotter fallen die aufgearbeiteten bezeichnenden Gesteine der Kieseloolithstufe auf, also Kieseloolithe und verschiedenfarbige, glasglänzende, abgerollte Kieselgesteine.

Pliocän.

Unter den diluvialen Hauptterrassenschottern folgen — mit anderwärts sicher beobachteter Erosionsdiskordanz — in der Bohrung Waurichen 1 m mächtige grauschwarze, stark humose Tone mit Braunkohlenresten. Sie gehen bei 40 m Teufe in ein 0,80 m starkes Kohlenflöz über, das aus erdiger, stark mit Holzresten (»Lignit«) durchsetzter Braunkohle sich aufbaut. Die Struktur des Holzes weist auf Nadelholz hin. Auf die Braunkohle folgen 9,20 m braune, humose Quarzsande (»Braunkohlensande«).

Es ist bezeichnend für den Aufbau des Untergrundes der Gegend von Geilenkirchen zwischen Rur und Wurm, daß die Absätze des Pliocäns mit meist humosen Tonen und tonigen Feinsanden mit dünnen Braunkohleneinlagerungen abschließen.

Die charakteristischen, kieseloolithführenden Sande und Kiese dieser Formationsstufe beginnen in Waurichen bei 50 bezw. bei 90 m Teufe und setzen in Wechsellagerung — ohne Unterbrechung — bis zu 220 m Teufe fort[1]). Kieseloolithe selbst und verkieselte Versteinerungen konnten in den Bohrproben nur vereinzelt festgestellt werden, am häufigsten zwischen 190—220 m Teufe.

Auffallend ist neben der Mächtigkeit von 170 m die Grobkörnigkeit dieser fast glimmerfreien Quarzschotter. Die Schichten setzen sich überwiegend aus mittel- bis grobkörnigen Kiesen zusammen, während im allgemeinen in der Breitenlage von Geilenkirchen die sandigen und feinkiesigen Ablagerungen der Kieseloolithstufe vorzuherrschen scheinen.

Zwischen 220—230 m Teufe tritt in einem 10 m mächtigen Flöze eine erdige bis dichte Braunkohle auf, die von 40 m grauschwarzen bis schwarzgrauen, humosen, z. T. tonigen Quarzsanden mit Braunkohlen- und Holzresten unterlagert wird.

Den Abschluß des Pliocäns nach der Tiefe, also seine basalen Schichten, bilden wieder 12·2 m mächtige, typische, feinkörnige, grauweiße Quarzkiese mit nachweisbaren Kieseloolithen und mit vereinzelten verkieselten Versteinerungen (»Kieseloolithschotter«).

Die erbohrte Gesamtmächtigkeit des Pliocäns in Waurichen I beträgt somit rund 243 m.

Ähnliche Mächtigkeiten dieser Stufe zeigen sowohl die etwa $2^1/_2$ km südwestlich von Waurichen liegenden Bohrungen bei Hoverhof und bei Crynshäuschen als auch die Bohrungen unmittelbar nördlich der »Sandgewand«, östlich von Boscheln. Dicht südlich der Sandgewand werden nur noch Pliocänmächtigkeiten von 15—20 m beobachtet. Dieser Hauptverwerfung entlang muß also

[1]) Anmerkung während des Druckes: Durch spätere Einzeluntersuchungen dürfte der Nachweis geführt werden können, daß diese hangenden Tone und die kieseloolithfreien Kiese und Sande einer jüngeren, von der Kieseloolithstufe abzutrennenden Stufe des Pliocäns (= Jungpliocän) entsprechen.

das nördlich angrenzende Gebiet zu pliocäner Zeit ständig abgesunken sein. Zum Ausgleiche der entstehenden Höhenunterschiede im Liegenden und im Hangenden der Sandgewand hat in deren abgesunkenem nördlichen Teile (= Hangenden) ein erhöhter Gesteinsabsatz stattgefunden, bei Waurichen bis zu der heute noch erhaltenen Mächtigkeit von rund 250 m[1]).

Miocän.

Scharf unterschieden von den Absätzen der Kieseloolithstufe sind die diskordant unter ihnen folgenden Gesteinsschichten, welche die sogen. »Niederrheinische Braunkohlenformation« zusammensetzen. In Waurichen I treten ausschließlich weiße, glimmerführende, reine Quarzsande auf. Diese bauen sich fast nur aus milchweißen und wasserhellen, wohlgerundeten kleinen Quarzkörnern auf, die mit Glimmerblättchen stark untermischt sind. In diesen feinkörnigen, in reiner Ausbildung als »Silbersande« wirtschaftlich sehr geschätzten Quarzsanden treten in Waurichen zwischen 290—320 m Teufe in Form von Geröllstreifen blauweiße Feuersteineier auf, die als »Wallsteine« ganz allgemein aus der Braunkohlenformation bekannt sind. Sie bilden teilweise einen guten, auf große Strecken durchhaltenden Leithorizont, ohne jedoch auf das Miocän beschränkt zu bleiben[2]).

Die Wallsteine sind meist recht gleichkörnig, im Durchschnitt nußgroß ausgebildet und recht frisch erhalten, tragen also nur eine dünne, grauweiße Patinaschicht.

Unterhalb dieses Wallsteinhorizontes wird erfahrungsgemäß im westlichen Teile der Niederrheinischen Bucht das Miocän im allgemeinen erst braunkohlenführend[3]).

---

[1]) Über eine noch mächtigere Pliocänentwicklung von 385 m unter 40 m Diluvialdecke berichtet auch G. Fliegel (d. Jahrbuch 1910, I, S. 233) aus der etwa 8 km südöstlich von Waurichen gelegenen Bohrung Dürboslar (Blatt Linnich).

[2]) »Wallsteinschichten« sind schon aus den ältesten Tertiärschichten (Paleocän, Eocän) bekannt, neuerdings auch in verschiedenen Tiefbohrungen zwischen Rur und Wurm im Oligocän (so bei Teveren und bei Übach) nachgewiesen worden.

[3]) Vergl. auch W. C. Klein: »Grundzüge der Geologie des Süd-Limburgischen Kohlengebietes.« Sonderabdruck a. d. Berichten des Niederrhein. Geolog. Ver. 1909, S. 76—77 und P. Krusch und W. Wunstorf: »Das Steinkohlengebiet nordöstlich der Rur«, Glückauf 1907, Nr. 15, S. 2.

Die in Waurichen angetroffene Mächtigkeit der Braunkohlenformation von rund 109 m (zwischen 282,20—391,00 m Teufe) ist gegenüber der sonstigen durchschnittlichen Entwicklung dieser Stufe zwischen Rur und Wurm von 200—300 m Stärke als gering zu bezeichnen. Sie deckt sich jedoch mit der 5 km nordwestlich von Waurichen im Wurmtale, dicht nördlich von Geilenkirchen, erbohrten Mächtigkeit der gleichen Stufe (zwischen 321—427 m Teufe). Soweit nicht Abtragung vor Absatz des Pliocäns die ursprüngliche bedeutendere Mächtigkeit des Miocäns im Rurtalgraben stark vermindert hat, müssen zur Erklärung der heutigen Mächtigkeitszahlen tektonische Vorgänge derart herangezogen werden, daß zur Zeit der Ablagerung der Braunkohlenformation der Rurtalgraben weniger tief eingesunken war als die ihn südlich begrenzenden, heute höherliegenden Gebiete. —

Oligocän.

In 391 m Teufe (219,5 m u. N. N.) setzen die weißen Quarzsande der Braunkohlenformation gegen gelbe und graue, glaukonitische Sande feinen Kornes ab, die im ganzen nur in den oberen Schichten (zwischen 391—483 m Teufe) vereinzelte dünne Tonschichten enthalten.

Die grauen Quarzsande überwiegen. Gelbe Glaukonitsande treten einmal zwischen 483—527,50 m, zum anderen zwischen 553,50—570,50 m Teufe auf.

In den Schichten zwischen 483—527,50 m fallen vereinzelte schwarze, spezifisch schwere Gerölle von unregelmäßiger Gestalt und mit meist genarbter Oberfläche auf. Gleichartige Gesteine wurden nach den Aussagen und nach dem Schichtenverzeichnisse des Bohrmeisters auch aus der Tiefe zwischen 541—553,50 m vom Bohrer mit heraufgebracht, leider nicht aufbewahrt.

Diese Gerölle stimmen augenscheinlich überein mit konkretionären Bildungen, die in der geologischen Schausammlung der Kgl. Technischen Hochschule zu Aachen vorhanden sind. Nach einer freundlichen brieflichen Mitteilung des Herrn Prof. E. Holzapfel-Straßburg, zu deren Verwertung in nachfolgender Form dieser den Verfasser liebenswürdigerweise ermächtigte, entstammen

die in Aachen aufbewahrten, leider noch nicht genauer untersuchten »schwarzen Steine« den Schächten der Aachener Gegend (Nordstern, Mariagrube, Annagrube) und zwar dem dortigen Ober-Oligocän. Herr Prof. Holzapfel deutet sie — wenigstens z. T. — als phosphoritische Bildungen. Er vermochte seinerzeit auf der Grube »Nordstern« unter ihnen gerollte Fischwirbel und -zähne, auch Steinkerne von Schwämmen zu bestimmen und ist geneigt, diese eigenartigen Steine aus der Kreide abzuleiten, wo ähnliche Bildungen in den Geröllschichten des Obersenons der Aachener Gegend vorkommen.

In den oberen und mittleren Schichtenfolgen der grauen Sande des Oligocäns sind Muschelreste in den Bohrproben nicht selten. Teilweise durchsetzen sie scheinbar geradezu die Sandschichten, besonders in der Tiefenlage zwischen 402—452 m. Die Versteinerungen sind in den grauen Sanden noch in ihren Schalenresten erhalten, die vom Bohrer mit heraufgebrachten kleinen Bruchstücke aber leider nicht bestimmbar. Auch die gelben Sande dürften ursprünglich wenigstens teilweise fossilführend gewesen sein. Nur sind hier die Muschelschalen durch die kohlensäurehaltigen Sickerwasser völlig aufgelöst worden, ihre im Gestein etwa noch vorhandenen Abdrücke in den Bohrproben nicht mehr erkennbar.

Eine Gliederung und Altersbestimmung der in Waurichen durchsunkenen Oligocänschichten auf Grund ihres Fossilgehaltes ist demnach nicht möglich. In den Schächten und Bohrungen der Alsdorfer Gegend — etwa 6—8 km südlich von Waurichen — vermochte Herr Prof. Holzapfel nach freundlicher Mitteilung in den dort gesammelten Fossilsuiten mit Sicherheit Ober- und Mitteloligocän nachzuweisen und zu unterscheiden.

Es liegt der Analogieschluß nahe, die rund 180 m mächtigen Schichtenfolgen von Waurichen auch als die Ablagerungen dieser beiden Oligocänstufen anzusprechen. Erschwert wird hier, wie in den nächstgelegenen Bohrungen bei Hoverhof, die Abgrenzung beider Stufen gegen einander durch ihre fast gleichbleibende Gesteinszusammensetzung aus glaukonitischen Feinsanden, denen sich nur bankweise Tone zwischenlagern, während im allgemeinen am

Niederrhein — so auch in der Gegend südlich von Geilenkirchen — das Oberoligocän vorwiegend aus Glaukonitsanden, das Mitteloligocän hauptsächlich aus Tonen aufgebaut zu sein pflegt, so daß beide Stufen nach petrographischen Gesichtspunkten ziemlich leicht und genau von einander unterschieden werden können. Bei Waurichen scheinen also die Absatzbedingungen zu mittel- und oberoligocäner Zeit ganz ähnliche gewesen zu sein. Es gelangten hier in beiden Perioden in einem Flachmeere Feinsandbildungen zur Ablagerung, während im allgemeinen zur Oligocänzeit Tone, als Tiefseebildungen, abgesetzt wurden, auf die erst mit sich verflachendem Meere im Oberoligocän überwiegend Sandabsätze folgen.

Für eine Gliederung der Oligocänsande von Waurichen könnte vielleicht die folgende Beobachtung und Schlußfolgerung verwertet werden.

Im Felde — so in den Oligocänsand-Aufschlüssen bei Viersen und bei Grafenberg-Düsseldorf — ist zu beobachten, daß die gelben Sande des Oberoligocäns die Verwitterungsschichten der in größeren Tiefen noch frischen, kalkhaltigen, dann grauen und grünen Glaukonitsande darstellen. Durch die kohlensäurehaltigen Tagewasser sind diese völlig entkalkt und durch das Eisenoxydhydrat, zu dem die Glaukonitkörner dabei zerfielen, gelb gefärbt worden.

Darf man auch für die Gelbsande in größeren Tiefen, wo sie zwischen grauen und grünen Sanden auftreten, ähnliche Entstehung, also nachträgliche Umbildung, annehmen, so würde sich für Waurichen eine Teilung des Oligocäns derart ergeben, daß die Schichten zwischen 391—483 m das Oberoligocän darstellen, und daß die darunterfolgenden, bis zur Oberfläche des Carbons, zum Mitteloligocän zu rechnen sein würden. Die Mächtigkeit des Oberoligocäns von 92 m und diejenige des Mitteloligocäns von rund 78 m, die bei dieser Gliederung sich ergeben, würden mit den beobachteten Durchschnittsmächtigkeiten beider Stufen im südwestlichen Teile der Niederrheinischen Bucht, zwischen Rur und Wurm, sehr gut übereinstimmen. — Das Auftreten von Bildungen, die lange Zeit hindurch den Einwirkungen der Atmosphärilien ausgesetzt waren, würde dann zugleich anzeigen, daß zwischen den Ablagerungen der beiden Oligocänstufen Zeitabschnitte von He-

bungen des jeweiligen Meeresbodens bis zum Festlande lagen, daß also die einzelnen Stufen bei Waurichen ungleichmäßig aufeinander folgen. Daß wenigstens Niveauschwankungen des Ausmaßes innerhalb des Oligocäns stattgefunden haben, daß sich Geröllstreifen und Kiese — also mindestens ufernahe (= Strand-) Bildungen, wenn nicht gar Flußschotter — absetzen konnten, ist verschiedenen Ortes beobachtet worden, am nächsten zu Waurichen in den Bohrungen zwischen Baesweiler und Boscheln, etwa 3 — 4 km südlich von Waurichen, wo Geröllstreifen nach den Bohrregistern zwischen den Grünsandschichten auftreten.[1])

Auch die in Waurichen aus 553,50—570,50 m Tiefe durch den Bohrer mit heraufgebrachten vereinzelten Quarzgerölle von durchschnittlich Erbsengröße dürften einer Geröllage entstammen, welche die Nähe des Uferrandes des damaligen Oligocänmeeres anzeigt. —

Die tiefer folgenden 17 m kalkfreier, gelber, schwach glaukonithaltiger Sande, die wohl durch Nachfall verunreinigt worden sind, dürften wieder eine Verwitterungsschicht darstellen, also ältere Mitteloligocän-Absätze, auf die eine Festlandsperiode folgte, bis, mit Geröllablagerung eingeleitet, neue Meeresbedeckung eintrat. — Man darf also für Waurichen eine bei der damaligen Festlandsnähe wohl erklärliche, einmalige Unterbrechung des Meeresabsatzes in der älteren Mitteloligocänzeit annehmen, könnte aber auch daran denken, die 17 m gelber, kalkfreier Sande schon als Unteroligocän aufzufassen.

Die untersten 0,30 m des Oligocäns bildet ein graublauer, fetter Ton mit Schieferbrocken. Diese als »Baggert« bekannten und weit verbreiteten Grenzschichten gegen das Steinkohlengebirge sind augenscheinlich stark mit erhalten gebliebenen

[1]) Anmerkung während des Druckes: vergl. auch zu dieser Frage die inzwischen erschienenen Arbeiten von:

a) W. Wunstorf: »Der tiefere Untergrund im nördlichen Teile der Niederrheinischen Bucht«. Verhdlgn. Naturh. Ver. d. Preuß. Rheinl. 66. Jahrg. 1910. S. 356.

b) W. Wunstorf und G. Fliegel: »Die Geologie des Niederrheinischen Tieflandes«. Abhdlgn. d. Kgl. G. L.-A. Neue Folge, Heft 67, 1910, S. 82.

Resten der verwitterten Oberfläche des Carbons untermischt oder stellen die alte Verwitterungsoberfläche überhaupt dar.

Die Gesamtmächtigkeit der oligocänen Schichtenfolgen von rd. 180 m (zwischen 391,00—570,80 m Teufe) entspricht der mittleren Durchschnittsmächtigkeit dieser Formationsstufe zwischen Rur und Wurm.

Steinkohlengebirge.

Gesteinszusammensetzung.

Im Steinkohlengebirge kennzeichnet der rasche und wiederholte Wechsel von Schiefertonen und von Sandsteinen mit eingelagerten Kohlenflözen durchaus die Durchschnittsausbildung dieser Formation im Aachener Becken. Dunkle, grauschwarze Schiefertone herrschen vor. Die zwischen ihnen auftretenden dünnen Lagen und verschieden starken Bänke von Sandsteinen weisen recht verschiedene Härtegrade auf. Zuweilen nehmen die splittrig-harten, feinkörnigen Sandsteinlagen äußerlich quarzitischen Habitus an. Doch ist kein kieseliges, nur carbonatisches Bindemittel vorhanden. Die Sandsteinflächen brausen beim Betupfen mit heißer Salzsäure deutlich auf. Nach den Untersuchungen des Herrn E. Grosse ist der Kalkgehalt der Sandsteine, der deren große Festigkeit bedingt, durch die schwefelsäurehaltigen Wasser, die ihren Gehalt an H_2SO_4 der Zersetzung von Pyrit verdanken, in Gips umgewandelt worden. Gipsüberzüge bedecken namentlich auch die Kluft- und die Spaltenflächen der Schiefertone. Auf den zahlreichen Klüften haben sich — oft in schön ausgebildeten Krystallen — neben Gips und Pyrit häufiger auch Kalkspat, Zinkblende und Bleiglanz, seltener noch Millerit ausgeschieden.

In 647 m Teufe tritt eine dünne Schicht von Toneisenstein (black-band) in den dortigen Schiefertonen auf.

Konglomeratische Bildungen, die anderenorts als Leithorizonte auftreten und verwertet werden können, fehlen in Wauriehen ganz.

Eine stratigraphische Gliederung und eine Eingliederung der durchörterten Schichtenfolgen in das obercarbonische System ist daher nur auf Grund ihres Fossilgehaltes möglich.

Fossilführung.

Pflanzenversteinerungen treten ziemlich häufig in verschiedenen Tiefenstufen der durchbohrten Carbonschichten auf. Ihr vorwiegend guter Erhaltungszustand gestattete eine meist genauere Artbestimmung.

Herr Dr. E. Grosse stellte in den von ihm durchgearbeiteten Gesteinsschichten (vergl. S. 354) die nachfolgenden Einzelformen fest:

Sphenopteris cfr. *Schillingsi* Andr. 754, 755[1]).
» sp. 642, 692.
Palmatopteris furcata (Brongn.) Pot. 755.
Mariopteris muricata Schloth. 641, 643, 644, 728, 746, 755, 756,6, 757.
Pecopteris sp. 753.
Alethopteris sp. 655,3, 728.
Lonchopteris rugosa Brongn. 754, 755.
Neuropteris flexuosa Sternb. 641, 642, 642,7, 644, 754.
» *heterophylla* Brongn. 642, 642,7, 643,5, 644, 746.
» *tenuifolia* Schloth. 641, 643, 644, 756.
» *rarinervis* Bunbury 643, 644, 728.
» sp. (cf. *flexuosa* Sternb.) 641,8.
» sp. (cf. *gigantea* Sternb.) 641, 642, 644, 666, 725, 738.
» sp. (cf. *obliqua* Brongn.) 754.
» sp. (cf. *heterophylla* Brongn.) 644, 666, 754.
Linopteris Brongniarti (Gutb.) Pot. 644, 724, 725.
» *neuropteroides* (Gutb.) Pot. 644, 646, 724, 725, 728, 754, 755.
Sphenophyllum cuneifolium Zeill. 641, 641,8, 642, 643,5, 644, 726,2.
» *myriophyllum* Crépin 644.
Calamites sp. 621, 643,5, 756.
Asterophyllites longifolius Sternb. 722,5.
» *grandis* Sternb. 597, 754.
Annularia radiata Brongn. 598, 641, 643, 643,5, 644, 726, 755.
Lepidodendron obovatum Sternb. 644,8.

[1]) Die beigefügten Zahlen geben in Metern die Teufen an, in denen die einzelnen Pflanzenreste gefunden wurden.

Lepidodendron aculeatum Sternb. 655,5.
Lycopodites carbonaceus O. Feistmantel 726,2, 755.
Lepidophyllum sp. (cf. *majus?*) } sehr häufig und allgemein
Stigmaria ficoides Sternb. } verbreitet.
Pinnularia columnaris Artis. 598, 604,5, 643, 644.
Cordaites sp. sehr häufig.
Trigonocarpus sp. (cf. *Schultzi* Göpp. et Berger) 754.

Von Tierversteinerungen fanden sich nur vereinzelte, schlecht erhaltene Exemplare der Süßwassermuschel *Anthracosia* sp. in 625,7 m Teufe. Sie sind für eine stratigraphische Festlegung des betreffenden Schiefertones nicht verwertbar.

Alter.

Nach den Untersuchungen H. Potonié's[1]) und nach seiner Gliederung des deutschen Carbons im allgemeinen auf Grund der Pflanzenführung, sowie nach Westermann's[2]) Gliederungen des Aachener Steinkohlenbeckens nach den gleichen Gesichtspunkten ist für die Altersstellung der in den fossilführenden Schichten der Tiefbohrung Waurichen eingeschlossenen Pflanzengesellschaft das Auftreten von *Lonchopteris rugosa* Brongn. bestimmend. Diese Farnart kommt nach Westermann in der Wurmmulde nur zwischen dem Flöz Groß-Athwerk, westlich des Feldbisses, und zwischen Flöz II der Grube »Anna« in Alsdorf vor.'

In Westfalen ist *Lonchopteris rugosa* Brongn. ein ausgezeichnetes Leitfossil für die Gaskohlenpartie, also für Kohlen mit 35 [33]—37 % flüchtigen Bestandteilen[3]).

Mit diesem Kohlenhorizonte stimmt auch der Gesamtcharakter der in Waurichen I festgestellten Flora überein, im einzelnen und besonderen die Häufigkeit der Neuropteriden- und der Linopteriden-Formen. Als negativer Beweis für diese Horizontierung kann auch das fast völlige Fehlen von Pecopteriden- und Alethopteridenarten gelten.

---

[1]) H. Potonié, Die floristische Gliederung des Deutschen Carbons und Perms. Abhandl. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt 1896. S. 14, 15, 30, 57.

[2]) H. Westermann, Die Gliederung der Aachener Steinkohlenformation usw. Verhandl. d. Naturh. Ver. d. Preuß. Rheinl. Bd. 62. 1905. S. 34, 56.

[3]) L. Cremer, Über die fossilen Farne des Westfälischen Carbons usw. S. 41.

Wenn trotz der erheblichen Entfernung von ca. 10 km bei der Zugehörigkeit zum gleichen Flügel (Nordflügel) der gleichen Mulde (»Wurmmulde«) ein Vergleich zwischen den in Waurichen I durchbohrten und den aus Grube »Anna« bekannten Gesteins- und Pflanzenfolgen statthaft ist, so lehren die Pflanzenfunde in Waurichen I, daß die dort durchörterten Schichtenfolgen wahrscheinlich nicht oder doch kaum über die Flözpartie der Grube »Anna« südwestlich, d. h. im Hangenden der Sandgewand hinausgehen. Gleich den Flözen jener Grube gehören somit auch die erbohrten Flöze von Waurichen dem Mittleren Produktiven Carbon (= Westfälische oder Saarbrückener Stufe), genauer deren unteren Schichten an, für welche die Flora IV II. Potonié's[1]) bezeichnend ist.

Lagerung.

Die Schichten des Steinkohlengebirges lagern im allgemeinen flach. Eine Zusammenstellung des gemessenen Einfallens in den verschiedenen Teufen ergibt das folgende Bild: bei

m	°	m	°	m	°	m	°
597	29	602	28	603	29		
604,5	54	605,6	56	606,3	58	609	60
614	66	614,6	52	615	68	616	55
618	59	618,7	51	619,4	57	620	54
621	50	622	55				
625	27	627	28	628	25	628,8	31
645,8	24	648,2	24	649	20	650	22,5
650,5	25	651	23,5	652,5	22,5	656	23
656,6	22	661	22	665	22	667	28
669,7	21	684	24	685	22	687	25
688	35	689	27,5	690	30	692	31
693	27	710	31	722	30	730	21
737	21	747	23	749	25	750	20
755	24	756,5	20	759	23	761	21
764	24	766	25				
858,5	18 und	5 : 11°		859,15	11	875	5
876	9						

[1]) H. Potonié, a) Lehrbuch der Pflanzenpaläontologie. Berlin 1899. S. 374—375. b) Die floristische Gliederung des deutschen Carbons und Perms. S. 14—15 u. 57. Abhandl. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt. Neue Folge. Heft 21. 1896.

Von 570,80—603 m liegt demnach ein flaches, gleichmäßiges Einfallen von 29° vor. Zwischen 604 und 623 m Teufe herrschen steilere Einfallswinkel von durchschnittlich 55—56°. Im Höchstfall — bei 615 m — beträgt der Einfallswinkel sogar 68°, von da ab bis zur Tiefe von 766,42 m im Durchschnitt 24°. Unterhalb der in dieser Tiefenstufe nachgewiesenen Gebirgsstörung verflacht sich das Einfallen bis zu durchschnittlich 9°, bei 875 m sogar bis zu 5°, also bis zu fast schwebender Lagerung.

Aus diesen Feststellungen ist mit E. Grosse — nach dessen freundlicher brieflicher Mitteilung — zu folgern, daß das in Waurichen I erbohrte Steinkohlengebirge zu einer kleinen Spezialfalte mit zwei steilen und zwei flachen Flügeln zusammengestaucht ist.

Die Kernuntersuchungen boten keinen Anhalt und Anlaß, überkippte Lagerung dieser Falte anzunehmen.

Die schon erwähnte Gebirgsstörung, die zwischen 766,42 und 774,85 m Teufe im Liegenden der Falte auftritt, und die im Bohrkerne sich als Lettenbelag, untermischt mit Sandsteinbrocken, anzeigt, dürfte als Überschiebung zu deuten sein.

In Waurichen liegt die Oberkante des Steinkohlengebirges 570,80 m (—459,30 m u. N.N.), in den nächstgelegenen Bohrungen, bei Hoverhof, etwa $2^1/_2$ km südwestlich von Waurichen, zwischen 460—467,50 m Tiefe (ca. 340 m u. N. N.), mithin in Waurichen rund 120 m tiefer. Um diesen Betrag ist zwischen beiden Punkten die Oberfläche des Carbons abgesunken. Die genauere Lage und Richtung dieses Sprunges, der wahrscheinlich parallel zur Südabbruchlinie des tertiären Rurtalgrabens verläuft, also eine SO-NW-Störung darstellt, ist zurzeit durch Bohrungen noch nicht festgestellt, auch in den Oberflächenformen nicht angedeutet[1]).

Gasgehalt.

Der Gehalt der untersuchten Flözproben an flüchtigen Bestandteilen beträgt etwa 20,7 %. Er stimmt mit dem der Proben

[1]) Anmerkung während des Druckes: vergl. auch: W. Wunstorf, »Übersichtskarte 1 : 10000 der Tektonik und der nachgewiesenen Verbreitung der Steinkohlenformation im Rhein-Maas-Gebiet.« Geol. Landesanst. 1910.

aus den Bohrungen bei Hoverhof überein, die auch sonst im ganzen recht ähnliche Gesteins-, Lagerungs- und Altersverhältnisse aufweisen.

Die erbohrten Fundflöze gehören somit nach den Kohlenbezeichnungen, die für das Niederrheinisch-Westfälische Steinkohlenbecken aufgestellt worden sind[1]), zur Gruppe der Fett- und Eßkohlen, die einen durchschnittlichen Gasgehalt von 15—35 % besitzen und in Westfalen durch das Auftreten des Leitflözes »Sonnenschein« charakterisiert und im Schichtenverbande festgelegt sind.

Nach ihrem Gehalte an flüchtigen Bestandteilen ist die sinternde Kohle von Waurichen genauer noch als Eßkohle zu bezeichnen. Sie steht mit 20,7 % Gasgehalt gerade an der Grenze (21 %) zwischen Eß- und eigentlicher Fettkohle (21—35 %).

Im Aachener Becken dürften die Fundflöze aus Waurichen I etwa altersgleich mit den Kohlenflözen zu stellen sein, die schon früher in der Wurmmulde angefahren worden sind. Im einzelnen wären sie zur Gruppe über Flöz Groß-Athwerk zu rechnen, von dem ab nach Westermann[2]) die Entfaltung der Farnflora einsetzt, die in Waurichen I reichhaltig und typisch entwickelt und schön ausgebildet erscheint.

In der Eschweiler Mulde würden die Schichtenfolgen von Waurichen etwa den hangendsten Flözen der Eschweiler Binnenwerke entsprechen[3]).

---

[1]) Vergl. H. Potonié, Die floristische Gliederung des deutschen Carbons und Perms. Abhandl. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt. Neue Folge. Heft 21. 1896. S. 14—15.

[2]) H. Westermann, a. a. O., S. 55—56 und Tafel I.

[3]) Ebenda.

Berlin, den 24. Januar 1911.

Tafel 8.

Fig. 1. Bramburgbasalt in Auflagerung auf miocänem Tertiärsand im Eingange des westlichsten Bruches. An seiner Basis ist der Basalt als Schlacke entwickelt, die meist intensiv zu einer graufarbigen und grünlichgrauen Basaltwacke mit Nontronitknollen, bezw. zu einem hellen, weißlichen Rohkaolin zersetzt ist und sich in dieser Form auf der rechten Seite des Bildes sackartig in den ringsum frischen Basalt vorstülpt, während sie weiterhin in die Tiefe unter die Sohle des Steinbruchs hinuntersetzt. Das Auftreten dieser stark zersetzten und kaolinisierten Basaltschlacke inmitten des frischen Basaltes und ihr Mangel an typischen Verwitterungsformen weist darauf hin, daß die kaolinisierenden Agenzien von unten gekommen sind.

Fig. 2. Bramburgbasalt. Bruch I. Eine inmitten des frischen Basaltes auftretende, nach unten hin sich erweiternde Zersetzungszone, welche die verschiedenen Zersetzungsstadien zeigt: Mürbe Basaltwacken und Basalttone von ursprünglich grünlichgrauer, z. T. nachträglich gebräunter Färbung, die außerdem von weißlichen Partieen von Rohkaolin durchwirkt sind.



Fig. 1



Fig. 2

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W 35.

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

Tafel 9.

Fig. 1. Tertiärgraben von Polier, der unten im Tal verläuft und gegen den Mittleren Buntsandstein der auf dem Bilde sichtbaren Randhöhe zur Tiefe gesunken ist. Am gegenüberliegenden Rande des Grabens (im Vordergrunde des Bildes) liegt der kugelig abgesonderte Dolerit von Polier, der auf der westlichen Randspalte des Tertiärgrabens am Fuße des Buntsandsteinrückens hervorgequollen ist.

Fig. 2. Tertiärgraben von Polier. Das Tertiär ist im Vordergrunde des Bildes in einer allerdings stark verrutschten Sandgrube teilweise aufgeschlossen und wird weiterhin im mittleren Teile des Hintergrundes von dem Basalt des Hasenbeutels überlagert. Der Basalt selbst setzt nach links hin entlang der Randspalte des Tertiärgrabens deutlich ab gegen den allmählich ansteigenden Buntsandsteinhang und ist auf dieser Spalte unten im Tal im Anschluß an die Tertiärversenkung emporgedrungen.



Fig. 1



Fig. 2

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W 35

Tafel 10.

Fig. 1. Exogener Einschluß im Bramburgbasalt. An Stelle des ehemaligen, total resorbierten Quarzeinschlusses befinden sich zunächst an der Außenwandung (am rechten Rande des Bildes) abwechselnde Lagen von Chalcedon und Analcimkrystallen und im Innern (am äußersten Rande des Bildes) außerdem noch körniger Calcit. Der Kontaktsaum besteht zunächst dem Einschluß vorzugsweise aus langprismatischen und radial gerichteten monoklinen Augiten und in der darauf folgenden Zone aus zu zierlichen Büscheln und Wedeln gruppierten Ilmenittäfelchen (die infolge zu reichlicher Ausscheidung eine fast gleichmäßige Schwarzfärbung der Photographie bewirken).

Fig. 2. Exogener Einschluß im Bramburgbasalt. Von dem stark verglasten Quarzeinschluß (unten am linken Rande des Bildes) sind nur noch einige Fragmente und Körner unversehrt geblieben, zwischen denen sich außerdem nachträglich Calcit abgelagert hat. Der Kontaktsaum enthält zunächst am Rande des Einschlusses vorwiegend langprismatische und radial gestreckte monokline Augite und zeigt erst weiterhin eine reichlichere Ausscheidung von Ilmenitkryställchen, die sich zu zierlichen Leisten und Stengeln aneinander reihen und einem Plagioklasuntergrund eingebettet sind. Innerhalb der Ilmenitzone liegt (am rechten Rande) eine größere mit Opal und Calcit erfüllte Druse.

Fig. 3. Drusenbildungen im Bramburgbasalt. Mehrere inmitten eines aus Ilmenitbüscheln mit Plagioklasuntergrund bestehenden Kontaktsaumes liegende Drusen, die von Zeolithen, Natrolith und Analcim, und im Innern zumeist von Opal erfüllt werden. Am rechten Rand unten findet sich ein längerer, schwach violettfarbener Augit ausgeschieden, der anstatt terminaler Flächenbildung in zackige Spitzen ausläuft.

Fig. 4. Drusenbildungen im Bramburgbasalt. Eine von z. T. faserigem Natrolith, dichtem Opal und im Innern Calcit ausgekleidete Druse. Am linken Rande des Bildes aus umgeschmolzenem Quarzeinschluß entstandenes Glas mit einzelnen ausgeschiedenen monoklinen Augiten.

Fig. 5. Zersetzungsvorgänge im Dolerit von Polier. Ein nach (101) verzwillingter Augit, der randlich und von den ihn durchsetzenden Sprüngen aus z. T. bereits in Calcit umgewandelt worden ist. Unten neben ihm eine größere Ilmenittafel, während auf der anderen Seite neben den größeren, vorherrschenden und mit Apatitnädelchen erfüllten Plagioklasen kleine Orthoklasleisten hervortreten.

Fig. 6. Zersetzungsvorgänge im Dolerit von Polier. Eine mit mehreren Sphärosideriten ausgekleidete Druse, die z. T. durch die angrenzenden Plagioklase in ihrem Wachstum behindert waren und demzufolge nur Kugelsegmente bilden.

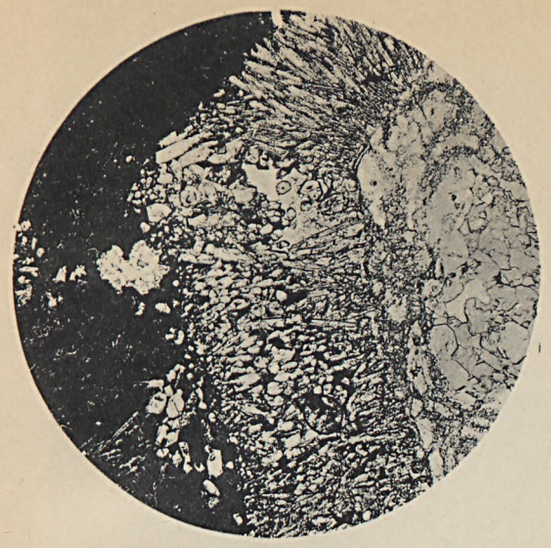


Fig. 1



Fig. 2



Fig. 3



Fig. 4



Fig. 5



Fig. 6

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W 35.

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

S  N

Aufg. v. J. Behr 1910.

Fig. 1. Berghacken an der Westwand des Quarzschieferbruches von Leipziger & Sohn in Riegersdorf (Kr. Strehlen).

N  S

Aufg. v. J. Behr 1910.

Fig. 2. Berghacken an der Ostwand des Quarzschieferbruches von Leipziger & Sohn in Riegersdorf (Kr. Strehlen).



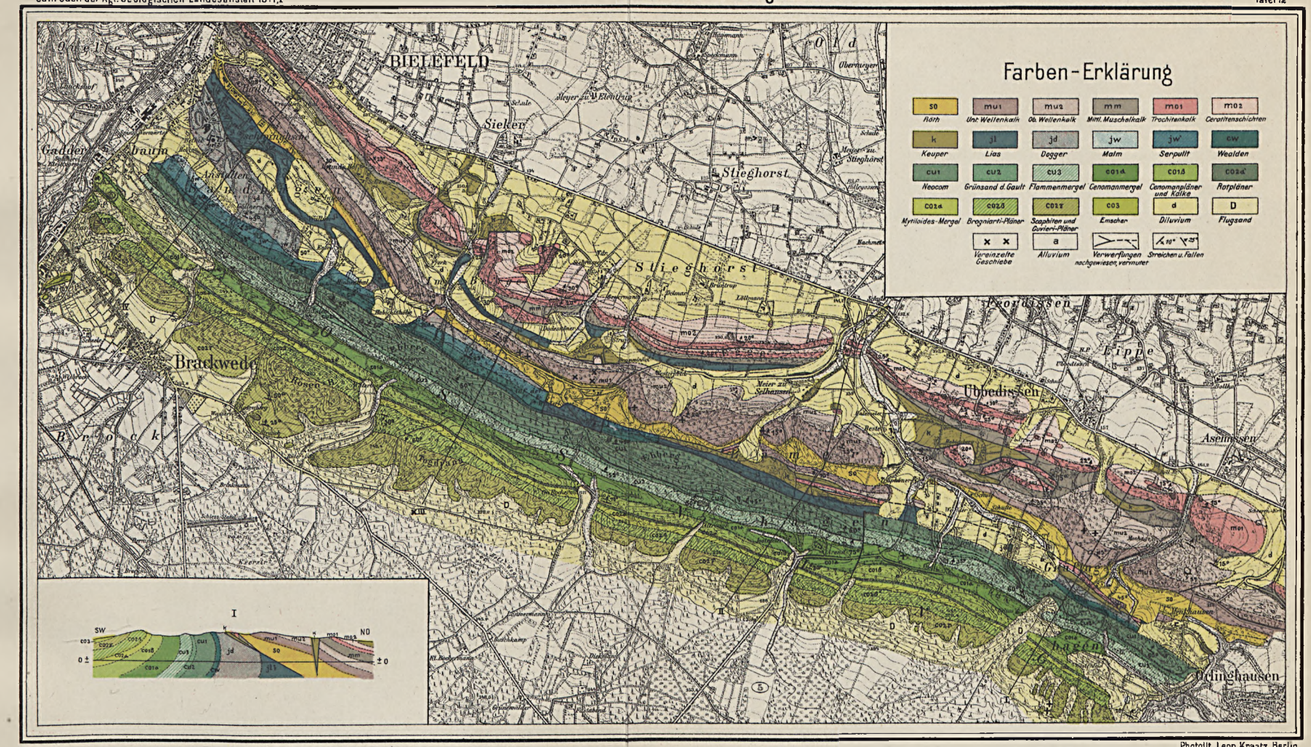
Aufg. v. J. Behr 1910.

Fig. 3. Gletschertopf im Quarzschiefer. Vereinigte Brüche der Firma Lange, Lux & Oelsner in Riegersdorf (Kr. Strehlen).

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.

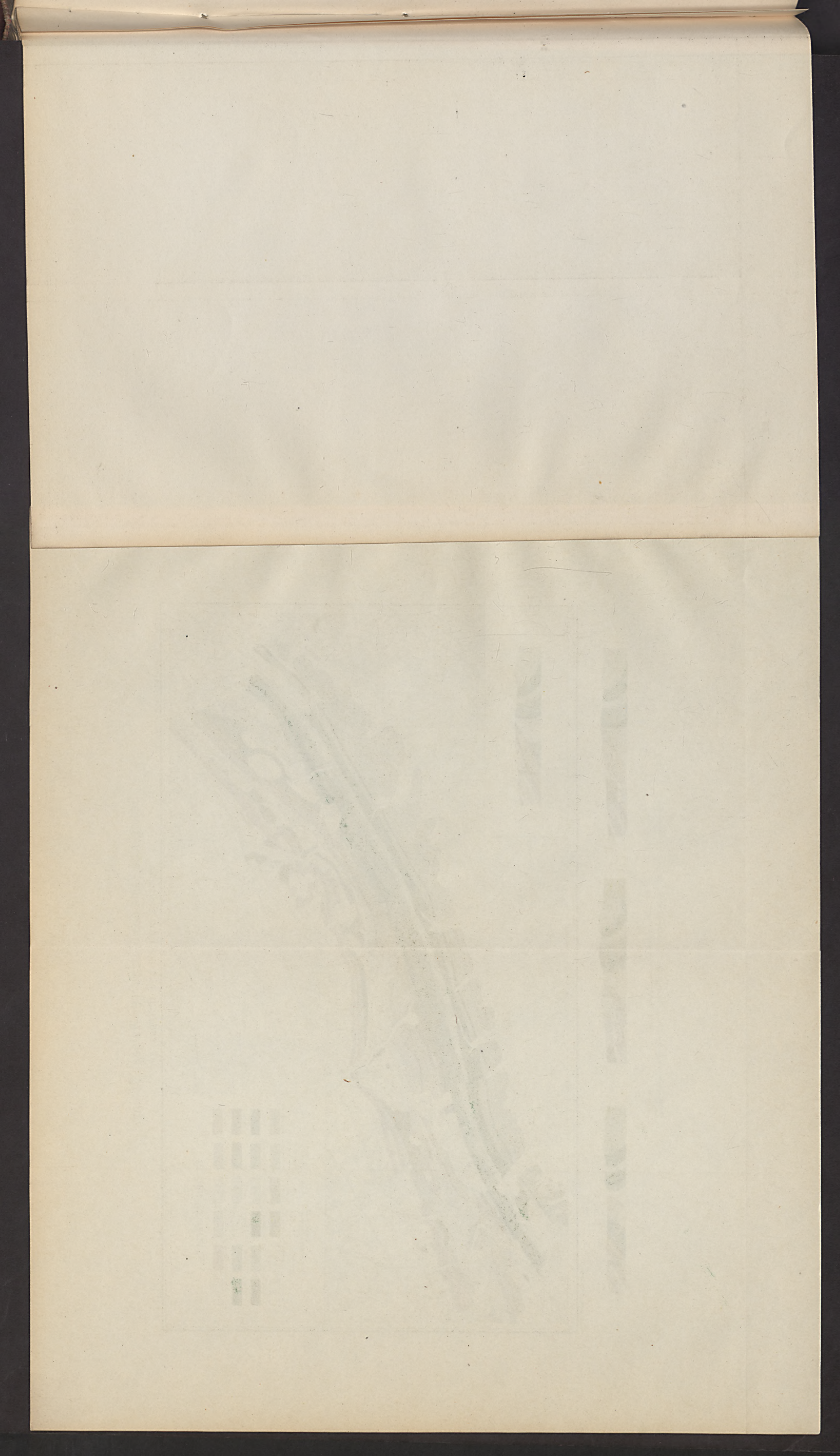
Geologische Karte des Teutoburger Waldes (Osnings)

zwischen Bielefeld und Örlinghausen

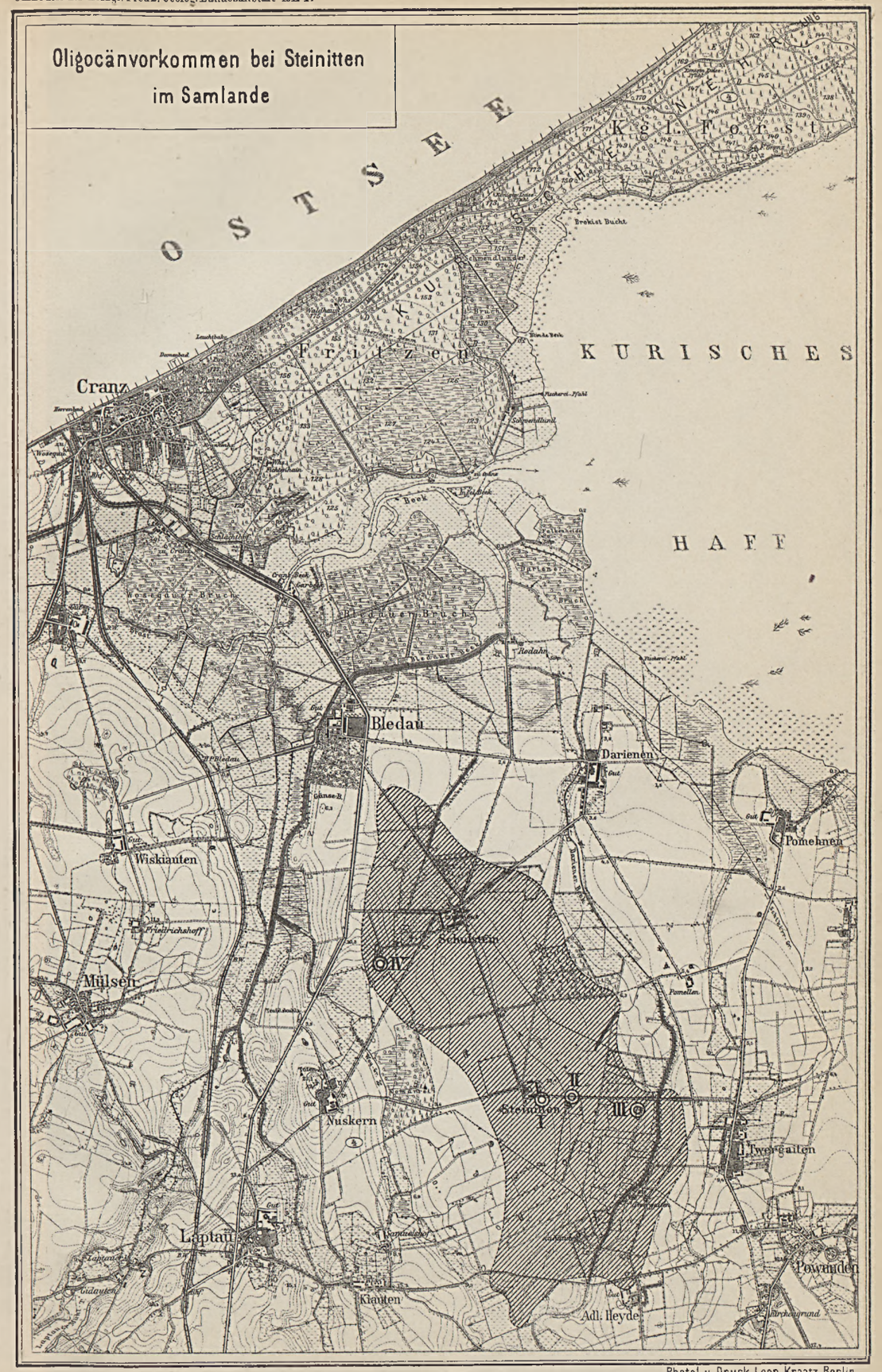


Photolit. Leop. Kraatz, Berlin.

Maßstab 50000 der natürlichen Länge.



Oligocänvorkommen bei Steinitten im Samlande



1:50000.

Photol. u. Druck Leop. Kraatz, Berlin.

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

Zusammenstellung der Inoceramen der Kreideformation.

Von Herrn **Joh. Böhm** in Berlin.

Erster Teil.

Einleitung.

Mit dem Aufblühen der stratigraphischen und paläontologischen Wissenschaft zu Beginn des vorigen Jahrhunderts regte sich bald das Bedürfnis, die Ergebnisse nach systematisch zoologischen sowie nach stratigraphischen Gesichtspunkten zu ordnen. Es entstanden so S. WOODWARD's[1]) Synoptical table (1830) und MORRIS' Catalogue of British fossils (1843) in England, BRONN's Lethaea geognostica (1835—38) und Index palaeontologicus (1848 bis 49) in Deutschland, D'ORBIGNY's Prodrome de Paléontologie stratigraphique universelle des animaux mollusques et rayonnés (1850—52) in Frankreich.

Das Studium lokaler Faunen der über die Erdoberfläche verbreiteten Kreideformation ließ für die Parallelisierung ihrer Stufen und Horizonte neben den Cephalopoden immer mehr die Wichtigkeit der Bivalvengattung *Inoceramus* hervortreten. Ihre Arten gehören, wie GRIEPENKERL[2]) bemerkt, »zu den wichtigsten Leitmuscheln der Kreideformation, denn es kommen ihnen die Haupt-

[1]) S. WOODWARD: A synoptical table of British organic-remains, in which all the edited British fossils are systematically and stratigraphically arranged. London.

[2]) GRIEPENKERL: Die Versteinerungen der senonen Kreide von Königslutter im Herzogtum Braunschweig. Paläontolog. Abhandl. **4** (5), 1889, S. 51.

erfordernisse von solchen zu: gehäuftes Auftreten, weite geographische Verbreitung, vertikal beschränktes Vorkommen.« So verwandte sie bereits 1857 v. Strombeck[1]) bei seiner Gliederung des deutschen Pläners. In den Werken von Pictet et Campiche[2]) und Stoliczka[3]) nimmt die Aufzählung der cretacischen Arten dieser Gattung bereits einen ziemlichen Raum ein. Schätzte Bronn[4]) 1852 noch ihre Zahl aus der Jura- und Kreideformation, wobei er die des Carbons als zweifelhaft bezeichnete, auf 60—70, so führte Stoliczka bereits 100 Spezies aus der letzten Epoche des Mesozoicums allein an.

In den seither verflossenen vierzig Jahren ist nicht allein die Anzahl der Arten gewachsen, so daß sie bald das dritte Hundert erreicht haben dürfte, sondern es sind an ihre Beschreibung vielfach kritische Betrachtungen über ältere Spezies wie Erörterungen über ihre verwandtschaftlichen und genetischen Beziehungen, ferner ihre morphologische Umgestaltung geknüpft worden, daß der Versuch, die zerstreuten Ergebnisse dieser Untersuchungen erneut zusammenzufassen, was in einem zweiten Teile dieses Aufsatzes geschehen soll, gestattet erscheinen dürfte.

Literatur.

1. Airaghi: Inocerami del Veneto. Boll. Soc. geol. Ital. **23**, 1904.
2. d'Almonte: Someras notas para contribuir á la descripción fiscica, geológica y agrologica de la zona noroeste de la Isla de Fernando Póo y de la Guinea continental española, Bol. R. Soc. geográf. Madrid. **44**, 1902.
3. Anderson, F. A.: Cretaceous deposits of the Pacific Coast. Proceed. California Acad. Sci. 3. Serie, Geology. **2**, 1902.
4. Baily: Description of some Cretaceous Fossils from South Africa; collected by Capt. Garden, of the 45th Regiment. Quart. Journ. Geol. Soc. London. **11**, 1855.

---

[1]) v. Strombeck: Gliederung des Pläners im nordwestlichen Deutschland nächst dem Harze. Zeitschr. Deutsch. geol. Ges. **9**, 1857, S. 415.

[2]) Pictet et Campiche: Description des Fossiles du Terrain crétacé des environs de Sainte-Croix. 4. part. Matér. Paléont. suisse. 5. Sér., 1868—1871, S. 113—119.

[3]) Stoliczka: Cretaceous Fauna of Southern India. 3. Pelecypoda. Mem. Geol. Surv. India. Ser. 6, 1871, S. 400—402.

[4]) Bronn und F. Roemer: H. G. Bronn's Lethaea geognostica. 3. Aufl., 1851—1852, S. 286.

5. Barrat: Sur la Géologie du Congo Français. Annales des Mines (9) **7**, 1895.
6. Beyrich: Bericht über die von Overweg auf der Reise von Tripoli nach Murzuk und von Murzuk nach Ghat gefundenen Versteinerungen. Zeitschr. Deutsch. geol. Ges. **4**, 1852.
7. Böhm, Joh.: *Inoceramus Cripsi* auct. Schröder und Böhm: Geologie und Paläontologie der subhercynen Kreidemulde. Abhandl. Kgl. Preuß. Geol. Landes.-Anst., N. F., **56**, 1909.
8. Böse: La Fauna de moluscos del Senoniano de Cardénas, San Luis Potosí. Bol. Inst. geol. Mexico. **24**, 1906.
9. Brüggen: Die Fauna des Unteren Senons von Nord-Peru. Neues Jahrb. f. Min., Beil.-Bd. **30**, 1910.
10. Buchauer: Ein geologisches Profil bei Niederndorf (Kufstein O.). Jahrb. k. k. geol. R.-A., Wien. **37**, 1887.
11. Burckhardt: Monographie der Kreideketten zwischen Klönthal, Sihl und Linth. Beitr. Geol. Karte Schweiz. N. F. Lieferung 5, 1896.
12. Cayeux: Mémoire sur la »Craie grise« du Nord de la France. Annal. Soc. géol. Nord. **17**, 1889/90. 1890.
13. Choffat: Contributions à la connaissance géologique des Colonies portugaises d'Afrique. II. Nouvelles données à la zone littorale d'Angola. Commiss. Serv. géol. Portugal. 1905.
14. Conrad: a) Description of the fossils of Syria, collected in the Palestine Expedition. W. Lynch: Official report of the United States Expedition to explore the Dead Sea and the River Jordan. 1852.
    b) Notes on Shells, with descriptions of new Species. Proceed. Acad. Nat. Sci. Philadelphia. **6**, 1852, 1853. 1854.
    c) Descriptions of new Fossil Shells of the United States. Journ. Acad. Nat. Sci. Philadelphia. N. S. **2** (4), 1854.
    d) Descriptions of Cretaceous and Tertiary fossils. United States and Mexican Boundary Survey, **1**, 1857.
    e) Observations on a group of Cretaceous Fossil Shells, found in Tippah County, Miss., with descriptions of fifty-six new Species. Journ. Acad. Nat. Sci. Philadelphia. N. S. **3** (4), 1858.
    f) Descriptions of miocene, eocene and cretaceous shells. Americ. Journ. Conchology. **5**, 1870.
    g) Descriptions of new mollusks from Cretaceous beds of Colorado. Annual Report of the United States Geological and Geographical Survey of the Territories, embracing Colorado, being a report of progress of the exploration for the year 1873. 1874.
15. Cope: a) On the geology and palaeontology of the Cretaceous strata of Kansas. Preliminary Report of the United States Geological Survey of Montana and portions of adjacent Territories; being a fifth annual report of progress. By F. V. Hayden. 1872.
    b) The Vertebrata of the Cretaceous formation of the West. Report U. S. Geol. Surv. Territ., by Hayden. **2**, 1875.
16. Coquand: Synopsis des animaux et des végétaux fossiles observés dans la formation crétacée du sud-ouest de la France. Bull. Soc. géol. France (2) **16**, 1859.

17. Cragin: a) Contributions to the palaeontology of the Plains. 1. Bull. Washbury Coll. Lab. Nat. Hist. **2**, 1889.
b) A contribution to the Invertebrate palaeontology of the Texas Cretaceous. Geol. Surv. Texas, 4th annual Report. 1892.
c) Description of invertebrate fossils from the Comanche Series in Texas, Kansas and Indian Territory. Colorado Coll. Stud. **5**, 1894.
18. Décocq: Sur les Inocérames de la Craie de Lezennes. Annal. Soc. géol. Nord. **1**, 1870—1874. 1875.
19. Eichwald: a) Naturhist. Skizze von Lithauen, Volhynien und Podolien. 1830.
b) Geognosie von Rußland. 1846.
c) Lethaea Rossica ou Paléontologie de la Russie. **2**, 1865.
d) Geognostisch-palaeontologische Bemerkungen über die Halbinsel Mangischlak und die Aleutischen Inseln. 1871.
20. Elbert: Das untere Angoumien in den Osningbergketten des Teutoburger Waldes. Verhandl. naturhist. Ver. preuß. Rheinl. **58**, 1901.
21. Etheridge: a) Description of the Palaeozoic and Mesozoic Fossils of Queensland. Quart. Journ. Geol. Soc. London. **28**, 1872.
b) Palaeontology in Penning and Jukes-Browne: The Geology of the neighbourhood of Cambridge. Mem. Geol. Surv. Engl. a. Wales. Appendix A. 1881.
22. Etheridge jr.: a) Additional notes on the Palaeontology of Queensland. Pt 2. Geol. Surv. Queensland. Bull. **13**, 1901.
b) Cretaceous fossils of Natal. I. The Umkwelane Hill deposit, Zululand. Second Report Geol. Surv. Natal and Zululand. 1904.
c) Cretaceous fossils of Natal. II. The Umsinene River deposit, Zululand. Third and final Report Geol. Surv. Natal and Zululand. 1907.
23. Fallot: Étude géologique sur les étages moyens et supérieurs du Terrain crétacé dans le Sud-est de la France. 1885.
24. Felix: Versteinerungen aus der Jura- und Kreideformation von Mexico. Palaeontographica. **37**, 1891.
25. Flegel: Heuscheuer und Adersbach-Weckelsdorf. Eine Studie über die Obere Kreide im böhmisch-schlesischen Gebirge. Jahresber. Schles. Ges. vaterländ. Kultur. 1904.
26. Forbes: Report on the fossils from Santa Fe de Bogota, presented to the Geological Society by Evans Hopkins. Quart. Journ. Geol. Soc. London. **1**, 1845.
27. Fournier: Description géologique du Caucase central. Thèses présentées à la Faculté de Paris pour obtenir le Grade du Docteur-ès-sciences naturelles. Marseille. 1896.
28. Fugger und Kastner: Naturwissenschaftliche Studien und Beobachtungen aus und über Salzburg. 1885.
29. Gabb: a) Cretaceous and Tertiary fossils. Geol. Surv. California. Palaeontology. **2**, 1869.
b) Notes on American Cretaceous fossils, with descriptions of some new fossils. Proceed. Acad. Nat. Sci. Philadelphia 1876.

30. Geinitz: Das Elbthalgebirge in Sachsen **2**. Palaeontographica. **20**, (2), 1872—1875.

31. Goldfuss: Petrefacta Germaniae. **2**, 1834—1840.

32. Gümbel: a) Geognostische Beschreibung des ostbayerischen Grenzgebirges oder des Bayerischen und des Oberpfälzer Waldgebirges. 1868.
b) Verzeichniss der in der Sammlung des zool.-min. Vereins in Regensburg befindlichen Versteinerungen aus den Schichten der Procän- oder Kreideformation aus der Umgegend von Regensburg. Corresp.-Bl. zool.-min. Ver. Regensburg. **22**, 1868.

33. Guéranger: Album paléontologique du Département de la Sarthe. 1867.

34. v. Haenlein: a) Vorlage einer Suite Inoceramen aus der mittleren Kreide des nördlichen Harzrandes. Zeitschr. für Naturw. Halle. 1889 (Nov.-Sitzg.).
b) Vorlage einer Anzahl von in Blankenburg a. H. und Umgegend aus den Horizonten der mittleren subhercynischen Kreide aufgefundenen Versteinerungen. Corresp.-Bl. Naturw. Ver. f. Prov. Sachsen und Thüringen in Halle. 1890.
c) Über die Entwicklungsgeschichte des *Inoceramus Cripsi* Mantell und sein Vorkommen am Nordrande des Harzes. Schrift. Naturw. Ver. d. Harzes in Wernigerode. **7**, 1892.
d) Erläuterung einiger Inoceramen aus den Untersenon-Schichten des Harzrandes und solchen der Grafschaft Glatz. Ebenda **8**, 1893.
e) Die Formenentwicklung des *Inoceramus cardissoides* Goldf. und des *Inoceramus lobatus* Münster. Ebenda.
f) Über gefurchte *Cripsii*-Formen im subhercynischen Untersenon. Zeitschr. Naturwiss. Ver. d. Harzes in Wernigerode. **10**, 1895.

35. v. Hagenow: Monographie der Rügenschen Kreide-Versteinerungen. 3. Mollusken. N. Jahrb. f. Min. 1842.

36. Hall und Meek: Descriptions of New Species of Fossils, from the Cretaceous Formations of Nebraska. Mem. Americ. Acad. Arts and Sci. N. S. **5**, 1854. 1855.

37. Hayden: First annual report of the United States Geological Survey of the Territories, embracing Nebraska, 1867. First, second, and third annual reports of the United States Geological Survey of the Territories for the years 1867, 1868 and 1869. 1873.

38. Hector: On the Geology of the Country between Lake Superior and the Pacific-Ocean (between the 48th and the 54th parallels of latitude), visited by the Government Exploring Expedition under the command of Captain J. Palliser (1857—1860). Quart. Journ. Geol. Soc. London. **17**, 1861.

39. Imkeller: Die Kreidebildungen und ihre Fauna am Stallauer Eck und Enzenauer Kopf bei Tölz. Palaeontographica. **48**, 1901.

40. Jimbo: Beiträge zur Kenntniss der Fauna der Kreideformation von Hokkaidō. Palaeont. Abhandl. N. F. **2**, (3), 1894.

41. Johnson: The Geology of the Cerrillos Hills, New Mexico. 2, Palaeontology. The School of Mines Quart. **24**, 1903.
42. Jukes-Browne: The cretaceous rocks of Britain. **3**. The Upper Chalk of England. Mem. Geol. Surv. Unit. Kingdom. 1904.
43. Karsten: Die geognostischen Verhältnisse Neu-Granadas. Verhandl. Versamml. deutsch. Naturf. Wien. 1856.
44. Keyserling, Graf: Wissenschaftliche Beobachtungen auf einer Reise in das Petschoraland im Jahre 1843. 1846.
45. Kossmat: Über einige Kreideversteinerungen vom Gabun. Sitz.-Ber. k. Akad. Wiss. Wien. Math.-naturw. Kl. **102**, 1893.
46. Langenhan und Grundey: Das Kieslingswalder Gestein und seine Versteinerungen. 18. Jahresber. d. Glatzer Geb.-Ver. 1891.
74. Leonhard: Die Fauna der Kreideformation in Oberschlesien. Palaeontographica. **44**, 1897.
48. Leymerie: Sur le terrain crétacé du Département de l'Aube. 2 part. Mém. Soc. géol. France (1) **5**, 1842.
49. Liebus: Über einige Fossilien aus der Karpathischen Kreide. Beitr. Paläont. u. Geol. Oesterr.-Ung. u. d. Orients. **14**, 1902.
50. Lisson: Contribución á la Geologia de Lima y sus alrededores. 1907.
51. Logan: The invertebrates of the Benton, Niobrara and Fort Pierre group. The Univ. Geol. Surv. Kansas. **4**, Palaeontology, 1. Upper Cretaceous, 1898.
52. Lumholtz: Unter Menschenfressern. Eine vierjährige Reise in Australien, 1892.
53. Lundgren: On an *Inoceramus* from Queensland. Bih. K. Svensk. Vet. Akad. Handl. **11**, 1886.
54. Mantell: The Fossils of the South Downs; or illustrations of the Geology of Sussex. 1822.
55. Marcou: Geology of North America. 1858.
56. Marvine: Report of Arch. M. Marvine, Assistant geologist directing the Middle Park division. Ann. Rep. U. S. Geol. and Geograph. Surv. Territ. embracing Colorado and parts of adjacent Territories, 1873. 1874.
57. Matheron: Catalogue méthodique et descriptif des Corps organisés fossiles du Département des Bouches du Rhone, 1842.
58. Mayer-Eymar: Systematisches Verzeichnis der Kreide- und Tertiär-Versteinerungen der Umgegend von Thun. Beitr. geol. Karte Schweiz. Liefrg. 24 (2), 1887.
59. McCoy: Note on the Cretaceous Deposits of Australia. Ann. Mag. Nat. Hist. London (3) **16**, 1865.
60. Meek: a) Remarks on the Cretaceous fossils collected by Professor Henry Y. Hind, on the Assiniboine and Saskatchewan Exploring Expedition, with descriptions of some new species. In: Report of Progress; together with a preliminary and general report on the Assiniboine and Saskatchewan Exploring Expedition, made under instruction from the Provincial Secretary Canada. By Henry Youle Hind. Toronto, 1859.

b) Descriptions of new Fossil Remains collected in Nebraska and Utah by the Exploring Expedition under the command of Capt. J. H. Simpson, of U. S. Topographical Engineers. Proceed. Acad. Nat. Sci. Philadelphia. **12**, 1860. 1861,

c) Descriptions of new Cretaceous Fossils collected by the North-Western Boundary Commission, on Vancouver and Sucia Islands. Ebenda 1861. 1862.

d) Preliminary palaeontological report, consisting of lists of fossils, with descriptions of some new types etc. Preliminary Report U. S. Geol. Surv. of Wyoming and portions of contiguous territories. 1871.

e) Report on the palaeontological collections of the Expedition. In Simpson: Report of Explorations across the Great Basin of the Territory of Utah in 1859. 1876.

f) A report on the Invertebrate Cretaceous and Tertiary fossils. Report U. S. Geol. Survey Territories. **9**, 1876.

g) Descriptions and illustrations of fossils from Vancouver's and Sucia Islands and other northwestern localities. Bull. U. S. Geol. and Geograph. Surv. Terr. **2**, 1876.

h) Palaeontology in King: Report of the Geological Exploration of the 40th Parallel. **4**, (1), 1877.

61. Meek and Hayden: a) Descriptions of new fossil species of Mollusca, collected by Dr. F. V. Hayden, in Nebraska Territory, together with a complete Catalogue of all the remains of Invertebrata hitherto described and identified from the Cretaceous and Tertiary Formations of that region. Proceed. Acad. Nat. Sci. Philadelphia. **8**, 1856. 1857.

b) Descriptions of twenty-eight new species of Acephala and one Gastropod, from the Cretaceous formations of Nebraska Territory. Ebenda.

c) Descriptions of New Organic Remains, collected in Nebraska Territory in the year 1857, by Dr. F. V. Hayden, Geologist to the Exploring Expedition under the command of Lieut. G. K. Warren, Top. Eng. U. S. Army, together with some remarks on the Geology of the Black Hills and portions of the surrounding Country. Ebenda **10**, 1858. 1859.

d) Descriptions of new Organic Remains from the Tertiary, Cretaceous and Jurassic Rocks of Nebraska. Ebenda **12**, 1860. 1861.

e) Systematic Catalogue, with Synonyma, etc., of Jurassic, Cretaceous and Tertiary Fossils, collected in Nebraska. Ebenda.

f) Descriptions of new Cretaceous Fossils from Nebraska Territory, collected by the Expedition sent out by the Government under the command of Lieut. John

Mullan, U. S. Topographic Engineers, for the location and construction of a Wagon Road from the sources of the Missouri to the Pacific Ocean. Ebenda **14**, 1862. 1863.

62. de Mercey: Description de l'*Inoceramus Mantelli*. Mém. Soc. Linn. Nord. France. **4**, 1877.
63. Michael: Über Kreidefossilien von der Insel Sachalin. Jahrb. Kgl. Preuß. geol. Landes-Anst. u. Bergakad. **19**, 1898.
64. Michelin: Catillus pyriformis Michelin. Mag. de Zool., Classe 5, Mollusques. 1831—1838.
65. Morton: Synopsis of the Organic Remains of the Cretaceous Group of the United States. 1834.
66. Müller, G.: a) Beitrag zur Kenntnis der oberen Kreideformation am nördlichen Harzrande. Jahrb. Kgl. Preuß. geol. Landes-Anst. u. Bergakad. 1887.
    b) Die Molluskenfauna des Untersenons von Braunschweig und Ilsede. 1. Lamellibranchiaten und Glossophoren. Abhandl. Kgl. Preuß. geol. Landes-Anst. u. Bergakad. N. F. **25**, 1898.
    c) Über die Gliederung der *Actinocamax*-Kreide im nordwestlichen Deutschland. Zeitschr. Deutsch. geol. Ges. **52**, 1900.
67. Newton: On some fossils from the Nubian Sandstone Series of Egypt. Geol. Mag. (5) **6**, 1909.
68. Nikitin: Les vestiges de la période crétacée dans la Russie centrale. Mém. Comité géol. **5**, (2), 1888.
69. Nilsson: Petrificata Suecana Formationis cretacae. 1827.
70. Nowak: Gliederung der Oberen Kreide in der Umgebung von Halicz. Bull. Acad. Sci. Cracovie. Math.-naturw. Kl. 1909
71. Ooster und Fischer-Ooster: Protozoe helvetica **1**, 1869.
72. d'Orbigny: a) Coquilles et Echinodermes fossiles de Colombie (Nouvelle-Grenade), accueillis de 1821 à 1833, par M. Boussingault. 1842.
    b) Paléontologie française. Terrains crétacés **3**. Lamellibranches. 1843—1847.
    c) Prodrome de Paléontologie stratigraphique universelle. **2**, 1850.
73. Owen: Report of a geological Survey of Wisconsin, Iowa and Minnesota. 1852.
74. v. Palfy: Zwei neue *Inoceramus*-Arten aus den oberen Kreideschichten der siebenbürgischen Landesteile. Földt. Köszl. **33**, 1903.
75. Parkinson: Remarks on the Fossils collected by Mr. William Phillips near Dover and Folkestone. Transact. geol. Soc. London. **5** (1), 1819.
76. Peron: Notes pour servir à l'histoire du terrain de Craie dans le Sud-est du Bassin anglo-parisien. 1887.
77. Petrascheck: a) Über Inoceramen aus der Kreide Böhmens und Sachsens. Jahrb. k. k. geol. R.-A. **53**, 1903.
    b) Über Inoceramen aus der Gosau und dem Flysch der Nordalpen. **56**, 1906.

78. Phillips: a) Illustrations of the geology of Yorkshire; or a description of the strata and organic remains. 2. Edit. 1835.
b) 3. Edit. 1875.
79. Pictet et Campiche: Description des fossiles du Terrain crétacé des environs de Sainte-Croix. 4 part. Mat. Paléont. Suisse, 5 Sér. 1868—1871.
80. Pictet et Roux: Description des Mollusques fossiles qui se trouvent dans les grès verts des environs de Genève. 1847—1853.
81. Quaas: Beitrag zur Kenntniss der obersten Kreidebildungen in der Libyschen Wüste (*Overwegi*-Schichten und Blätterthone). Palaeontographica. **30**, 1902.
82. Roemer, A: Die Versteinerungen des norddeutschen Kreidegebirges. 1841.
83. Roemer, F.: a) Texas. Mit besonderer Rücksicht auf deutsche Auswanderung und die physischen Verhältnisse des Landes nach eigener Beobachtung geschildert; mit einem naturwissenschaftlichen Anhange und einer topographisch-geognostischen Karte von Texas. 1849.
b) Die Kreidebildungen von Texas und ihre organischen Einschlüsse. 1852.
84. Rogala: Die obercretacischen Bildungen im galizischen Podolien. I. Teil. Turon. Weiße Kreide mit Feuersteinen. Bull. Acad. Sci. Cracovie. Cl. Sci. math. et nat. 1911.
85. Sacco: Contribution à la connaissance paléontologique des argiles écailleuses et des schistes ophiotiques de l'Apennin septentrional. Mém. Soc. Belge de Géol., Paléont. et d'Hydrol. **7**, 1893.
86. Savi et Meneghini: Considerazioni sulla Geologia stratigrafica della Toscana. 1850.
87. Schafhäutl: Süd-Bayerns Lethaea geognostica. Der Kressenberg und die südlich von ihm gelegenen Hochalpen, geognostisch betrachtet in ihren Petrefakten. 1863.
88. Schiel: List and description of Organic Remains collected during the Expedition of the Central Pacific Railroad line. Reports of Explorations and Surveys to ascertain the most practicable and economical route for a railroad from the Mississippi River to the Pacific Ocean. **2**. 1855.
89. v. Schlotheim: a) Beiträge zur Naturgeschichte der Versteinerungen in geognostischer Hinsicht. Leonhard: Mineralog. Taschenbuch. **7**, 1813.
b) Die Petrefaktenkunde auf ihrem jetzigen Standpunkte. 1820.
90. Schlüter: a) Kreide-Bivalven. Zur Gattung *Inoceramus*. Palaeontographica. **24**, 1877.
b) Vorlage einiger Inoceramen und Cephalopoden der texanischen Kreide. Sitz.-Ber. niederrhein. Ges. Bonn in Verhandl. naturhist. Ver. preuß. Rheinl. und Westf. **44**, 1887.
91. Schmidt: a) Wissenschaftliche Resultate der zur Aufsuchung eines angekündigten Mammutkadavers von der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften an den unteren Jenissei ausgesandten Expedition. Acad. Imp. Sci. St.-Pétersbourg. (7), **18**, 1872.

b) Über die neue Gattung *Lopatinia* und einige andere Petrefakten aus den mesozoischen Schichten am unteren Jenissei. Verhandl. Ruß. Kais. Min. Ges. St. Petersburg (2) **7**, 1872.

92. Schröder: Unterer Emscher am Harzrande zwischen Blankenburg und Thale. Schröder u. Böhm: Geologie und Paläontologie der subhercynen Kreidemulde. Abhandl. Kgl. Preuß. Geol. Landes-Anst. N. F. **56**, 1909.

93. Semenow: Faune des dépôts crétacés de Mangychlak et de quelques autres localités de la Province Transcaspienne. Trav. Soc. Imp. Nat. St.-Pétersbourg **28**, 1899.

94. Shimer and Blodgett: The stratigraphy of the Mt. Taylor Region, New Mexico. Americ. Journ. Sci. (4) **25**, 1908.

95. Shumard: a) Descriptions of New Fossils from the Tertiary Formation of Oregon and Washington Territories and the Cretaceous of Vancouver's Island. Transact. Acad. Sci. St. Louis. **1**, 1856—1860.

b) Descriptions of New Cretaceous Fossils from Texas. Ebenda.

96. Simionescu: Fauna cretacica superiore de la Urmös (Transsilvanie). Acad. Romana. **4**, 1899.

97. Sinzow: Jura- und Kreideversteinerungen des Gouvernements Saratow. Materialien zur Geologie Rußlands. **4**, 1872.

98. Smolenski: Le Sénonien supérieur de Bonarka. 1. Les Cephalopodes et les Inoceraminés. Anzeig. Akad. Wiss. Krakau. Math.-naturw. Kl. 1906.

99. Sowerby, James: On a Fossil Shell of a fibrous Structure, the Fragments of which occur abundantly in the Chalk Strata and in the Flints accompanying it. Transact. Linn. Soc. London. **13**, 1822.

100. Sowerby, James D. C. a) The Mineral Conchology of Great Britain. **5**, 1825.

b) Dasselbe, **6**, 1829.

c) Fossils, sent by Sam Tyssen. Magaz. Nat. Hist. **2**, London, 1829.

101. Stanton: a) The Fauna of the Knoxville beds. Bull. U. S. Geol. Surv. **133**, 1895.

b) Mesozoic fossils of the Yellowstone National Park. U. S. Geol. Surv. Monogr. **32**, 1899.

102. Stille, Über die Verteilung der Facies in den Scaphitenschichten der südöstlichen westfälischen Kreidemulde nebst Bemerkungen zu ihrer Fauna. Jahrb. Kgl. Preuß. geol. Landes-Anst. u. Bergakad. **26**, 1905.

103. Stoliczka: Cretaceous Fauna of Southern India. **3**. The Pelecypoda. Palaeont. Indica. Mem. Geol. Surv. India, Ser. 6, 1870—1871.

104. v. Strombeck: Gliederung des Pläners im nordwestlichen Deutschland nächst dem Harze. Zeitschr. Deutsch. geol. Ges. **9**, 1857.

105. Trautschold: Der Inoceramen-Ton von Ssimbirsk. Bull. Soc. Imp. Nat. Moscou, **38**, 1865.

106. Tuomey: Description of some new Fossils, from the Cretaceous Rocks of the Southern States. Proceed. Acad. Nat. Sci. Philadelphia. **7**, 1854, 1855. 1856.

107. Walch: Die Naturgeschichte der Versteinerungen zur Erläuterung der Knorr'schen Sammlung von Merkwürdigkeiten der Natur. Theil 2, Abschnitt 1, 1768.

108. Weerth: Die Fauna des Neocomsandsteins im Teutoburger Wald. Paläont. Abhandl. **2**, 1884.

109. Wegner: Die Granulatenkreide des westlichen Münsterlandes, 1. Zeitschr. Deutsch. geol. Ges. **57**, 1905.

110. Weller: A report on the Cretaceous palaeontology of New Jersey. Geol. Surv. New Jersey. Palaeont. Ser. **4**, 1907.

111. White: a) Preliminary report upon invertebrate fossils collected by the expeditions of 1871, 1872 and 1873, with descriptions of new species. Prelim. Report Geogr. and Geol. Expl. and Surv. west of 100th Meridian. By G. M. Wheeler. 1874.

b) Invertebrate palaeontology of the Plateau Province. Report on the Geology of the Eastern portion of the Uinta Mountains and a region of country adjacent thereto, by Powell. U. S. Geol. and Geogr. Surv. Territ. 1876.

c) Report upon the Invertebrate fossils. Rep. U. S. Geogr. Surv. west of the 100th Meridian. **4**. Palaeontology Pt. 1, 1877.

d) Contributions to Invertebrate Palaeontology. N. 1, Cretaceous Fossils of the Western States and Territories. Eleventh Ann. Rep. U. S. Geogr. and Geol. Surv., embracing Idaho and Wyoming, being a report of progress of the exploration for the year 1877. 1879.

112. Whiteaves: a) On the Fossils of the Cretaceous Rocks of Vancouver and adjacent Islands in the Strait of Georgia. Geol. Surv. Canada. Mesozoic Fossils. **1** (2), 1879.

b) On the Lower Cretaceous Rocks of British Columbia. Proceed. and Transact. R. Soc. Canada. **1**, Sect. 4, 1882. 1883.

c) On the Fossils of the Coal-bearing deposits of the Queen Charlotte Islands collected by Dr. G. M. Dawson in 1878 Geol. Surv. Canada. Mesozoic Fossils. **1** (3), 1884.

113. Whitfield: a) Palaeontology of the Black Hills of Dakota. U. S. Geogr. and Geol. Surv. Rocky Mountain Region. 1880.

b) Brachiopoda and Lamellibranchiata of the Raritan Clays and Greensand Marls of New Jersey. U. S. Geol. Surv. Monogr. **9**, 1885.

114. Wilckens: Die Lamellibranchiaten, Gastropoden usw. der oberen Kreide Südpatagoniens. Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. B. **15**, 1905.

115. Wiltshire: On the Red Chalk of Hunstanton. Quart. Journ. Geol. Soc. London **25**, 1869.

116. Woods: a) The cretaceous Fauna of Pondoland. Ann. South Afric. Mus. **4**, 1906.

b) A Monograph of the Cretaceous Lamellibranchia of England. **2**. Palaeont. Soc. London. 1911.

117. Woodward: An Outline of the Geology of Norfolk, 1833.

118. Yokoyama: Versteinerungen aus der japanischen Kreide. Palaeontographica **36**, 1890.
119. Zekeli: Das *Genus Inoceramus* und seine Verbreitung in den Gosaugebilden der östlichen Alpen. Jahresber. naturw. Ver. Halle. **4**, 1851. 1852.
120. Zittel: Die Bivalven der Gosaugebilde in den nordöstlichen Alpen. Denkschr. K. Akad. Wiss. Wien, Math.-naturw. Kl. **25**, 1866.
121. Zugmayer: Über Petrefaktenfunde aus dem Wiener Sandstein des Leopoldberges bei Wien. Verhandl. k. k. geol. R.-A. 1875.

Verzeichnis der Arten.

Hinsichtlich der Anordnung der Spezies hat mir Boyle's Catalogue and Bibliography of North American Mesozoic Invertebrate[1]) als Muster gedient. Fortgelassen sind alle als sp. und sp. indet in der Literatur angeführten Formen. Die fettgedruckten Namen bezeichnen abgebildete Kreidespezies, die einfach gedruckten Manuskriptnamen; kursiv gedruckt sind die Arten, welche als einer anderen Formation oder Gattung späterhin angehörig erkannt worden sind. Dort, wo 2 Jahreszahlen angeführt sind, bedeutet die erste dasjenige der Aufstellung, die zweite das der Abbildung, welch' beide nicht immer zusammenfallen. Demgemäß ist dann auch in der zweiten Zeile eine zweifache Literaturangabe gemacht worden. Die Angabe des Horizontes und der Fundorte ist stets der Originalangabe des Autors entnommen.

acuteplicatus Schafh. 1863.
Schafhäutl 87, S. 153, t. 29, f. 2, 4; t. 34, f. 3—5, 7, 8.
Kreidebildung.
Köchel des Murnauer Mooses.

acuteplicatus Stanton 1899.
Stanton 101 b, S. 634, t. 75, f. 9, 10; t. 76, f. 1.
Coloradoformation.
Snake River, 1/4 Meile oberhalb der Mündung des Sickle Creek.

cfr. acutirostris Meek and Hayden 1873.
Marvine 56, S. 155, 179.
? Niobrara group.
Middle Park (Colorado).

aduncа Anderson 1902.
Anderson 3, S. 73, t. 9, f. 188, 189.
Wahrscheinlich Lower Chico.
Forty nine Mine bei Phönix (Oregon).

aequivalvis Brüggen 1910.
Brüggen 9, S. 751, Textfig. 17.
Untersenon.
Otusco.

alatus Goldf. 1836.
Goldfuss 31, S. 116, t. 112, f. 3.
Quadersandstein.
Schandau.

aff. alatus Goldf. 1890.
Cayeux 12, S. 116.
Zone des *Micraster breviporus*.
St.-Benin.

[1]) Bull. U. S. Geol. Surv. Nr. 102. 1893.

altus Meek 1871 (1876).
Meek 60d, S. 302—60f, S. 43, t. 14, f. 1a, b.
Fort Pierre group.
Medicine Bow station (Wyoming).

alveatus Morton 1834.
Morton 65, S. 63, t. 17, f. 4.
Older cretaceous strata.
Greene county (Alabama).

ambiguus Eichw. 1846 (1865).
Eichwald 19b, S. 515—19c, S. 493, t. 21, f. 8a, b.
Grès néocomien.
Wytkrino bei Moskau

ambiguus v. Haenl. 1895.
v. Haenlein 34f, S. 118.
Sandmergel.
Löhof, Steinholz.

Andersoni Eth. jr. 1904.
Etheridge jr. 22b, S. 73, t. 2, f. 7—10.
Arrialoor u. Trichonopoly groups.
Umkwelane Hill.

andinus Wilck. 1905.
Wilckens 114, S. 9, t. 3, f. 1.
Cenoman oder Turon.
Cerro Toro (Argentinien).

anglicus Woods 1910.
Woods 116b, S 264, t. 45, f. 8—10, Textfig. 29.
Red limestone: Hunstanton.
Gault: Folkestone.

angulatus d'Orb. 1845.
d'Orbigny 72b, t. 408, f. 3, 4.

angulosus d'Orb. 1845.
d'Orbigny 72b, S. 515.
Turon.
Sainte-Cérotte (Sarthe).

angulosus Jimbo 1894.
Jimbo 40, S 43, t. 8, f. 6.
Ootatoor group.
Am Ponhorokabets im Yubari-Kohlenfeld (Hokkaidō).

anisopleurus Wegner 1905.
Wegner 109, S. 166.
Emscher.
Westfalen.

annulatus Goldf. 1836.
Goldfuss 31, S. 114, t. 110, f. 7a, b.
Weiße und grünliche Kreide.
Westfalen.

aratus Conrad 1852.
Conrad 14a, S. 226, t. 19, f. 113.
Chalk.
Bei Neby Musa.

argenteus Conrad 1858.
Conrad 14e, S. 329, t. 34, f. 16.
Ripley group.
Owl Creek, 3 Meil. nördl. Ripley.

aucella Trautsch. 1865.
Trautschold 105, S. 4, t. 1, f. 2a—c, 3a, b.
? Juraformation.
Ssimbirsk.

cfr. aucella Trautsch. 1899.
Semenow 93, S. 55, t. 1, f. 11.
Aptien.
Tschajir (Mangischlak).

aviculoides Meek and Hayden 1860.
Meek and Hayden 61d, S. 181.
Niobrara group.
Little Blue River (Nebraska).

Balchii Meek and Hayden 1860 (1876).
Meek and Hayden 61c, S. 180. — Meek 60f, S. 56, t. 15, f. 1a, b.
Fox Hills group: Deer Creek.
Fort Pierre group: White River, oberhalb der Mauvaises Terres; Yellowstone River, 150 Meilen oberhalb der Mündung.

Balli Newton 1909.
Newton 67, S. 392, t. 21.
Campanien.
Assuan, am Westende des Nil-Staudammes.

balticus J. Böhm 1909 (1836).
Goldfuss 31, S. 116, t. 112, f. 4b. — Böhm 7, S. 46, t. 11, f. 2, a; t. 12, f. 1, a.
Untere Quadratenschichten.
Dülmen.

Barabinoi Morton 1834.
Morton 65, S. 62, t. 13, f. 11; t. 17, f. 3.
Older cretaceous strata.
Greene county (Alabama).

Barabinoi Morton var. 1854.
Tuomey 106, S. 170.
Older cretaceous strata.
Greene county (Alabama).

Baumanni Kossmat 1893.
Kossmat 45, S. 583, t. 2, f. 1—3.
Turon oder Untersenon.
Zwischen Platon und Glass am Gabun.

Beyrichi (Endocostea) J. Böhm 1909 (1852).
Beyrich 6, S. 151, t. 5, f. 1a, b. — Böhm 7, S. 53.
? Overwegi-Schichten.
Wadi Tagidscha zwischen Mizda u. dem Nordrande der Hammada.

biformis Tuomey 1854.
Tuomey 106, S. 170.
Cretaceous.
Cahawba (Alabama).

bilobatus G. Müll. 1887.
Müller 66a, S. 414, t. 18, f. 2.
Emscher.
Zilly.

J. Böhmi G. Müll. 1900 (1898).
Müller 66c, S. 39 — 66b, S. 41, t. 5, f. 7.
Emscher.
Ilsede.

bohemicus Leonhard 1897.
Leonhard 47, S. 26, t. 5, f. 1a—c.
Cenoman.
Leobschütz (f. 1a), Korycan (f. 1b, c).

Brancoi Wegner 1905.
Wegner 109, S. 159, Textfig.
Z. d. Uintacrinus westfalicus.
Recklinghausen.

Brongniarti Mant. 1822.
Mantell 54, S. 214, t. 27, f. 8.
Upper Chalk.
Bei Lewes und Brighton.

Brongniarti Mant. var. 1822.
Mantell 54, S. 215, t. 28, f. 3.
Upper Chalk.
Bei Lewes und Brighton.

Brongniarti Sow. var. undulata (Goldf., Roem.) 1852.
Zekeli 120, S. 104.
Gosauschichten.
Meinersdorf an der Wand.

cfr. Brongniarti 1890.
Cayeux 12, S. 116.
Z. d. Micraster breviporus.
St.-Benin.

Brongniarti Sow. var. annulata Goldf. 1901.
Elbert 20, S. 97, 102, 105.
Breviporus-Pläner.
Lengerich, Kleiner Berg b. Rothenfelde, Brackwede.

Brongniarti Sow. var. cordiformis Sow. 1901.
Elbert 20, S. 104.
Breviporus-Pläner.
Halle i. W.

Brongniarti Sow. var. cfr. cordiformis Sow. bei Goldf. 1901.
Elbert 20, S. 105.
Breviporus-Pläner.
Brackwede.

Brongniarti Sow. var. undulata Mant. 1901.
Elbert 20, S. 97, 104.
Breviporus-Pläner.
Lengerich, Halle i. W.

Brooksi(Endocostea) Johns.1903.
Johnson 41, S. 192, t. 5, f. 23a, b.
Fort Pierre group.
Eine Meile westl. von Madrid.

Browni Cragin 1889.
Cragin 17a, S. 67.
Fort Hays limestone.
Devils gap bei Tapley (Osborne county, Kansas).

Brunneri Ooster 1869.
Ooster 71, S. 2, t. 1, f. 1—5; t. 2, f. 1.
Roter Jura-Kalk.
Simmenfluh bei Wimmis.

calcinatus Fournier 1896.
Fournier 27, S. 158.
Etage Turonien.
Bassin du Rion supérieur, du Tskhenis-Tskhali et de l'Abah; Bassin de la Kwivila, de la Tcherimela et cuvette synclinale de Laché.

canadensis Meek 1859.
Meek 60a, S. 183, t. 1, f. 4, 5.
? Fort Pierre group.
Little Souris river (Canada).

cancellatus Goldf. 1836.
Goldfuss 31, S. 113, t. 110, f. 4.
Grünsand.
Dülmen.

aff. cancellatus Goldf. 1872.
Schmidt 91a, S. 161, t. 3, f. 11; t. 3a, f. 17.
Geschiebe.
Unterer Jenissei.

capax (Haploscapha) Conrad 1874.
Conrad 14g, S. 455.
Cretaceous.
Bei Denver (Colorado).

capulus Shumard 1860.
Shumard 95b, S. 606.
Lower cretaceous period.
Steilufer des Red river (Lamar county, Texas).

cardissoides Goldf. 1836.
Goldfuss 31, S. 112, t. 110, f. 2a, b.
Grünsand.
Salzberg bei Quedlinburg.

Carsoni McCoy 1865.
McCoy 59, S. 334.
Lower Chalk.
Westufer des Flinders river, am Fuße des Walker's Table Mountain.

chamaeformis Coqu. 1859.
Coquand 16, S. 984.
Santonien.
Segonzac.

comancheanus Cragin 1894.
Cragin 17c, S. 53.
Duck creek limestone.
Denison.

complanatus v. Haenl. 1889.
v. Haenlein 34a, S. 465.
Salzbergniveau.
Salzberg.

concentricus Park. 1819.
Parkinson 75, S. 58, t. 1, f. 4.
Blue marl.
Folkestone.

concentricus Logan 1898.
Logan 51, S. 490, t. 106, f. 1.
Niobrara group.
Nördl. Ellis (Ellis county, Kansas).

concentricus Park. var. subsulcata Wiltsh. 1910.
Woods 116b, S. 268, t. 47, f. 3—14.
Gault.
Folkestone.

confertim-annulatus F. Roem. 1852.
F. Roemer 83b, S. 59, t. 7, f. 4.
Grenze d. Et. turonien und sénonien.
Furt der Guadalupe bei Neu-Braunfels.

confusus Airaghi 1904.
Airaghi 1, S. 184, 194, t. 4, f. 15; Textfig. 7.
Turon.
Graes.

conicus Guér. 1867.
Guéranger 33, S. 20, t. 25, f. 6.
Etage cénomanien.
Répert.

Conradi Hall and Meek 1855.
Hall and Meek 36, S. 387, t. 2, f. 5, a, b.
Fort Benton shales.
Missouri River, 5 Meilen unterhalb der Einmündung des Vermillion.

constrictus Eth. jr. 1901.
Etheridge 22a, S. 24, t. 2, f. 7; t. 3, f. 6.
Rolling Downs Formation.
Hughenden und Marathon Stations; Flinders river, hinter Hughenden Hotel.

contortus v. Haenl. 1892.
v. Haenlein 31c, S. 4.
Sandmergel.
Steinholz bei Quedlinburg.

convexus Hall and Meek 1854.
Hall and Meek 36, S. 386, t. 2, f. 2, a, b.
Fort Pierre group.
Sage creek.

convexus Eth. 1881.
Etheridge 21b, S. 143, t. 2, f. 6, a.
Totternhoe stone.
Burwell.

convexus Eth. var. **quadratus** Eth. 1881.
Etheridge 21b, S. 143, t. 2, f. 7.
Totternhoe stone.
Burwell.

Coquandianus d'Orb. 1845.
d'Orbigny 72b, S. 505, t. 403, f. 6—8.
Albien.
Escragnolles.

cordiformis Sow. 1825.
Sowerby 100a, S. 61, t. 440.
Gravesend.

corrugatus v. Haenl. 1893.
v. Haenlein 34e, S. 5.
Salzbergniveau.
? Salzberg.

costellatus Conrad 1858.
Conrad 14e, S. 329, t. 34, f. 12.
Ripley group.
Owl creek, 3 Meilen nördl. Ripley.

cracoviensis Smol. 1906.
Smolenski 98, S. 723, t. 28, f. 21, 22.
Untersenon.
Zwischen Bonarka und Wola Duchacka.

aff. cracoviensis Smol. 1909.
Nowak 70, S. 874.
Santonien und Unterkampanien.
Halicz.

cranium Phill. 1835.
Phillips 78a, S. 91.
White Chalk.
Hummanby (Yorshire).

crassus Petrascheck 1903.
Petrascheck 77a, S. 164, t. 8, f. 4a—c.
Chlomecker Quader.
Dachsloch bei Innocenzidorf östl. Kreibitz.

crassus Petr. var. **planior** Smol. 1906.
Smolenski 98, S. 722.
Untersenon.
Zwischen Bonarka und Duchacka.

crenistriatus F. Roem. 1904.
Airaghi 1, S. 197, t. 4, f. 16.
Turon.
Austin.

Crippsi Mant. 1822.
Mantell 54, S. 133, t. 27, f. 11.
Grey chalk marl.
Ringmer, Hamsay, Offham.

Cripsi Mant. var. **alaeformis** Zek. 1852.
Zekeli 119, S. 102, t. 1, f. 1.
Gosauschichten.
Wiener Neustadt, Gosauthal.

Cripsi Mant. var. alata 1906.
Smolenski 98, S. 724.
Untersenon.
Bonarka.

Cripsi? var. Barabini Mort. 1876.
Meek 60f, S. 49, t. 13, f. 1a—c; t. 12, f. 3.
Fort Pierre group.
Yellowstone river, 150 Meilen oberhalb seiner Mündung.

Cripsi Mant. var. **decipiens** Zitt. 1866.
Zittel 120a, S. 98, t. 15, f. 1.
Provencien.
Grünbach.

Cripsi Mant. var. Goldfussana d'Orb. 1852 (1836).
Zekeli 119, S. 101. — Goldfuss 31, t. 112, f. 4d.
Etage turonien et sénonien.
Gosau.

Cripsi Mant. var. **giarielensis** Fallot 1885.
Fallot 23, S. 251, t. 7, f. 2.
Sénon. supér.
Fort de Giariel.

Cripsi Mant. var. impressa d'Orb. 1866.
Zittel 120, S. 98.
Provencien.
Gosautal.

Crippsi var. proxima Tuomey 1879.
Whiteaves 112a, S. 172.
Nanaimo group.
Trent river; Nanaimo river, 2¼ Meilen aufwärts und Blunder Point, V. J.: auch auf den Sucia Islands.

Cripsi Mant. var. **radiosa** Quaas 1902.
Quaas 81, S. 170, t. 20, f. 9, 10.
Overwegi-Schichten.
Ammonitenberge und Gebel Lifte in der Oase Dachel.

Crippsi Mant. var. reachensis Eth. 1910.
Woods 116b, S. 278, t. 48, f. 4, 5; t. 49, f. 1.
Lower Chalk.
Blue Bell Hill, Burham.

Cripsi Mant. var. regularis d'Orb. 1866.
Zittel 120, S. 22, t. 14, f. 3; t. 15, f. 5.
Provencien.
Gosau.

Cripsi? var. subcompressa Meek and Hayden 1876.
Meek 60f, S. 48, t 38, f. 2 bis.
Fox Hills group.
Mündung des Judith river, oberhalb Fort Union.

Cripsii? var. subundata Meek 1876.
Meek 60g, S. 358, t. 3, f. 1, a, 3, a.
Nanaimo group.
Sucia Islands.

Crippsii var. suciensis Whiteaves 1879.
Whiteaves 112, S. 173.
Nanaimo group.
Südwestseite von Denman Island.

Cripsi Mant. var. **sulcata** F. Roem. 1852.
F. Roemer, 83b, S. 57, t. 7, f. 2.
Grenze des Et. turon et sénon.
Furt bei Neu-Braunfels und im Bett des Cibolo am Übergangspunkte des Weges von Neu-Braunfels nach San Antonio.

Cripsii Mant. var. tenuilineata Hall and Meek 1904.
Airaghi 1, S. 185, Textfig. 8; S. 197 t. 4, f. 12.
Senon
Novale.

Cripsi Mant. var. **typica** Zitt. 1866.
Zittel 120, S. 98, t. 14, f. 1, 2.
Provencien.
Muthmannsdorf, Neue Welt.

cfr. Cripsii Mant. 1877.
Schlüter 90a, S. 279.
Emscher.
Zechen Ewald, Hugo Osterfeld und Graf Schwerin.

cfr. Cripsi Mant. 1903.
Sacco 85, S. 8, t. 1, f. 2—5.
Argille scagliose.
Apennin de Romagna (Serre Perticara).
M. Frassineto bei Castel S. Pietro.

Cumminsi Cragin 1893.
Cragin 17b, S. 192, t. 36, f. 1, 2; t. 37.
Upper Cretaceous.
Chihuahua, etwa 4 Meilen südlich Presidio del Norte.

cuneatus Meek and Hayden 1860.
Meek and Hayden 61d, S. 180.
Fort Pierre group.
Yellowstone River, 150 Meilen oberhalb der Mündung.

cuneiformis d'Orb. 1845.
d'Orbigny 72b, S. 512, t. 407.
Turon.
Toucy, Umgegend von Saint-Sauveur (Yonne), Rouen (Seine-Inférieure), Souillon (Schweiz).

cfr. cuneiformis d'Orb. 1857.
v. Strombeck 104, S. 417.
Scaphiten-Schichten.
Nordwest-Deutschland.

cfr. cuneiformis d'Orb. 1899.
Semenow 93, S. 58.
Cenoman.
Bichatky, Airakty (Maugischlak).

curvatus v. Haenl. 1889.
v. Haenlein 34a, S. 466.
Heimburggestein.
Blankenburg a. H.

Cuvieri Sow. 1822.
Sowerby 99, S. 457, t. 25, f. 1—3.
Chalk.
Royston.

Cuvieri Sow. var. **cripsioides** Elb. 1901 (1872-75).
Elbert 20, S. 111. — Geinitz 30, t. 13, f. 12, 13.
Breviporuspläner am Kleinen Berg bei Rothenfelde — Groß-Cotta bei Pirna, Kreibitz.

Cuvieri Sow. var. Geinitziana Stol. 1904.
Flegel 25, S. 24.
Emscher.
Friedrichsgrunder Lehne.

Cuvieri Sow. var. plana Münst. 1901.
Elbert 20, S. 112.
Cuvieri-Pläner bei Laër und Berghausen, Grünsand von Anröchte und Breviporuspläner des Kleinen Berges bei Rothenfelde.

cfr. Cuvieri Sow. 1866.
Zittel 120, S. 101, t. 15, f. 7.
Provencien.
Muthmannsdorf.

cfr. Cuvieri Sow. 1901.
Elbert 20, S. 105.
Breviporus-Pläner.
Brackwede.

aff. Cuvieri Sow. 1901.
Imkeller 39, S. 34.
Pattenauer Schichten.
Stallauer Eck, Zementbruch im Stallauer Graben.

cycloides Wegner 1905.
Wegner 109, S. 162, t. 7, f. 3; Textfig. 5, 6.
Oberer Emscher und Granulatenkreide.
Zeche General Blumenthal bei Recklinghausen.

cymba (Haenleinia) J. Böhm. 1909 (1836).
Goldfuss 31, t. 112, f. 4d. — Böhm 7, S. 56, t. 12, f. 2; t. 13, f. 1, 2.
Zone des Act. granulatus.
Westfalen (Hardt?).

Damesi v. Haenl. 1889.
v. Haenlein 34a, S. 465.
Sandmergel.
Löhof.

Decheni A. Roem. 1841.
A. Roemer 82, S. 60, t. 8, f. 10.
Turtia.
Essen.

cfr. Decheni A. Roem. 1909.
Nowak 70, S. 875.
Coniacien.
Halicz.

deformis Meek 1871 (1877).
Meek 60d, S. 296 — 60h, S. 146, t. 14, f. 4, a.
Benton und Niobrara group.
Colorado city.

digitatus Sow. 1829.
Sowerby 100b, S. 215, t. 604, f. 2.
Geschiebe.
England.

dimidius White 1874 (1877).
White 111a, S. 25 — 111c, S. 181, t. 16, f. 2a—d.
Cretaceous period.
Ojo del Piscado (New Mexico).

dimidius var. **labiatoides** Shim. and Blodgett 1908.
Shimer and Blodgett 94, S. 61, Textfig. 3.
Fort Benton group.
15 Meilen nördlich Cabezon.

diversus Stol. 1871.
Stoliczka 103, S. 407, t. 27, f. 6.
Trichonopoly group.
Anapaudy.

Ellioti Gabb 1869.
Gabb 29a, S. 193, t. 31, f. 90a.
? Chico group.
Alcatraz Island.

eocenicus Savi et Meneghini 1850.
Savi et Meneghini 86, S. 424, 485
Eocän.
Pontassieve.

erectus Meek 1877.
Meek 60h, S. 145, t. 13, f. 1, a; t. 14, f. 3.
Cretaceous.
Chalk creek bei Uptown (Utah).

Escheri May.-Eym. 1887.
Mayer-Eymar 58, S. 4, t. 1, f. 9.
Oberes Valangien.
Bachersboden.

Etheridgei Eth. jr. 1901 (1872).
Etheridge 21a, S. 343, 344, t. 22, f. 3, 4. — Etheridge jr. 22a, S. 22.
Rolling Downs Formation.
Marathon and Hughenden stations.

Etheridgei Woods 1910.
Woods 116b, S. 278, t. 49, f. 2—4.
Chalk marl: Hunstanton.
Tothernhoe stone: Burwell.

Ewaldi Schlüter 1877.
Schlüter 90a, S. 255.
Aptien.
Barler Berg bei Ahaus.

excentrica (Cucullifera) Conrad 1872 (1875).
Cope 15a, S. 349 — 15b, S. 24, t. 57, f. 1, 2.
Niobrara group.
Saline river.

eximius Eichw. 1871.
Eichwald 19d, S. 192, t. 18, f. 1—4; t. 19, f. 3, 4.
Neocom.
Alaska, an der Südseite der Bucht Tukusitnu.

exogyroides Meek and Hayden 1862 (1876).
Meek and Hayden 61f, S. 26. — Meek 60f, S. 46, t. 5, f. 3a—c.
Fort Benton group.
Chippewa point nahe Fort Benton, am oberen Missouri.

expansus Baily 1855.
Baily 4, S. 462, t. 13, f. 5.
? Upper Greensand.
Klippen zwischen dem Umtafuni river und Umzambani river.

expansus Schafh. 1863.
Schafhäutl 87, S. 153, t. 34, f. 1, 2, 6.
Kreidebildung.
Köchel des Murnauer Mooses.

ezoensis Yokoy. 1890.
Yokoyama 118, S 175, t. 18, f. 6, 7a, b.
Ootatoor group.
Urakawa.

fasciatus G. Müll. 1887.
Müller 66a, S. 416, t. 18, f. 3.
Emscher.
Sudmerberg.

Felixi Petraschecк 1906 (1866).
Petrascheck 77b, S. 162. — Zittel 120, t. 15, f. 6.
Muthmannsdorf, Grünbach.

flaccidus White 1874 (1877).
White 111c, S. 178, t. 16, f. 1a, b.
Cretaceous period.
5 Meilen oberhalb Pueblo (Colorado).

flexuosus v. Haenl. 1892 (1909).
v. Haenlein 34a, S. 3. — Böhm 7, S. 54, t. 13, f. 1a, 3, a, b; t. 14, f. 1a—d.
Subhercynquader.
Heidelberg b. Blankenburg a. H.

fragilis Hall and Meek 1854.
Hall and Meek 36, S. 388, t. 2, f. 6a, b.
Benton group.
Missouri river, 5 Meilen unterhalb der Mündung des Vermillion.

fragilis Sinzow 1872.
Sinzow 97, S. 18, t. 2, f. 4.
Aptien.
Saratow.

Frechi Flegel 1904.
Flegel 25, S. 147.
Emscher.
Friedrichsgrunder Lehne, Hockenau.

Fritschi v. Haenl. 1889.
v. Haenlein 34a, S. 465.
Sandmergel.
Löhof.

Geinitzianus Stol. 1871.
Stoliczka 103, S. 407, t. 27, f. 4, 5, a.
Otatoor group: Coonum.
Trichonopoly group: Garudamungalum.

gibbosus Schlüt. 1877.
Schlüter 90a, S. 271.
Emscher.
Zeche Osterfeld b. Oberhausen.

cfr. gibbosus Schlüt. 1893.
v. Haenlein 34e, S. 3.
Goslar (Eisenbahneinschnitt).

gibbus Tuomey 1854.
Tuomey 106, S. 170.
Older Cretaceous strata.
Greene county (Alabama).

giganteus S. Wdw. 1833.
Woodward 117, S. 48.
Upper Chalk.
Trowse and Bishop's Bridge.

giganteus v. Palfy 1903.
v. Palfy 74, S. 494, t. 11.
Emscher.
Szohodol.

Gilberti White 1876 (1879).
White 111b, S. 113 — 111d, S. 285, t. 3, f. 1a—c.
Salt Wells group.
Last Chance creek (Süd-Utah).

glaber v. Haenl. 1895.
v. Haenlein 34f, S. 117.
Sandmergel.
Löhof.

Glatziae Flegel 1904.
Flegel 25, S. 26.
Emscher.
Friedrichsgrunder Lehne.

globosus Sim. 1899.
Simionescu 96, S. 32, t. 3, f. 3, 4a—c.
Turon und Senon.
Urmös.

Goldfussianus d'Orb. 1845.
d'Orbigny 72b, S. 517, t. 411
Senon.
Royan (Charente Inférieure).

Gosseleti Décocq 1874.
Décocq 18, S. 371.
Craie blanche.
Moulle bei Saint-Omer.

grandis (Haploscapha) Conrad 1872 (1875).
Cope 15a, S. 349—15b, S. 23, t. 56, f. 1, 2, a, 3.
Niobrara group.
Saline river.

gryphaeoides Sow. 1829.
Sowerby 100b, S. 161, t. 584, f. 1.
Grünsandstein.
Westlich Lyme Regis, Dorsetshire.

Haenleini G. Müll. 1898.
Müller 66b, S. 41, t. 6, f. 1, 2.
Emscher.
Henrichenburg bei Datteln.

Haenleini? Müll. 1909.
Nowak 70, S. 874.
Santonien und Unterkampanien.
Haliez.

Haueri v. Zugm. 1875.
Zugmayer 121, S. 293.
Wiener Sandstein.
Leopoldsberg b. Wien.

Héberti Fallot 1885.
Fallot 23, S. 249, t. 7, f. 1.
Base de la Craie à Terebratula carnea.
Veynes (Hautes Alpes).

hercynicus Petrascheck 1903.
Petrascheck 77a, S. 156, t. 8, f. 1—3; Textfig. 1.
Labiatus-Pläner: Kemnitz b. Dresden.
Labiatus-Quader: Wand b. Tellnitz.
Weißer Berg b. Prag.

Howelli White 1876 (1879).
White 111b, S. 114—111d, S. 284, t. 4, f. 1a—c.
Henry's Fork group.
Lower Potato valley (Süd-Utah).

Humboldti Eichw. 1830 (1865).
Eichwald 19a, S. 212—19c, S. 494, t. 21, f. 9a, b.
Weiße Kreide: Kremenetz (Wolhynien).
Kreidemergel von Saratow und Tzaritzyne am Wolgaufer.

hungaricus v. Palfy 1903.
v. Palfy 74, S. 495, t. 12.
Untersenon.
Banicza.

aff. hungaricus v. Palfy 1906.
Petrascheck 77b, S. 167.
Senon.
Eiberg b. Kufstein.

ibex v. Haenl. 1890.
v. Haenlein 34b, S. 34.
Sandmergel.
Löhof.

impressus d'Orb. 1845.
d'Orbigny 72b, S. 515, t. 409.
Senon.
Orglande (Manche), Royan (Charente Inférieure).

inaequivalvis Schlüt. 1877 (1836).
Schlüter 90a, S. 265.—Goldfuss 31, t. 112, f. 2.
Turon.
Quedlinburg, Hildesheim.

cfr. inaequivalvis Schlüt. 1901.
Elbert 20, S. 105.
Breviporus-Pläner.
Brackwede.

incertus Jimbo 1894.
Jimbo 40, S. 43, t. 8, f. 7.
Ootatoor group.
Am Pombets (Prov. Ishikari, Hokkaidō).

incurvus Meek and Hayden 1856 (1876).
Meek and Hayden 61a, S. 277. — Meek 60f, S. 61, t. 12, f. 4a, b.
Fort Pierre group.
Little Bear's village, zwischen Fort Pierre und Fort Clark.

inflatus Tuomey 1854.
Tuomey 106, S. 171.
Cretaceous.
Columbus (Mississippi).

involutus Sow. 1829.
Sowerby 100b, S. 160, t. 583, f. 1–3.
Upper Chalk.
Bury St. Edmonds.

irregularis Johnson 1903.
Johnson 41, S. 190, t. 4, f. 21a, b.
Fort Pierre group.
Archavica Arroyo, eine Meile nordwestlich des Grand Central Mountain.

insulensis Décocq 1874.
Décocq 18, S. 370.
Craie blanche.
Emmerin, Carvin.

intermedius Sow. 1829.
Sowerby 100, S. 296, Textfig. 83a, b.
Chalk.
Narborough.

Jaccardi Pict. et Camp. 1869.
Pictet et Campiche 79, S. 105, t. 160, f. 3, 4.
Valendis-Stufe.
Villers-le-lac.

Kiliani Sim. 1899.
Simionescu 96, S. 28, t. 2, f. 5.
Turon und Senon.
Ürmös.

klamathensis And. 1902.
Anderson 3, S. 73, t. 9, f. 185, 186.
Lower Chico.
Willow creek (Sikiyou county, California) und Forty nine mine (Süd-Oregon).

Kleini G. Müll. 1887.
Müller 66a, S. 415, t. 18, f. 1a, b.
Emscher.
Spiegelsberge.

Kneri J. Böhm. 1909.
Böhm 7, S. 53.
Mucronaten-Schichten.
Lemberg.

Koeneni G. Müll. 1887.
Müller 66a, S. 412, t. 17, f. 1.
Emscher.
Löhofsberg, Spiegelsberge.

labiatus v. Schloth. 1813 (1768).
v. Schlotheim 89, S. 93. — Walch 107, S. 84, t. B 11 b**, f. 2.
Pirnaescher Sandstein.
Pirna.

labiatus v. Schloth. var. **carpathica** Sim. 1899.
Simionescu 96, S. 25, t. 2, f. 1a, b.
Turon und Senon.
Ürmös.

labiatus var. lata Sow. 1910.
Woods 116b, S. 284, Textfig. 38–40.
Zone des Holaster planus.
Swaffham (Norfolk).

labiatus var. **multicostata** Airaghi 1904.
Airaghi 1, S. 188.

labiatus v. Schloth. var. **raricostata** Airaghi 1904.
Airaghi 1, S. 188, t. 4, f. 2; Textfig. 3.
Turon.
Gallio (Sette Comuni).

labiatus v. SCHLOTH. var. **regularis** SIM. 1899.
SIMIONESCU 96, S. 24, t. 2, f. 3.
Turon und Senon.
Ürmös.

cfr. labiatus v. SCHLOTH. 1893.
SACCO 85, S. 9, t. 1, f. 7a, b.
Argille scagliose.
S. Andrea di Medesano (Prov. Parma).

cfr. labiatus v. SCHLOTH. 1907.
LISSON 50, S. 30, t. 3, f. 1.
Palao Ventanilla.

aff. labiatus 1895.
BARRAT 5, S. 394.
Turon.
Glass (Gabun).

laevigatus LEYM. 1842.
LEYMERIE 48, S. 9, t. 10, f. 4.
Cenoman.
Montfey, Montigny, Villeneuve, Auxion.

? laeviusculus BEAN 1875.
PHILLIPS 78b, S. 247.
Chalk.
Dane's Dike (Yorkshire).

Lamarckii PARK. 1819.
PARKINSON 75, S. 55, t. 1, f. 3.
Chalk with few flints.
Dover.

aff. Lamarcki 1890.
CAYEUX 12, S. 117.
Z. d. Micr. cortestudinarium.
Roisel.

Langi CHOFF. 1905.
CHOFFAT 13, S. 42, t. 1, f. 1a—d.
? Turon.
Mündung des Dande.

latus MANT. 1822.
MANTELL 54, S. 216, t. 27, f. 10.
Upper Chalk.
Brighton, Lewes, Offham usw.

latus MANT. var. cuneiformis D'ORB. 1901.
ELBERT 20, S 97, 102.
Breviporus-Pläner.
Lengerich, Kleiner Berg b. Rothenfelde.

latus MANT. var. **reachensis** ETH. 1881.
ETHERIDGE 21b, S. 142, t. 1, f. 3, a
Chalk marl: Reach.
Tothernhoe stone: Burwell.

Laubei LIEBUS 1902.
LIEBUS 49, S. 116, Textfig. 1.
Ellgother Schichten.
Krasna (Schlesien).

Lerouxi MARCOU 1858.
MARCOU 55, S. 36, t. 2, f. 3.
Upper Cretaceous.
Am Übergange des Rio Galisteo (New Mexico) von Santa Fe nach Algodores.

lezennensis DÉCOCQ 1874.
DÉCOCQ 18, S. 371.
Craie blanche.
Lezennes-lez-Lille.

cfr. lezennensis DÉCOCQ 1887.
PERON 76, S. 160, t. 1, f. 10.
Craie à Micr. cor anguinum.
Lezennes.

Lingua GOLDF. 1836.
GOLDFUSS 31, S. 113, t. 110, f. 5.
Grünsand.
Dülmen.

aff. Lingua GOLDF. 1899.
SEMENOW 93, S. 57.
Vraconien.
Tube-Kuduk (Mangischlak).

lobatus MÜNST. 1836.
GOLDFUSS 31, S. 113, t. 110, f. 3a, b.
Grünsand.
Quedlinburg.

lobatus MÜNST. var. cancellata GOLDF. 1906.
SMOLENSKI 98, S. 723, t. 27, f. 19.
Untersenon.
Zwischen Bonarka und Wola-Duchacka.

aff. lobatus Münst. 1888.
Nikitin 68, S. 34, t. 5, f. 12.
Turon.
Chotkow (Gouv. Moskau).

aff. lobatus Münst. 1894.
Jimbo 40, S. 41, t. 8, f. 11.
Ootatoor group.
Mukobets (Prov. Hidaka): Tsietomonai (Prov. Kitami, Hokkaidō).

lucifer Eichwald 1871.
Eichwald 19d, S. 194, t. 18, f. 5—7.
Neocom oder Gault.
Südliche Küste der Bucht Tukusitnu auf Alaska.

lunatus Forbes 1845.
Forbes 26, S. 179, Textfig.
? Gault.
Santa Fe de Bogota.

Lynchii Conrad 1852.
Conrad 14a, S. 218, t. 8, f. 47.
Jurassic.
Bhamdûn.

maculatus v. Haenl. 1895.
v. Haenlein 34f, S. 120.
Subhercynquader.
Heidelberg b Blankenburg a. H.

Mantelli de Mercey 1875 (1877).
de Mercey 62, S. 5, t. 1, f. 1—10; t. 2, f. 1—8.
Z. d. Inoc. labiatus bis Z. d. Act. quadratus.
Zahlreiche Fundstellen im Département du Nord.

marathonensis Eth. 1872.
Etheridge 21a, S. 343, t. 22, f. 1.
Marathon beds.
Marathon station.

maximus Lumholtz 1892 (1886).
Lundgreen 53, Taf. — Lumholtz 52, S. 426, Textfig. 87.
Minnie Downs (westl. Queensland).

Montezumae Felix 1891.
Felix 24, S. 181, t. 28, f. 9, 10.
Neocom.
Cerro de la Virgen bei Tlaxiaco.

monticuli Fugger u. Kastner 1885.
Fugger und Kastner 28, S. 80, t. 2.
Flysch.
Muntigl b. Salzburg.

cfr. monticuli Fugger u. Kastner 1893.
Sacco 85, S. 29.
Argille scagliose.
Costa dei Grassi im Secchia-Tal (Prov. di Reggio): Montese (Prov. di Modena).

moresbyensis Whiteaves 1884.
Whiteaves 112c, S. 210, Textfig. 11.
Dawson's Subdivision C.
Nordküste vom Cumsheva Inlet (Moresby Island).

Mortoni Meek and Hayden 1860.
Meek and Hayden 61e, S. 428.
Dakota.

Mülleri Petrascheck 1906.
Petrascheck 77b, S. 160, t. 6, f. 1, 2a, b; Textfig. 1.
Campanien.
Hofergraben, Rontograben, Finstergraben und Hochmoosgraben b. Gosau.

multiplicatus Stol. 1871.
Stoliczka 103, S. 406, t. 28, f. 1a.
Trichonopoly group.
Karapaudy.

cfr. multiplicatus Stol. 1899.
Semenow 93, S. 60.
Cenoman.
Akmych (Mangischlak).

multiplicatus Stol. var. elongata Eth. 1872.
Etheridge 21a, S. 343, t. 22, f. 2.
Marathon beds.
Marathon station. Flinders river.

multistriatus Cragin 1893.
Cragin 17b, S. 192.
Lower cretaceous.
Burnet county.

Munsoni CRAGIN 1894.
CRAGIN 17c, S. 55.
Duck creek limestone.
Denison (Texas).

mytilloides MANT. 1822.
MANTELL 54, S. 215, t. 28, f. 2.
Lower chalk.
Plumpton.

mytilloides MANT. var. 1822.
MANTELL 54, S. 216, t. 27, f. 3.
Lower chalk.
Plumpton, Offham, Southerham.

mytiloides var. 1852.
ZEKELI 119, S. 104.
Gosauschichten.
Muthmannsdorf, Grünbach, Wöllersdorf, Hofergraben, Tauerngraben und Grabenbach der Gosau.

cfr. mytiloides MANT. 1899.
SEMENOW 93, S. 59.
Cenoman.
Bichatky (Mangischlak).

mytilopsis CONRAD 1857.
CONRAD 14c, S. 152, t. 5, f. 6a, b.
Cretaceous.
Fig. a. An der Furt am Wasserfall des Guadalupe bei Neu-Braunfels (Texas).
Fig. b. Neu-Mexico.

nasutus WEGNER 1905.
WEGNER 109, S. 167, t. 10, f. 3; Textfig. 8.
Granulatenkreide.
Dülmen.

Naumanni YOKOY. 1890.
YOKOYAMA 118, S. 174, t. 18, f. 3; 4a, b; 5.
Ootatoor group.
Urakawa.

nebrascensis OWEN 1852.
OWEN 73, S. 582, t. 8A, f. 1.
Cretaceous.
Sage creek (Nebraska).

nebrascensis OWEN var. sagensis OWEN 1879.
WHITEAVES 112a, S. 172.
Nanaimo group.
Nanaimo and Valdez Inlet; Sucia Islands.

neocomiensis D'ORB. 1845.
D'ORBIGNY 72b, S. 503, t. 403, f. 1, 2.
Néocomien.
Bettancourt-la-Ferrée (Haute-Marne); Saint-Sauveur (Yonne); Mont-de-Mars bei Ventou (Vaucluse).

aff. neocomiensis D'ORB. var. **alata** SCHMIDT 1872.
SCHMIDT 91a, S. 160, t. 3, f. 9a, b; Textfig. 10a, b.
Geschiebe.
An der Tschaikina und bei Priluschnoje (unterer Jenissei).

aff. neocomiensis D'ORB. var. **interrupta** SCHMIDT 1872.
SCHMIDT 91a, S. 159, t. 2, f. 8c, d.
Geschiebe.
An der Tschaikina und bei Priluschnoje.

aff. neocomiensis D'ORB. var **lineata** SCHMIDT 1872.
SCHMIDT 91a, S. 160, t. 3, f. 7.
Geschiebe.
An der Tschaikina und bei Priluschnoje.

aff neocomiensis D'ORB. var. **Lopatinii** SCHMIDT 1872.
SCHMIDT 91a, S. 159, t. 2, f. 8a, b; t. 3, f. 8; t. 3a, f. 16.
Geschiebe.
An der Tschaikina und bei Priluschnoje.

niobrarensis (Haploscapha) LOGAN 1898.
LOGAN 51, S. 493, t. 116, f. 2.
Niobrara group.
Trego, Gove und Logan counties (Kansas).

nobilis Münster 1836.
Goldfuss 31, S. 117, t. 113, f. 3.
Kreidetuff.
Maestricht.

nov. sp. 1877.
Schlüter 90a, S. 257.
Oberer Gault.
Grotenburg b. Detmold.

nov. sp. 1905.
Stille 102, S. 160.
Scaphitenschichten.
Hengelsberg b. Niederntudorf.

Nowaki Rogala 1911.
Rogala 84, S. 172, t. 4, f. 4a, b.
Turon.
Halicz.

obliquus v. Haenl. 1890.
v. Haenlein 34b, S. 34.
Quadersandstein und Heimburggestein.
Blankenburg a. H.

oblongus Meek 1871 (1879).
Meek 60d, S. 297. White 110d, S. 285, t. 2, f. 1a, b.
Fort Pierre und Fox Hills group.
Zwischen Cache la Poudre river und Big Thompson.

orbicularis Münst. 1836.
Goldfuss 31, S. 117, t. 113, f. 2.
Grünsand.
Paderborn.

Ostreopinnites Walch 1768.
Walch 107, S. 142, t. D 1**, f. 1—5.
Quedlinburg.

ovatus Stanton 1895.
Stanton 101, S. 47, t. 4, f. 15.
Knoxville beds.
Elder creek (Tehama county, Californien).

Palacii d'Almonte 1902.
d'Almonte 2, S. 253.
Cenoman.
Insel Corisco.

paradoxus v. Haenl. 1891.
Langenhan und Grundey 46, S. 12, t. 5, f. 3, 4.
Kieslingswalder Sandsteinschichten.
Neuwaltersdorf.

peculiaris Conrad 1870.
Conrad 14f, S. 43, t. 1, f. 13.
Lower beds of the Eastern Cretaceous.
Crosswicks (New Jersey).

pennatus Logan 1898.
Logan 51, S. 488, t. 118, f. 2; t. 120, f. 2.
Niobrara group.
(Kansas).

percostatus G. Müll. 1887.
Müller 66a, S. 413, t. 17, f. 3a—c.
Emscher.
Goslar (Eisenbahneinschnitt), Löhofsberg.

pernoides Math. 1842.
Matheron 57, S. 174, t. 25, f. 5.
Craie chloritée.
Orange.

pernoides Eth. 1872.
Etheridge 21a, S. 343, t. 22, f. 3.
Marathon beds.
Marathon station.

perovalis Conrad 1852 (1854).
Conrad 14b, S. 200—14c, S. 299, t. 27, f. 7.
Cretaceous.
Chesapeake und Delaware Canal.

perplexus Whitfield 1877 (1880).
Whitfield 113a, S. 392, t. 8, f. 3; t. 10, f. 4, 5.
Fort Benton group.
Bell Fourche, etwa 10 Meilen westl. von Crow Peak (Black Hills, Dakota).

pertenuis Meek and Hayden 1856 (1876).
Meek and Hayden 61a, S. 276.—Meek 60f, S. 47, t. 37, f. 3a, b.

Fox Hills group.
Mündung des Judith river, oberhalb Fort Union.

peruanus Brüggen 1910.
Brüggen 9, S. 751, t. 25, f. 6.
Untersenon.
Cuesta de Huanyamba.

Picteti Mayer-Eymar 1887.
Mayer-Eymar 58, S. 5, t. 1, f. 10.
Unteres Valanginien: Höllgraben, Röndelengraben.
Unteres Neocom: Vevaise.

pictus Sow. 1829.
Sowerby 100b, S. 215, t. 604, f. 1.
Chalk marl.
Guildford.

pinnatus Burckh. 1896.
Burckhardt 11, S. 123, t. 7, f. 14—16.
Albien.
Oberalp.

Piocchi Gabb 1864.
Gabb 29a, S. 187, t. 25, f. 173.
Shasta group.
Mount Diablo.

planus Münst. 1836.
Goldfuss 31, S. 117, t. 113, f. 1a, b.
Kreide.
Fig. 1a, Frankreich; Fig. 1b, Haldem.

platinus Logan 1898.
Logan 51, S. 491, t. 116.
Niobrara group.
Kansas.

plicatus d'Orb. 1842.
d'Orbigny 72a, S. 56, t. 3, f. 19.
Oberes Neocom.
Rio de Coello bei Ibague (Bogota).

porrectus Eichw. 1871.
Eichwald 19d, S. 191, t. 19, f. 1, 2.
Neocom.
Alâska und am Vorgebirge bei der Einfahrt in die Tukusitnu-Bucht.

praedigitatus Airaghi 1904.
Airaghi 1, S. 183, t. 4, f. 13, 14, Textfig. 1.
Albien.
Perte du Rhone.

problematicus v. Schloth. 1820.
v. Schlotheim 89b, S. 302.
Kreide und Sandstein.
Aachen.

problematicus var. **aviculoides** Meek and Hayden 1876.
Meek 60f, S. 63, t. 9, f. 4.
Niobrara und Fort Benton group.
Little Blue River, nahe der Grenze von Kansas und Nebraska.

problematicus v. Schloth.? 1877.
Meek 60h, S. 143, t. 13, f. 2, a.
Cretaceous.
Mündung des Sulphur creek am Bear river.

problematicus v. Schloth.? 1880.
Whitfield 113a, S. 389, t. 7, f. 11.
Fort Benton oder Niobrara group.
Östlicher Seitenarm des Beaver creek (Black Hills).

aff. problematicus 1872.
Etheridge 21a, S. 344, t. 22, f. 4.
Marathon beds.
Marathon station.

pro-obliquus Whitf. 1885.
Whitfield 113b, S. 80, t. 14, f. 17.
Lower marl beds.
Holmdel (New Jersey).

propinquus Münst. 1836.
Goldfuss 31, S. 112, t. 109, f. 9a, b.
Quadersandstein.
Schandau.

aff. propinquus Goldf. 1865.
Eichwald 19c, S. 487.
Oberes Neocom.
Khoroschówo.

proximus Tuomey 1854 (1907).
Tuomey 106, S. 171. — Weller 110, S. 424, t. 40, f. 1—6; t. 41, f. 1.
Cretaceous.
Columbus (Missouri).

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

proximus Tuomey? 1876.
Meek 60f, S. 53, t. 12, f. 7a, b.
Fort Pierre group.
Großes Knie des Missouri, unterhalb Fort Pierre.

proximus Tuomey? var. subcircularis Meek 1876.
Meek 60f, S. 55, t. 12, f. 12a, b.
Fort Pierre und Fox Hills groups.
Yellowstone river, 150 Meilen oberhalb seiner Mündung, und Denver Creek, Zufluß des North Platte.

pseudomytiloides Schiel 1855.
Schiel 88, S. 108, t. 16, f. 8.
Gray limestone.
Westlich von Fort Atkinson (Nebraska).

pyriformis Mich. 1834.
Michelin 64, t. 32.
Gault.
Gérodot (Département de l'Aube).

pyriformis Bayern 1896.
Fournier 27, S. 164.
Etage sénonien.
Nördlicher Kaukasus.

quatsinoensis Whiteaves 1882.
Whiteaves 112b, S. 84, Textfig. 3.
Aucella bearing rock.
Forward Inlet, Quatsino Sound, NW.-Küste von Vancouver Island.

radians Schlüt. 1877.
Schlüter 90a, S. 270, t. 38, f. 2.
Emscher.
Grube Gustav Adolph b. Lünen.

regularis d'Orb. 1845.
d'Orbigny 72b, S. 516, t. 410.
Etage sénonien.
Royan, Mescher, Pérignac (Charente-Inférieure), Vallée de Caudeau bei Bergerac (Dordogne); Tours (Indre-et-Loire).

cfr. regularis d'Orb. 1906 (1866).
Petraschecк 77b, S. 517—Zittel 120, S. 95, t. 14, f. 2, 3, 5; t. 15, f. 1—5.
Campanien.
Grünbach, Muthmannsdorf, Gosau.

Requieni Math. 1842.
Matheron 57, S. 173, t. 25, f. 4.
Craie chloritée.
Montdragon, Uchaux.

retrorsus Keys. var. Schmidt 1872.
Schmidt 91b, S. 285.
Geschiebe.
Unterer Jenissei und bei Tolstonossowskoje.

revelatus (Posidonia) v. Keys. 1846.
v. Keyserling 44, S. 302, t. 14, f. 12—15.
Juraformation.
Poluschino an der Petschora.

rimosus v. Haenl. 1895.
v. Haenlein 34f, S. 120.
Subhercynquader.
Heidelberg b. Blankenburg a. H.

robustus Smol. 1906.
Smolenski 98, S. 722, t. 28, f. 23, 24.
Untersenon.
Zwischen Bonarka und Wola Duchacka.

Roemeri Karsten 1856.
Karsten 43, S. 112, t. 5, f. 6.
Gault.
Insa, am Fuße des Guanaca.

russiensis Nik. 1888.
Nikitin 68, S. 35, t. 5, f. 13.
Turon.
Chotkow (Gouv. Moskau).

sagensis Owen 1852.
Owen 73, S. 582, t. 7, f. 3.
Cretaceous.
Sage Creek, südlicher Nebenfluß des Cheyenne.

sagensis Owen var. nebrascensis Owen 1876.
Meek 60f, S. 52, t. 13, f. 2a, b.
Fort Pierre group.
White river (Nebraska).

sagensis Owen var. **quadrans** Whitf. 1885.
Whitfield 113b, S. 79, t. 14, f. 16.
Lower Marl beds.
Bei Burlington (New Jersey).

sagensis Owen var. **Vanuxemi** Tuomey 1885.
Whitfield 113b, S. 76, t. 15, f. 1.
Clay Marls.
Keyport (New Jersey).

salebrosus Tuomey 1854.
Tuomey 106, S. 171.
Cretaceous.
Cahawba (Alabama).

salisburgensis Fugger u. Kastner 1885.
Fugger und Kastner 28, S. 77, t. 1; Textfig. 1, 2.
Flysch.
Muntigl b. Salzburg.

Salomoni d'Orb. 1847 (1853).
d'Orbigny 72c, S. 139. — Pictet et Roux 80, S. 501, t. 42, f. 3a, b.
Albien.
La Perte du Rhone, Saxonet, le Criou, le Reposoir, Tannerverges, le Grand Bornand.

saxonicus Petrascheck 1903.
Petrascheck 77a, S. 158, t. 8, f. 5; Textfig. 2.
Brongniarti-Quader: Königstein.
Unterturoner Quader der Wand bei Tellnitz.

Schlotheimii (Catillus) Nilss. 1827.
Nilsson 69, S. 19.

Schlüteri Weerth 1884.
Weerth 108, S. 49, t. 10, f. 1, 2.
Mittleres Neocom.
Tönsberg bei Örlinghausen.

Schmidti Michael 1898.
Michael 63, S. 162, t. 5, 6.
Emscher.
Cap Jonquière (Sachalin).

Schroederi G. Müll. 1898.
Müller 66b, S. 42, t. 6, f. 3.
Emscher.
Ilsede.

sebianus Buchauer 1887.
Buchauer 10, S. 67, Textfig. 3.
Ober Senon.
Sebi.

Senseni Conrad 1852.
Conrad 14b, S. 200.
Cretaceous.
Missouri river (Nebraska).

siliqua Math. 1842.
Matheron 57, S. 174, t. 25, f. 6.
Craie ligno-marneuse.
Plan d'Aups.

simplex Stol. 1871.
Stoliczka 103, S. 408, t. 28, f. 3, a, 4, a.
Arrialoor group.
Südwestlich Mulloor.

Simpsoni Meek 1860 (1876).
Meek 60b, S. 312 — Meek 60c, S. 360, t. 4, f. 4.
Benton oder Niobrara group.
North Platte river, oberhalb Platte bridge (Dakota).

cfr. Simpsoni Meek 1906.
Böse 8, S. 36, t. 1, f. 6.
Untersenon.
Canoas, zwischen San Luis Potosí und Tampico.

sinuatus v. Haenl. 1895.
v. Haenlein 34f, S. 118.
Salzbergmergel.
Altenburg b. Quedlinburg.

spiralis v. Haenl. 1893.
v. Haenlein 34d, S. 3.
Sandmergel.
Löhof.

Steinmanni Wilck. 1905.
Wilckens 114, S. 6, t. 1, f. 4, 5.
Cenoman oder Turon.
Cerro Solitario und Cerro Toro.

striato-concentricus Gümb. 1868.
Gümbel 32a, S. 766—32b, S. 69, t. 2, f. 4a, b.
Kagerhöhschichten: Eggmühl bei Regensburg.

striatus Mant. 1822.
Mantell 54, S. 217, t. 27, f. 5.
Lower chalk: South street (Lewes).
Chalk: Heytesburg (Wiltshire).

striatus Mant. var. convexus 1904.
Jukes-Browne 42, S. 476.
Zone des Holaster subglobosus.
Cambridgeshire.

strigosus v. Haenl. 1890.
v. Haenlein 34b, S. 34.
Quadersandstein und Heimburggestein.
Blankenburg a. H.

subcardissoides Schlüt. 1877.
Schlüter 90a, S. 271, t 37.
Emscher.
Schacht Carnap I bei Horst.

subcompressus Meek and Hayden 1860.
Meek and Hayden 61d, S. 181.
? Dakota group.
Mündung des Judith river.

subconvexus Logan 1898.
Logan 51, S. 456, t. 118, f. 1.
Fort Benton group.
Salt creek (Mitchell county).

subdepressus Meek and Hayden 1876.
Meek 60f, S. 48.

sublabiatus Coqu. 1859.
Coquand 16, S. 960.
Etage carentonien.
Angoulême, Château neuf.

sublabiatus G. Müll. 1887.
Müller 66a, S. 411, t. 16, f. 2.
Emscher.
Löhofsberg.

sublaevis Münst. 1836.
Goldfuss 31, S. 117.
Kreide.
Haldem.

sublaevis Hall and Meek 1854.
Hall and Meek 36, S. 386, t. 2, f. 1, a, b.
Fort Pierre group.
Großes Knie des Missouri.

subquadratus Schlüt. 1887 (1909).
Schlüter 90b, S. 43.—Schröder 92, S. 63, t. 15, f. 1. a; t. 16, f. 1—3.
Emscher.
Texas — Timmenrode.

subsulcatus Wiltshire 1869 (1847-53).
Wiltshire 115, S. 188—Pictet et Roux 80, t. 42, f. 1d.
Gault.
? Perte du Rhone.

subtriangulatus Logan 1898.
Logan 51, S. 488, t. 120, f. 1.
Niobrara group.
Gove county.

subulatus 1867.
Hayden 37, S. 49.
Fort Pierre group.
Große Biegung des Missouri unterhalb Fort Pierre.

subundatus Meek 1861.
Meek 60c, S. 315.
Nanaimo group.
Komooks (Vancouver Island).

sulcatus Park. 1819.
Parkinson 75, S. 59, t. 1, f. 5.
Blue marl.
Folkestone.

sulcata (Endocostea) Whitf. 1880.
Whitfield 113a, S. 404, t. 10, f. 6.
? Fort Pierre group.
Loose, an der östlichen Gabelung des Beaver creek, Black Hills.

Sutherlandi Mc Coy 1865.
Mc Coy 59, S. 334.

Lower chalk.
Westufer des Flinders river, am Fuße von Walker's Table Mountain.

tegulatus v. Hag. 1842.
v. Hagenow 35, S. 559.
Kreide.
Rügen.

tenuilineatus Hall and Meek 1854.
Hall and Meek 36, S. 387, t. 2, f. 3, a, b.
Fort Pierre group.
Sage creek und Großes Knie des Missouri.

tenuirostratus Meek and Hayden 1862.
Meek and Hayden 61f, S. 27.
Fort Benton group.
Chippewa point bei Fort Benton am Missouri.

tenuirostris Meek and Hayden 1876.
Meek 60f, S. 59, Textfig. 5.
Fort Benton group.
Chippewa point (Montana).

tenuis Mant. 1822 (1911).
Mantell 54, S. 132. — Woods 116b, S. 271, t. 48, f. 1; Textfig. 31, 32.
Grey chalk marl.
Hamsey, Offham.

texanus Conrad 1857.
Conrad 14c, S. 152, t. 5, f. 7.
Cretaceous.
? Jacun, 3 Meilen oberhalb Laredo (West-Texas).

tippanus Conrad sp. 1858.
Conrad 14d, S. 324, t. 34, f. 9.
Ripley group.
Owl creek, 3 Meilen nördlich Ripley.

transsilvanicus Sim. 1899.
Simionescu 96, S. 31, t. 2, f. 6, 7.
Turon und Senon.
Urmös.

transversoplicatus v. Haenl. 1890.
v. Haenlein 34b, S. 34.
Salzberggestein.
Sudmerberg b. Goslar.

triangularis Tuomey 1854.
Tuomey 106, S. 171.
Cretaceous.
Columbus (Missouri).

truncatus Coqu. 1859.
Coquand 16, S. 1002.
Etage campanien.
Barbezieux, Gimeux.

truncatus Logan 1898.
Logan 51, S. 492, t. 114.
Niobrara group.
Kansas (Jewell, Philipps, Gove, Trego und Ellis counties).

typica (Endocostea) Whitf. 1880.
Whitfield 113a, S 403, t. 9, f. 1—7.
Fort Pierrre group.
Old Woman Fork des Cheyenne river (Black Hills).

? **typica** (Endocostea) Whitf. 1903.
Johnson 41, S. 191.
Fort Pierre group.
Achavica Arroyo, eine Meile nordwestlich von Grand Central Mountain.

umbonatus Meek and Hayden 1858 (1876).
Meek and Hayden 61c, S. 50. — Meek 60f, S. 44, t. 3, f. 1a—c; t. 4, f. 1a, b; 2a, b.
Fort Benton group.
20 Meilen unterhalb Fort Benton, am oberen Missouri.

undabundus Meek and Hayden 1862 (1876).
Meek and Hayden 61f, S. 26. — Meek 60f, S. 60, t. 3, f. 2a, b.
Fort Benton group.
Chippewa point am Missouri, nahe Fort Benton.

undulatus Mant. 1822.
Mantell 54, S. 217, t. 27, f. 6.
Upper chalk.
Lewes.

undulatoplicatus F. Roem. 1852.
F. Roemer 83a, S. 402 — 83b, S. 59, t. 7, f. 1.
Grenze des Etage turonien und sénonien.
Wasserfall des Guadalupe unterhalb Neu-Braunfels.

unduloplicatus Hector 1861.
Hector 38, S 434.
Nanaimo group.
Valdez Inlet zwischen Nanaimo river und der Küste auf Vancouver Island.

vancouverensis Shum. 1858 (1879).
Shumard 95, S. 123. — Whiteaves 112a, S. 170, t. 20, f. 4a, b.
Nanaimo group.
Nanaimo river (Vancouver Island).

Vanuxemi Meek and Hayden 1860 (1876).
Meek and Hayden 61d, S. 180. — Meek 60f, S. 57, t. 14, f. 2a, b.
Fort Pierre group.
White river, oberhalb der Badlands (Nebraska); großes Knie des Missouri und Sage creek.

Vanuxemi Meek and Hayden **var.?** 1880.
Whitfield 113a, S. 398, t. 7, f. 10.
Fort Pierre group.
Cheyenne river, bei Rapid creek (Black Hills, Dakota).

varius v. Haenlein 1889 (1891).
v. Haenlein 34a, S. 465. — Langenhan u. Grundey 46, S. 12, t. 5, f. 1, 2.
Kieslingswalder Sandsteinschichten.
Neuwaltersdorf.

ventricosus Meek and Hayden 1856.
Meek and Hayden 61b, S. 87.
? Dakota sandstone.
Mündung des Judith river.

virgatus Schlüt. 1877 (1836).
Schlüter 90a, S. 257. — Goldfuss 31, t. 111, f. 2.
Cenoman.
Siddinghausen bei Büren.

volviumbonatus Eth. jr. 1907.
Etheridge jr. 22c, S. 73, t. 2, f. 1—6.
Arrialoor and Trichonopoly group.
Umsinene River.

Websteri Mant. 1822.
Mantell 54, S 216, t. 27, f. 2.
Lower chalk.
South street, Lewes.

Whitneyi Gabb 1869.
Gabb 29a, S. 193, t. 32, f. 91.
Chico group.
Folsom (Californien).

Winkholdi G. Müll. 1887.
Müller 66a, S. 413, t. 17, f. 2.
Emscher.
Zilly.

Zitteli Petrascheck 1906 (1866).
Petrascheck 77b, S. 159. — Zittel 120, t. 14, f. 1, 4.
Campanien.
Muthmannsdorf, Hofergraben, Hochmoosgraben.

Berlin, den 3. Juli 1911.

Über eine Drumlinlandschaft bei Nimmersatt an der russischen Grenze.

Von Herrn **Hans Hess v. Wichdorff** in Berlin.

Mit einer Karte im Text.

Zwischen Memel gegenüber dem Nordende der Kurischen Nehrung und dem kleinen Grenzorte Nimmersatt an der russischen Grenze erstreckt sich längs des Ostseestrandes ein schmaler, ebener, sandiger Streifen von gewöhnlich $^1/_2$—1 Kilometer Breite. Diese bisher kaum beachtete scheinbare Ostseeterrasse, deren Höhe über dem Seespiegel zwischen 6 und 13 Meter schwankt, stellt das flache Küstenvorland dar, das durch gleichmäßige Verdünung von den Stranddünen aus allmählich entstanden ist.

Diese eigenartige Strandbildung ist von Memel aus mit einigen Unterbrechungen bis Nimmersatt und von dort weit über die russische Grenze hinaus, z. B. bei Polangen, zu beobachten. Zwischen Karkelbeck und Nimmersatt nimmt das Gelände völlig jenes typische Aussehen an, das die Kurische Nehrung dort bietet, wo nur die ebene Nehrungsplatte entwickelt ist und die Wanderdünen mehr zurücktreten. Beide Bildungen sind wahrscheinlich gleicher Entstehung.

Im Hinterlande dieses flachen, sandigen Küstenstreifens schließt sich in der Gegend von Memel unmittelbar eine kuppige Grundmoränenlandschaft an, die in der Umgebung von Seebad Försterei und der sog. »Holländischen Mütze« unmittelbar bis an die Küste herantritt und mit etwa 20 m hohem Steilhang zum Seestrande abfällt. Hier erinnert das Ufer auf einige Kilometer durch-

aus an die samländische Steilküste und weist Punkte von hoher landschaftlicher Schönheit (Miramare, Kanzel usw.) auf. Unweit davon liegen die Collater Berge mit ihrer weiten Sandr-Ebene (die »Seepalwe« bei Gedwill-Paul) im Vorlande und dem Collater See, einem typischen Stausee, im Hinterlande — ein ausgesprochener Endmoränenzug — der nördlichste des Deutschen Reiches. Nördlich von der 40 Meter hohen Collater Endmoräne bis hinauf zur russischen Grenze dehnt sich dann im Binnenlande wieder Grundmoränenlandschaft aus, nach Osten zu (bei Deutsch-Crottingen) steiler und kuppiger, nach der See zu flacher und langsam in Grundmoränenebene übergehend.

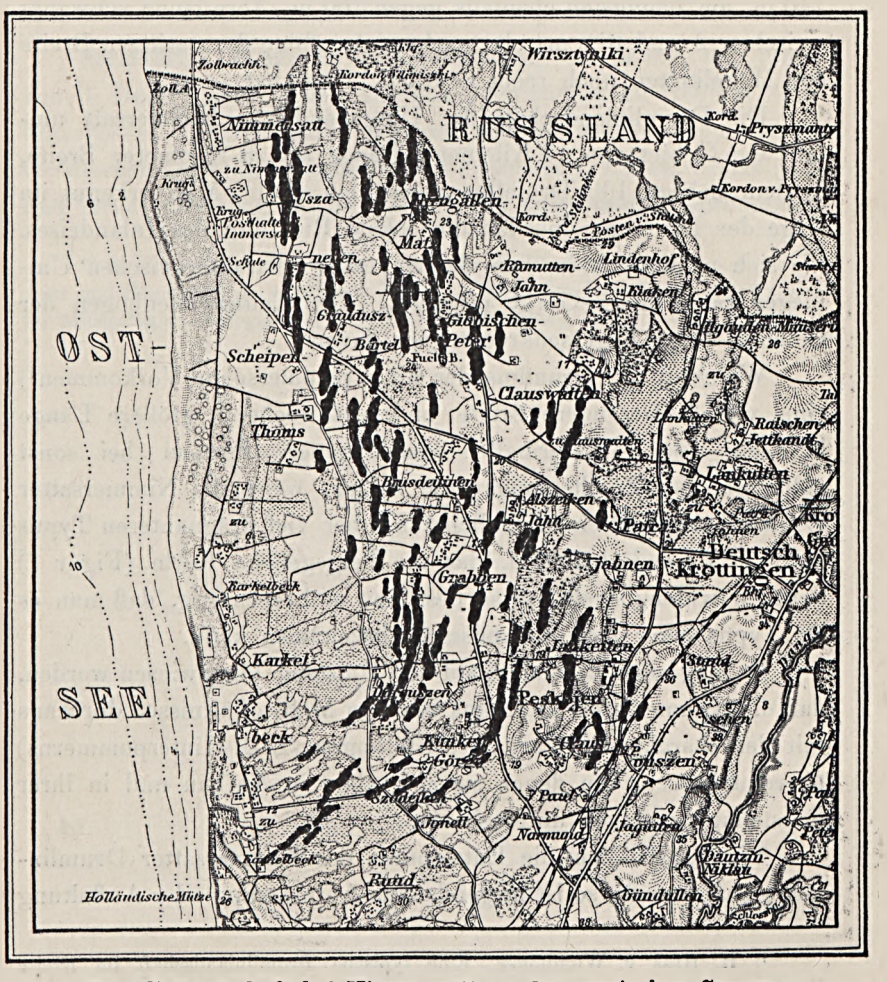
Während weiter landeinwärts die scharfen Kuppen und unregelmäßigen steilen Höhenzüge der kuppigen Grundmoränenlandschaft vorherrschen, ist das unmittelbare Küstenhinterland zwischen Nimmersatt, Karkelbeck und Klauspuszen als flache Grundmoränenlandschaft entwickelt und zwar in der ausgeprägten Gestalt der Drumlinlandschaft. Es dürfte wohl kaum eine andere Gegend Deutschlands geben, in der diese diluviale Landschaftsform in so vollendeter Ausbildung vorhanden ist wie in diesem nördlichsten Zipfel des Deutschen Reiches.

Das Vorkommen von Drumlins ist in der Provinz Ostpreußen bisher nirgends beobachtet worden.

Es ist eine ausgesprochene Grundmoränenlandschaft, überall tiefgründiger Lehmboden mit mächtigerem Geschiebemergeluntergrund; nur hier und da sind untergeordnete Kies- und Sandkuppen, wie z. B. nordwestlich von Ramutten-Jahn und südlich von Klauswaiten, vorhanden. Aber diese geringen Abweichungen verschwinden ganz in dem ungemein gleichartigen Aufbau der Landschaft. Gleichmäßige, flachgewölbte, schmale, lange Höhenzüge, stets in gleicher Richtung, die meist genau Nord-Süd verläuft, ziehen nebeneinander in großer Zahl entlang, ein Rücken wie der andere, ganz gesetzmäßig. Die ganze Gegend wird von diesem auffälligen Nord-Süd-System beherrscht; die Feldmarken Uszaneiten, Girngallen-Matz, Graudusz-Bartel, Gibbischen-Peter, Klauswaiten,

Scheiben-Thoms, Brusdeilinen, Alszeiken-Jahn, Grabben, Darguszen, Kunken-Görge, Peskojen und Klauspuszen zeigen immer dieselben ebenmäßigen parallelen Höhenrücken, die von der Pflugschar des Inlandeises herausmodelliert sind. Eigenartig muß der Anblick dieser Gegend aus der Vogelperspektive wirken — wie eine Hammelherde, die dem Triftweg entlang zieht.

Figur 1.



Drumlinlandschaft bei Nimmersatt an der russischen Grenze.

Maßstab 1 : 100000.

Was die einzelnen Drumlins selbst anlangt, so schwankt ihre Länge zwischen 200 und 1700 m. Durchschnittlich sind sie 600 bis 900 m lang, wie z. B. in der Gegend von Uszaneiten, Gibbischen-Peter und Graudusz-Bartel. Das längste Drum dieses Vorkommens ist das Darguszer Drum von $1^3/_4$ Kilometer Länge, das eine Breite von nur 100 m an der Basis besitzt. Die Breite der anderen Drumlins beträgt im allgemeinen zwischen 75 und 140 m, am häufigsten ebenfalls gegen 100 m. Ihre Höhe schwankt zwischen 2 und $6^1/_2$ m; sie macht sich infolge der geringen Breite der Hügelketten noch recht deutlich bemerkbar.

Die Drumlinlandschaft der Umgegend von Nimmersatt umfaßt ein Gebiet von 10 Kilometer Länge und 3 Kilometer Breite, in dem nahezu 100 Drumlins vorhanden sind. Man erkennt im Zuge der Drumlins deutlich die lokale Richtung des Inlandeises, die sich namentlich in dem flachen, aber charakteristischen Umbiegen bei Kunken-Görge offenbart. Der Endmoränenbogen der Collater Berge liegt senkrecht quer davor.

Während die Drumlins der hinterpommerschen Vorkommen[1]) eine viel bedeutendere Breite und entsprechend größere Länge besitzen, also gewissermaßen gedrungenere Formen bei sonst völlig gleicher Erscheinungsweise zeigen, weist die Nimmersatter Drumlinlandschaft einen zierlicheren, aber viel prägnanteren Typus auf. Das Landschaftsbild, das die beigegebene Karte (Figur 1) deutlich widerspiegelt, ist so bestimmt und eigenartig, daß man es als Typus einer Drumlinlandschaft bezeichnen kann.

Es mag noch besonders auf den Umstand hingewiesen werden, daß die Nimmersatter Drumlins in ihren Maßverhältnissen durchaus mit den charakteristischen Oser-Bildungen (z. B. Hinterpommerns) übereinstimmen, von denen sie sich aber im Aufbau und in ihrer Entstehung gänzlich unterscheiden.

Was schließlich die Entstehung der Nimmersatter Drumlinlandschaft betrifft, so ist nirgends eine Aufpressung oder Auffaltung

[1]) H. Hess v. Wichdorff, Eine typische Drumlinlandschaft im Kreise Naugard in Pommern. Dieses Jahrb. für 1904, Bd. XXV, S. 748—754.

nachzuweisen. Die Drumlins treten in großer Anzahl inmitten einer zusammenhängenden, ungestörten Geschiebemergelebene auf, die von der Pflugschar des vorrückenden Inlandeises in zahlreiche, schmale Drumlins zerlegt wurde.

Berlin, den 28. September 1911.

Nachschrift. Während der Drucklegung ersehe ich, daß jüngst von B. Doss[1]) auch in dem angrenzenden russischen Gebiete Nordlitauens (im Gouvernement Kowno) mehrere Gebiete von charakteristischen Drumlinlandschaften bei Puscholaty, Birsen, Schakinow, und ferner zwischen Wegeri und Krupe aufgefunden worden sind.

[1]) B. Doss, Über das Vorkommen einer Endmoräne, sowie von Drumlins, Åsar und Bänderton im nördlichen Litauen. Vorläufige Mitteilung. (Centralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Jahrgang 1910, S. 723—731.)

Beiträge zur Geologie und Paläontologie des Gebietes um den Dreiherrnstein am Zusammenstoß von Wittgenstein, Siegerland und Nassau.

Von Herrn **F. Liebrecht** in Marburg.

Hierzu Tafel 14 u. 15.

Einleitung.

Durch die folgende Arbeit wird zum ersten Male seit langer Zeit wieder ein Gebiet in Angriff genommen, das, obwohl im Innern des rechtsrheinischen Schiefergebirges gelegen, in den letzten Jahrzehnten kaum Berücksichtigung durch die Geologen gefunden hat. Seit den Tagen von ROEMER und von DECHEN ist es fast unberührt geblieben, wie der Mangel an Literatur dartut. Seinen Grund hat diese stiefmütterliche Behandlung wohl in der gänzlichen Weltabgeschiedenheit, in der jenes Gebiet bis zur Eröffnung der Eisenbahn Marburg-Creuzthal lag.

Das fragliche Gebiet ist aber, wie für den Geologen, der die angeführten Verhältnisse erwägt, von vornherein wahrscheinlich erscheinen muß, durchaus nicht so uninteressant und versteinerungsarm, wie aus dem Mangel an Mitteilungen darüber geschlossen werden könnte. Schon Ende der achtziger Jahre fand Herr Professor KAYSER bei gelegentlichen Begehungen in der Gegend von Feudingen verschiedene unter- und mitteldevonische Versteinerungen. Weitere Begehungen des unteren Ilsetales, die der eben genannte mit seinem Assistenten, Herrn Bergreferendar DIENST, im Frühjahr 1907 ausführte, brachten eine ganze Reihe von interessanten Funden, so daß er Anlaß nahm, mich auf das Gebiet aufmerksam zu machen und mich veranlaßte, dort eingehendere Untersuchungen vorzunehmen.

In drei Sommern habe ich je eine Reihe von Wochen der Begehung des Gebietes und der Ausbeutung der entdeckten zahl-

reichen Fundpunkte gewidmet — im ganzen wohl über ein halbes Jahr im Felde verbracht. Das Ergebnis meiner Untersuchungen lege ich im Folgenden vor.

Die Arbeit behandelt besonders das Obere Unterdevon, das einen ungeahnten Versteinerungsreichtum in den Oberkoblenz-Schichten aufweist. In zweiter Linie hat mich das Mitteldevon mit seiner eigentümlichen petrographischen und paläontologischen Ausbildung beschäftigt. Es stellte sich als facielles Mittelglied zwischen den Orthocerasschiefern, Tentaculitenschiefern und Lenneschiefern heraus. Neben einigen wenigen Goniatiten finden sich in diesen Schichten Korallen und Brachiopoden des Eifeler Kalkes, z. T. ähnlich wie in den Schiefern von Leun unterhalb Braunfels. Auch zu den tiefsten Schichten des Harzer Mitteldevons ergaben sich interessante Beziehungen. Auf das so gut wie versteinerungsleere Oberdevon bin ich nur wenig eingegangen. Gleiches gilt vom Culm.

Meine Arbeit wurde besonders gefördert durch bereitwillige Unterstützung, die ich vielfach fand. Ganz allgemein gilt mein Dank der zuvorkommenden Freundlichkeit der Bewohner des Gebietes. Für Unterstützung bei der Ausbeutung einiger Fundpunkte bin ich besonders Herrn Lehrer Söder in Heiligenborn verpflichtet. Für freundliche Führung zu den schon bekannten Fundpunkten muß ich Herrn Bergreferendar Dienst danken. Die Freundlichkeit der Herren Geheimrat M. Bauer und Dr. Schwantke war mir bei den petrographischen Untersuchungen, die stete Unterstützung durch Herrn Geheimrat Kayser und Dr. F. Herrmann bei den vergleichenden paläontologischen und stratigraphischen Arbeiten von außerordentlichem Nutzen. Wesentliche Dienste leistete mir auch das reiche Vergleichsmaterial des Marburger Geologischen Museums.

Für die Anfertigung der Figuren konnte ich Herrn Kunstmaler H. Kätelhön gewinnen, dem ich auch an dieser Stelle bestens danken möchte.

Das im folgenden behandelte Gebiet umfaßt Teile der westfälischen Kreise Siegen und Wittgenstein und der nassauischen Kreise Dillenburg und Biedenkopf; es erstreckt sich über Teile

der Meßtischblätter Erndtebrück, Bergebersbach, Eibelshausen und Laasphe.

Nach geographischer Einteilung handelt es sich um das Bergland zwischen Rothaargebirge und Westerwald. Die höchsten Höhen sind die Wasserscheiden zwischen Lahn, Sieg und Eder. Die höchsten Erhebungen sind die Heiligenborner Seite mit 693,9 m und das Ebschloh bei Erndtebrück mit 683 m. Der niedrigste Punkt dagegen ist der Lahnspiegel beim Austritt aus Meßtischblatt Laasphe unterhalb Wallau mit 281 m Meereshöhe. Die Wasserscheide zwischen Lahn und Sieg wird von der Siegquelle bis zum Lahnhof etwa von der Eisenstraße Lützel-Dillenburg, weiter südlich von der Haincherhöhe gebildet. Die Wasserscheide zwischen Lahn und Eder zieht sich vom Schnittpunkt der Eisenstraße mit der Straße Siegen-Biedenkopf über Weibelskopf, Birkenhecke, Ebschloh nach Leimstruth und von da über Stünzel nach dem Didoll und in der Richtung auf die Sackpfeife bei Biedenkopf zu. Der weitaus größte Teil des Gebirges entwässert zur Lahn hin. Von deren Zuflüssen sind erwähnenswert links der Rüppersbach, der bei Feudingen einfließt, der Welsche-Bach, der ihr bei Bermershausen seine Wasser zuführt, die Laasphe, ferner der Puderbach und der Hainbach, die bei Amalienhütte bezw. Wallau münden. Rechts münden ein die schwarze Langenbach bei Welschengeheu, die Ilse bei Feudingerhütte, die Banfe bei Laasphe, die Perf bei Wallau. Den wichtigsten Zufluß bringt die Ilse; diese selbst nimmt 2 Bäche von links auf und zwar den Langenbach, der von Heiligenborn kommt, und den Weidelbach. Der Banfe fließt von rechts der Hesselbach zu. Die Perf endlich die außerhalb des behandelten Gebietes entspringt, nimmt in diesem die Hörle und Diete auf; sie führt der oberen Lahn die größten Wassermengen zu.

Literatur über das Gebiet ist wenig vorhanden. v. Dechen erwähnt in den Erläuterungen zur geologischen Karte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen die Ortschaften Leimstruth und Amtshausen, wo sich das Oberdevon dem Unterdevon anschließt; er teilt ferner mit, daß sich der Orthocerasschiefer bis gegen Simmersbach erstreckt und gibt endlich in seinen Fossil-

listen die Fundpunkte Achenbach, Grube Gonderbach, Mandeln, Roth und Wiesenbach an. Ich habe die von DECHEN angegebenen Fossilien an den betreffenden Stellen der Arbeit aufgeführt. In den Schriften des naturhistorischen Vereins für Rheinland und Westfalen, sowie in den Veröffentlichungen der Deutschen geologischen Gesellschaft und der Preußischen Geolog. Landesanstalt hat sich über das nachstehend behandelte Gebiet nichts gefunden[1]). Dagegen existiert eine in den achtziger Jahren verfaßte Göttinger Dissertation des Grafen FRANZ MATUSCHKA VON TOPPELCZAAN über die Dachschiefer von Berleburg, also das nördlich angrenzende Gebiet.

Vertreten sind in dem Gebiete Ablagerungen des Devons und Carbons vom Unterdevon bis zu den Kieselschiefern des Culms.

Ich beginne mit der Beschreibung der ältesten Ablagerungen und stelle meine Beobachtungen nach petrographisch-stratigraphischen und nach paläontologischen Gesichtspunkten zusammen.

---

[1]) Nur die Porphyroide von Schameder haben gelegentlich Berücksichtigung gefunden. E. KAYSER gibt eine von ihm gefundene Fauna der Porphyroide von Schameder in einer Arbeit über *Myalina bilsteinensis* (Dieses Jahrb. 1894, S. 137), die ich hier angeben möchte:

Cyrtina heteroclita DEFR., sehr häufig, *Atrypa reticularis* LINN., häufig, *Anoplotheca venusta* SCHN., häufig, *Spirifer arduennensis* SCHN.?, *Strophomena interstrialis* PHILL.?, *Streptorhynchus umbraculum* v. SCHL.?, *Nucula* sp., *Pleurotomaria crenatostriata* SDB., *Cryphaeus laciniatus* F. ROEM., nicht selten, *Homalonotus laevicauda* QUENST., ziemlich häufig.

Vom Steimel bei Schameder zitiert MÜGGE nach Bestimmungen von HOSIUS (N. Jahrb. Beil. Bd. VIII, 1893, S. 645):

Homalonotus crassicauda, *Cyatophyllum* (*? primaevum* STEINING.), *Spirifer macropterus* GOLDF. (sehr häufig), *Pentamerus?*, Crinoidenglieder, Reste von *Nerinea*.

Ferner (S. 662) von der Lokalität: Im Alten Garten bei Schameder aus den Porphyroiden.

Spirifer cf. *macrorhynchus* SCHN., sehr häufig, *Spirifer* cf. *cultrijugatus* ROEM., *Atrypa reticularis* LINN., *Orthis* sp., häufig, *Terebratula* sp., häufig, *Leptaena* (*Stroph.*) cf. *dilatata* ROEM., *Leptaena* sp., *Cyphaspis* sp.?, *Cyathocrinus pinnatus* GOLDF., *Cyathocrinus* sp., *Pleurotomaria* sp. (Gruppe der *subcarinata fasciata* SDB., *Phacops latifrons* BRONN, *Chonetes* cf. *dilatata* ROEM., *? Homalonotus*, *Cryphaeus laciniatus* ROEM. (Kopfschild).

Auch diese Bestimmungen sind von HOSIUS, und es wird für wahrscheinlich gehalten, daß der Tuff zu den Oberen Koblenzschichten gehört.

I. Stratigraphisch-petrographischer Teil.

Wir beginnen mit einer Übersicht über die Einteilung der in Betracht kommenden paläozoischen Schichten.

Culm		Kieselschiefer
Oberdevon		Cypridinenschiefer und Pönsandsteine
Mitteldevon	Oberes	Schichten mit *Stringocephalus Burtini*
	Unteres	Tentaculiten- bezw. Wissenbacher Schiefer (Jüngere- / Ältere-)
Unterdevon	Oberes	Koblenzstufe: Oberkoblenz-Stufe, Koblenz-Quarzit, Unterkoblenz-Stufe
	Unteres	Siegener Schichten

Siegener Schichten.

Die ältesten Gesteine des Gebietes finden sich im Westen und Südwesten. Hier stehen Siegener Schichten an: wahrscheinlich bei Schürmannshof und Forsthaus Ludwigseck südlich Erndtebrück, sicher an der Chaussee Lahnhof-Hainchen, wie die darin vorkommenden Versteinerungen beweisen. Die letztgenannten Schichten bestehen aus tonigen und sandigen Ablagerungen, die in vielfacher, rasch wechselnder Reihenfolge sich ablösen. Die in ihnen vorkommenden Grauwacken sind außerordentlich hart und kieselig und durch eingelagerte Tonfetzen flaserig. Die Tonschiefer selbst sind von wechselndem Aussehen, schwarz, rotbraun oder grünlich-grau, fast stets durch zahlreiche große Glimmerblättchen ausgezeichnet. Von den jüngeren Ablagerungen unterscheiden sich die fraglichen Schichten durch ihre rauhe, flaserige Beschaffenheit.

Der einzige mir bekannt gewordene Versteinerungs-Fundpunkt in diesen Schichten liegt an der Straße vom Lahnhof nach Hainchen an dem Südpunkte der ersten talwärts liegenden Kurve am Bockenberg. Hier fand sich

Cryphaeus atavus W. E. Schmidt, ferner
Rensselaeria sp.
Tentaculites sp.

Wahrscheinlich handelt es sich hier um einen Fundpunkt, der auch den Geologen der Preußischen Geologischen Landesanstalt Ausbeute lieferte.

Unterkoblenz-Schichten.

Das nächste Glied in der Schichtenfolge, die Unterkoblenzstufe, wurde im Südwesten des Gebietes beobachtet. Die als Unterkoblenz angesprochenen Schichten bilden die Höhen zwischen Dill und Diete bezw. Banfe; sie sind aufgeschlossen an der Straße Steinbrücken-Roth, am weitesten östlich gehen sie am Achenbacher Berg, an dessen Abhang sie einen Horst gegen das abgesunkene Mitteldevon bilden. Zwischen Roth und Fischelbach bilden sie dann noch die Höhen des Eichenwäldchens unter der Hessenburg westlich und die kleine Erhöhung östlich der Straße Straßebersbach-Laasphe im Kreise Wittgenstein in der Nähe der Kreisgrenze. Zu Tage kommen sie auch in dem Graben, der an der Kreisgrenze Siegen-Wittgenstein vom Anfang des Ilsetales bei Heiligenborn bis zum Dreiherrenstein an der Eisenstraße entlang führt. Wir haben es mit vorwiegend bröckeligen, gelblichen Gesteinen zu tun, die stellenweise hart und knauerig werden und einen unebenflächigen Charakter zeigen. Ein besonderes Merkmal ist ihre Neigung zur Bildung von Konkretionen, wie wir sie in den Sphärosideritknollen der Fischelbacher Höhe und am Abhang des Staffelböll nach Simmersbach hin beobachten können.

Fauna fand sich im mutmaßlichen Unterkoblenz an drei Punkten:

1. Fischelbacher Höhe. Verfolgt man die Chaussee von Mandeln nach Fischelbach bis über die Kreisgrenze, so kommt man an eine kleine Steingrube linker Hand am Nordabhang der

Hessenburg. Hier fanden sich Reste von *Anoplotheca venusta* Schn. Kurz hinter dieser Fundstelle gehen von der Chaussee rechts und links Wege ab. Unmittelbar unterhalb der Chaussee führt der linke Weg an einem kleinen Aufschlusse vorbei, der zahlreiche stark verwitterte Sphärosideritknollen enthält, in denen einige Versteinerungen vorkommen:

Strophomena sp.
Spirifer sp.
Chonetes cf. *embryo* Barr.
Rhynchonella sp.

2. Abhang der Hessenburg bei Achenbach. In den sandigen knauerigen Schiefern des vermutlichen Unterkoblenz am Abhang der Hessenburg konnte ich nachweisen:

Leptaena rhomboidalis Wahlenbg.
Atrypa reticularis Linn.
Pterinea sp.

3. Im mutmaßlichen Unterkoblenz des rechten Fischelbachufers am Wegübergang finden sich:

Atrypa reticularis Linn.
Chonetes dilatata Schnur.

Nach oben hin scheinen die von mir als Unterkoblenz angesprochenen Schichten allmählich in Koblenzquarzit überzugehen. Ein vollständiges Profil konnte ich freilich nicht beobachten. Flaserige Übergänge finden sich am Eichenwäldchen westlich Fischelbach, im Zuge der Haincher Höhe, bei Roth, zwischen Simmersbach, Steinbrücken und Eibelshausen. Gelegentlich werden diese Übergangsgesteine solchen der Siegener Schichten ähnlich. Rein weiße Quarzite kommen aber überall vor und entsprechen in ihrer Beschaffenheit den Koblenzquarziten, die vom Rhein seit langem beschrieben und bekannt sind.

Auf den mutmaßlichen Unterkoblenzschiefern steht übrigens die Steinbrückener Wasserleitung, welcher der überlagernde Koblenzquarzit das Wasser zuführt.

Koblenzquarzit.

Die Koblenzquarzite haben im Südosten des Gebietes und weit über dessen Grenze hinaus einen hervorragenden Anteil an dem Aufbau der Wasserscheide zwischen Dill und Sieg. Vom Forsthaus Dietzhölze zwischen Lahnhof und Rittershausen zieht sich ein langgestreckter Gebirgskamm nach Burbach hinüber. Auf seinem Rücken verläuft die Grenze zwischen Siegerland und Nassau; ihm gehören an der Herrenberg, die Haincher, Gernsbacher und Tiefenrother Höhe und weiterhin die Kalt-Eiche. Ferner werden die Stiete westlich Roth und die Höhen zwischen Simmersbach und Steinbrücken vom Koblenzquarzit gebildet; hier überlagert er die Unterkoblenzgesteine und hebt sich als witterungsbeständige scharfe Geländestufe heraus. Makroskopisch stellt sich der Koblenzquarzit dar als ein hartes, meist weißes, selten gefärbtes Gestein. Stellenweise zeigt er kleine Glimmerblättchen in großer Zahl oder geht in einzelnen Bänken direkt in einen dünnplattigen oder schiefrigen Glimmer-Sandstein über. Auf Klüften ist er durch Eisen gefärbt

Wir finden den Koblenquarzit in seiner rein weißen Ausbildung besonders gut am Abhang der Haincher Höhe nach Hainchen aufgeschlossen. Unter dem Mikroskop zeigt er überall verstreut kleine Schieferfetzen und viel zersetzten Biotit. Die starken Druckerscheinungen lassen sich auch unter dem Mikroskop verfolgen: so sieht man Krystalle nach Art einer Verwerfung zerrissen und geschleppt. Häufig sind Einlagerungen von weicherer Beschaffenheit, die dickschieferig und auf Klüften und Schieferungsklüften gelegentlich rot gefärbt sind. Die großen Quarzkörner zeigen unter dem Mikroskop meist einen braunroten Rand (zwischen den großen liegt ein Haufwerk von kleinen, die lebhaftere Interferenzfarben zeigen). Die Schieferfetzen sind hier zahlreicher, die Glimmer größer als bei den härteren Bänken. Im Schliff senkrecht zur Schieferung sieht man die Glimmer dieser Schieferung parallel. Die Schieferfetzen dagegen sind im Querschnitt getroffen; entsprechend ziehen auch ganze Schmutzstreifen sich wesentlich an die Schieferungsrichtung anschließend hindurch.

Der Koblenzquarzit hat keine Fossilien geliefert.

Oberkoblenz-Schichten.

Das Oberkoblenz zeigt eine sehr wechselnde Beschaffenheit. Es besteht hauptsächlich aus sehr verschieden ausgebildeten Schiefern und Grauwacken. An der Zusammensetzung des Bodens hat es vornehmlich im Westen des Gebietes Anteil. Die Mehrzahl der Höhen zwischen Lahnhof und Erndtebrück gehören wohl hierher; bei vielen läßt sich dies freilich infolge des Versteinerungsmangels nicht mit Gewißheit sagen. Nachgewiesen ist aber Oberkoblenz zwischen Volkholz, Heiligenborn und Weidelbacher Haupt. Als typischer Spiriferen-Sandstein ist es entwickelt am Nordabhange des Haubergs östlich Mandeln. Hier findet sich in einem Steinbruch mit bezeichnender Fauna (*Sp. paradoxus* und *auriculatus* usw.) ein weiches, sandiges, leicht verwitterndes Gestein. Stellenweise beobachtet man in angeschlagenen Blöcken Verwitterungsringe, die sich durch eine Anreicherung von Eisen kenntlich machen. Die durch Auswitterung der Schalen der Fossilien entstehenden Hohlräume sind meist mit braunroter bis gelbroter, stellenweise gebleichter Substanz ausgefüllt. Die zahlreichen Glimmerblättchen sind hier im Gegensatz zu ihrer Größe in den älteren Koblenzgesteinen und Oberdevongesteinen klein.

Ferner ist Oberkoblenz angeschnitten am Horizontalweg der Schmalseite und in einem von den Ilseschiefern unmittelbar überlagerten hohen Horizonte an der Heiligenborner Seite. Im Langenbachtal, aufwärts bis zu seinem Ursprung bei Heiligenborn, steht Oberkoblenz an mit vielfachem raschem Wechsel von Schiefern und Grauwacken. Die Grauwacken werden hier stellenweise als Baumaterial verwendet; sie haben den Vorzug, bei frischem Bruch sich leichter bearbeiten zu lassen und erst späterhin an der Luft zu verhärten. Die Grauwacken zeigen die Merkmale einer Flachmeerbildung in Gestalt von Rippelmarken und Wellenfurchen. Mehrfache Beispiele hierfür liefern die in Heiligenborn gebrochenen, im Völkel'schen Gasthause verbauten Platten. So zeigt die breite Platte vor der Haustür die deutlichsten Wellenfurchen. An anderen Stellen, so vor allem an der Schmalseite und dieser gegenüber auf der anderen Seite des Weidelbachtales, sind die Oberkoblenzgrau-

wacken stark eisenschüssig, so daß es nicht wundernehmen kann, daß an vielen Stellen im Walde kleine Schürfe gemacht worden sind. Die Grauwacken der Schmalseite sind violettrot und äußerst hart; nur der Tätigkeit der Verwitterung, insbesondere dem pflanzlichen Leben, ist an dieser Stelle der Nachweis bestimmbarer Fossilien zu danken. Gelegentlich werden die Oberkoblenzgrauwacken aber auch auffällig weich, wie am tieferen Hange der Heiligenborner Seite oberhalb der Ilsequelle.

Erwähnt muß endlich noch werden das Auftreten von anscheinend verkieseltem Oberkoblenz an der Hesselbacher Mühle und der Grube Gonderbach; ferner das Vorkommen von kalkigkieseligem Oberkoblenz an der Siegener Chaussee in Volkholz, am Westausgang des Dorfes.

Fast überall enthalten die Oberkoblenzgesteine Glimmerblättchen, deren Größe wohl in Beziehung steht zur Größe der anderen am Gesteinsaufbau beteiligten klastischen Komponenten. Wenigstens habe ich beobachtet, daß bei den feinkörnigen, harten, vorwiegend quarzsandigen Gesteinen kleinere Glimmerblättchen auftraten als in den Gesteinen, bei denen weichere Mineralien, wie Ton, einen bedeutenden Anteil an der Zusammensetzung hatten.

Die obersten Oberkoblenzschichten zeigen starke Neigung, in kieselige, dickbankige Schiefer überzugehen. Man kann dies beobachten bei einer Überquerung der Schmalseite, oder an der Heiligenborner Seite. Die Höhen dieser Berge werden zum Teil von den Ilseschiefern gebildet, die einen ganz allmählichen Übergang zum Mitteldevon bilden. Eine Überlagerung durch dieses findet sich im Bahneinschnitt nördlich Oberndorf.

Von Oberkoblenzgesteinen habe ich zunächst einen schwarzen Schiefer, der westlich Rittershausen ansteht, mikroskopisch untersucht. Er zeigt auf Bruchflächen mehr oder weniger häufig Glimmer; der Bruch ist auf den ersten Blick unregelmäßig. Doch erkennt man bei der mikroskopischen Betrachtung unschwer die Ursache davon. Ein Vertikalschliff zeigt deutliche Schieferung in zwei Richtungen, die mit etwa 34^0 gegeneinander geneigt sind,

und die von mehreren, durch ihren wechselnden Quarzgehalt unterschiedenen Lagen durchsetzt werden. Nach Anschleifen und Anätzen lassen sich diese Erscheinungen schon mit der Lupe erkennen.

Die Grauwacke der Burg bei der Hesselbacher Mühle, die in angeschlagenen Stücken vielfach sekundäre Färbung zeigt, erweist sich als ein Gemenge von weißen, mehr oder weniger braunumränderten Quarzkörnern, braunen Schieferfetzen und Glimmerblättchen. Stellenweise wird die braune Umränderung so dicht, daß sie die anderen Gemengteile als mehr oder weniger reines Eisenhydroxyd fast gänzlich verdrängt.

Örtlich weichen diese Gesteine durch sekundäre Verkieselung ab. Es ist möglich, daß diese Verkieselung von Verwerfungsspalten ausgegangen ist, so in der Nähe der Grube Gonderbach, wo die Oberkoblenzgrauwacke in halber Höhe der Burg verkieselt ist. Die Quarze erscheinen nicht als Körner, sondern an den Rändern von Hohlräumen als Krystalle. Auf einem Crinoidenstieldurchschnitte sieht man solche am Rande überall, z. T. auch losgebrochen. Auch Reste anderer Organismen treten auf; einige Quarzbänder scheinen Ausfüllungen von ausgewitterten organischen Resten zu sein.

Die Oberkoblenzschiefer des Langenbachtales zeigen die Gemengteile Quarz und Ton im Schiefer nahezu im Gleichgewicht. Glimmer sind hier häufig. Auf Klüften, die entsprechend dem wechselnden Vorwiegen von Quarz bezw. Schiefer unregelmäßig verlaufen, zeigen die rauhen Schiefer bunte Anlauffarben oder sind, wie besonders in Hohlräumen, schon ein wenig verlehmt.

Von Versteinerungs-Fundpunkten der eigentlichen Oberkoblenzschichten sind folgende zu erwähnen:

1. Schmalseite. Von Heiligenborn nach Feudingen führt über die Höhen zwischen Lahntal und Ilsetal ein direkter Fahrweg. An dem Punkte 634 m dieses Weges, auf der Höhe über Welschengeheu, geht von diesem Weg ein Horizontalweg ab, der am Westabhang der Schmalseite vorbei zum Weidelbacher Haupt führt. Am Abhang der Schmalseite zum Weidelbachtale ist im

Jahre 1905 durch einen Windbruch ein beträchtlicher Teil des Bestandes an hohen Buchen entwurzelt und umgeworfen worden, so daß eine große Menge von Versteinerungen, die durch die Verwitterung freigelegt waren, sich in dem Wurzelwerk aufsammeln ließ. Durch Präparation hätte man die Fossilien aus dem rauhen, stark eisenhaltigen Sandstein wohl kaum herausgebracht, wenigstens sind meine darauf gerichteten Versuche sämtlich mißglückt. Es wurden bestimmt:

Spirifer auriculatus Sdbg.
» *subcuspidatus* Schn.
» *carinatus* Schn.
Spirifer paradoxus Quenst.
Chonetes sarcinulata v. Schloth.
» *dilatata* Schn.
» *plebeja* Schn.
Anoplotheca venusta Schn.
Stachel von *Homalonotus?*

2. Im Weidelbachtal am Abhang des Weidelbacher Hauptes fanden sich Reste von

Leptaena sp. und
Pterinea sp.

3. Volkholz. Am Südabhange des Rimberges bei Volkholz finden sich in unmittelbarer Nähe der Chaussee Feudingen—Siegen über die Siegquelle kurz hintereinander zwei alte Stollen. Am oberen von diesen beiden sind kalkreiche Bänke mit zahlreichen Fossilien vorhanden, und zwar:

Strophomena piligera Sdbg., häufig
Leptaena rhomboidalis Wilck.
Anoplotheca venusta Schn., sehr häufig (Taf. 14, Fig. 2a, b, c)
Orthis hysterita Gmel., sehr häufig
Chonetes plebeja Schn., häufig
» *sarcinulata* v. Schloth.
Spirifer paradoxus Schn.
» *auriculatus* Sdbg., häufig

Spirifer arduennensis Schn., zwei Steinkerne
Orthothetes umbraculum v. Schloth.
Strophomena cf. *interstrialis* Phill.
Craniella cassis Zeil.
Nucleospira lens Schn. (Taf. 15, Fig. 5).

4. Mandeln. Am Nordabhange des Hauberges östlich von Mandeln befindet sich ein Steinbruch, der bereits Herrn Professor Kayser bei seinen Aufnahmearbeiten auf Blatt Eibelshausen eine kleine Fauna geliefert hatte, die ich noch vermehren konnte:

Spirifer paradoxus Quenst.
» *auriculatus* Sdbg.
» cf. *carinatus* Schn.
» *arduennensis* Schn.
Atrypa reticularis Linn.
Rhynchonella pila Schn.
Leptaena rhomboidalis Dalm.
Chonetes plebeja Schn.
» *sarcinulata* v. Schloth.
? *Strophomena* sp.
Orthis tetragona F. Roem.
Pterinea fasciculata Gf.
» *laevis* Gf.
Murchisonia Losseni Kays.

5. Langenbachtal. An der Brücke im Langenbachtal, über welche der Weg Linnefeld—Heiligenborn geht, gewann ich eine Reihe von Versteinerungen. Neben dem charakteristischen *Spirifer paradoxus* Schl. treten auf:

Spirifer auriculatus Sdbg.
Spirifer ? sp.
Chonetes dilatata Roem.
» *plebeja* Schn.
» *sarcinulata* v. Schloth.
Rhynchonella pila Schn.
Orthothetes umbraculum v. Schloth.
Atrypa reticularis Linn.
und Crinoidenreste.

6. Im Oberkoblenz der Gonderbach fanden sich nach Angaben v. Dechen's:

Spirifer paradoxus v. Schloth.
» *cultrijugatus* Roem.
Streptorhynchus umbraculum v. Schloth.
Actinocrinus sp.

Diese Fauna konnte ich vermehren. Es fanden sich unweit der alten Stollen der Hesselbacher Mühle:

Cyrtina heteroclita Defr.
Chonetes sp.
Spirifer sp.
Anoplotheca Ilsae n. sp.
Zaphrentis ovata Ludwig.

Am Abhange des Jagdberges oberhalb der Grube selbst fanden sich außer Spiriferen:

Rhynchonella sp.
Ctenocrinus sp.

7. Besonderes Interesse bieten noch die obersten Koblenzschichten von Simmersbach. Mir ist kein anderes Vorkommen bekannt, in dem sandige Schichten so weit hinaufreichen, ohne in Tonschiefer überzugehen. Die Marburger Sammlung enthält folgende, zumeist von Herrn Lehrer Evelbauer gesammelte Arten:

Spirifer trisectus Kays.
» *speciosus* Schn. (Taf. 15, Fig. 8)
» *subcuspidatus* Schn.
» » » var. *alata* Kays.
» n. sp.
Pentamerus aff. *Heberti* Oehlert (Taf. 14, Fig. 7a, b)
Nucleospira lens Schn.
Chonetes plebeja Schn.
Cyrtina heteroclita Defr.
? *Strophomena* sp.
Orthis sp.

Atrypa reticularis Linn.
Leptaena rhomboidalis Wilck.
Avicula sp.

Übergangsschichten vom Unterdevon zum Mitteldevon.
(Ilseschiefer z. T.)

Die einzigen Stellen, wo der Übergang vom Oberkoblenz zum schieferigen Mitteldevon sich gut beobachten läßt, liegen am Westhang der Heiligenborner Seite. Die jüngsten Schichten, die noch eine typische Oberkoblenzfauna führen, sind außerordentlich hart, und nur wo die Verwitterung stärker gewirkt hat, treten die Versteinerungen zu Tage. Wie schon gesagt, ist der Übergang dieser Oberkoblenz-Schichten in das Mitteldevon ein ganz allmählicher, durch dunkle Schiefer vermittelter. Ich nenne diese Schiefer, die außer dem obersten Unterdevon noch einen großen Teil des Mitteldevons umfassen, und die im geologischen Bilde der ganzen Gegend eine bedeutende Rolle spielen, Ilse-Schiefer. Die tiefsten Horizonte dieser Schiefer gehören paläontologisch noch dem Unterdevon an. Aber auch in petrographischer Beziehung nähert der Gehalt an Quarzkörnern, wie man im Dünnschliff sieht, sie den Oberkoblenz-Schichten.

Den Übergang aus den Oberkoblenz-Schichten in die Ilseschiefer zeigt das Profil an der Heiligenborner Seite und zwar oberhalb der Ilsequelle. Das Oberkoblenz wird hier von außerordentlich festen, fast quarzitischen Grauwacken, zum Teil mit Fossilien, gebildet. Darüber folgen Schiefer von anfangs flaserigem Charakter, die auch die höchste Höhe der Heiligenborner Seite zusammensetzen. Die Übergangsschichten ähneln etwas den Unterkoblenzschichten, doch fehlt ihnen deren Neigung zur Konkretionsbildung.

Ilseschiefer, ausnahmsweise von flaseriger Beschaffenheit, überlagern am Horizontalwege der Heiligenborner Seite die Übergangsschichten unmittelbar. Beide sind durch den Weg vielfach angeschnitten. In den harten Bänken der Oberkoblenz-Schichten stehen Quarz und Tonschiefer fast im Gleichgewicht, wenn auch

der Quarz noch etwas überwiegt. Der Glimmer tritt zurück. Bei stärkerer Vergrößerung erkennt man zwischen den größeren Komponenten ein Haufwerk von kleineren, das teils aus Quarzkörnern, teils aus stark angewitterten Glimmern besteht. Rotbraune Flecken von Eisenhydroxyd sind häufig.

Noch deutlicher spricht sich der Übergang aus in dem Auftreten von Schieferflasern im hohen Oberkoblenz. An Vertikalschliffen lassen sich alle Übergänge vom Glimmersandstein zu den Schiefern verfolgen. Bemerkenswert ist, daß die Glimmerblättchen der quarzreichen Partieen meist kleiner sind als die der tonschieferreichen. Einzelne Haufwerke von kleinen Quarzen sind vorhanden. Färbungen durch Eisen treten auch hier auf.

Die folgenden Fundpunkte gehören noch dem Oberkoblenz an, vermitteln aber — wie petrographisch, so auch paläontologisch — schon den Übergang in die überlagernden Ilseschiefer.

1. Ober-Ilsetal. Auf der westlichen Seite des Ilselaufes, ungefähr halbwegs zwischen der Quelle und der Schlucht, findet sich etwa in Höhenkurve 600 des Meßtischblattes Bergebersbach, fast genau östlich von dem kleinen Dorfe Heiligenborn, eine Stelle, die eine ziemlich reiche Ausbeute an Fossilien geliefert hat. Wenn man den schmalen Fußweg, der im obersten Ilsetal von der Quelle aus auf der westlichen Seite hinunter führt, an der Stelle verläßt, wo die Waldränder zurücktreten und einige Schritte im Walde aufwärts geht, so trifft man auf einige große, offenbar in der Nähe anstehende Blöcke, die zahlreiche Lagen von Fossilien führen. Das Gestein ist schieferig-sandig; der größte Teil der Versteinerungen ist in Steinkernen erhalten, beim Zerklopfen von tiefer liegenden, der Verwitterung weniger ausgesetzten Blöcken findet man auch gelegentlich Kalkerhaltung. Leider sind auch hier infolge des Gebirgsdruckes die meisten Formen stark verzerrt. Vertreten sind:

Orthis hysterita Gmel.
» *striatula* v. Schloth.
» *tetragona* de Vern. (Taf. 14, Fig. 5a, b)
» *subcordiformis* Kays.

Leptaena rhomboidalis Wilckens
Strophomena piligera Sdbg.
Anoplotheca venusta Schn.
» *Ilsae* n. sp.
Chonetes dilatata Roem.
Rhynchonella cf. *Henrici* Barr. (Taf. 14, Fig. 6a, b)
Cyrtina heteroclita Defr.
Nucleospira lens Schn.
Orthothetes umbraculum v. Schloth.
Spirifer aculeatus Schn.
Atrypa reticularis Linn.
Orthis eifliensis de Vern.
» *triangularis* Zeil.
Retzia ferita v. Buch
»*Arthrophyllum*« Beyr. (Taf. 15, Fig. 4b)
Anarcestes Wenckenbachi Koch
Rhynchonella cf. *pila* Schn.
Pterinea fasciculata Goldf.

2. Horizontalweg der Heiligenborner Seite.

Spirifer cultrijugatus Sdb. (Taf. 15, Fig. 7a, b)
» *paradoxus* Quenst.
Chonetes dilatata Schnur
» *plebeja* Schnur
Crinoidenreste.

3. Talhang der Heiligenborner Seite.

In einem einzelnen Block, der wohl von einer höher aufwärts anstehenden Gesteinsmasse stammte, fand sich am Abhange der Heiligenborner Seite im Ober-Ilsetale eine kleine Fauna. Es sind zu nennen:

Strophomena piligera Sdbg.
Orthis hysterita Gmel.
» sp.
Chonetes sarcinulata v. Schloth.
Atrypa reticularis Linn.
Cyrtina heteroclita Defr.

4. Ilseschlucht.

Etwa in der Breite von Bernshausen, nahe dem Nordrande des Meßtischblattes Bergebersbach, verengt sich das Tal der Ilse so sehr, daß selbst ein Fußweg nicht mehr Platz findet. Die Ilse hat sich hier durch das harte Gestein eine klammartige Schlucht mit steilen Wänden geschaffen. Auf der rechten Seite des Baches zweigt von dieser Schlucht ein Weg ab, der auf die Höhe der Heiligenborner Seite führt. Auf halber Höhe geht von diesem rechts ein Horizontalweg ab, der in der Nähe des Dreiherrensteines auf die Eisenstraße mündet. An diesem Wege haben sich Versteinerungen des Oberkoblenz gefunden. In noch größerer Menge aber fanden sich solche am oberen Eingange der Schlucht und in dieser selbst:

Spirifer paradoxus Quenst.
» *arduennensis* Schn.
» *subcuspidatus* Schn.
» *aculeatus* Schn. (1 Exemplar)
Cyrtina heteroclita Defr.
Chonetes dilatata Roem.
» *plebeja* Schn.
» *sarcinulata* v. Schloth.
Leptaena rhomboidalis Wilck.
Orthis hysterita Gmel., häufig
» *striatula* v. Schloth.
» *triangularis* Zeil., selten
Orthothetes umbraculum v. Schloth., in jungen Exemplaren häufig
Atrypa reticularis Linn.
Rhynchonella pila Schn.
Strophomena piligera Sdbg.
Pterinea fasciculata Goldf.

5. Seitental oberhalb Linnefeld.

Von dem kleinen Orte Linnefeld, der auf der Höhe des linken Ilseufers liegt, führt ein Weg in mehreren Windungen auf den höchsten Punkt der Schmalseite. Im westlichen Seitentale, wenige

Meter entfernt von der Stelle, an der der Weg von Linnefeld den Waldrand erreicht, findet sich zwischen Höhenkurve 520 und 540 des Meßtischblattes Erndtebrück eine Stelle, wo eine Petrefaktenbank einige Ausbeute geliefert hat:

Spirifer auriculatus Sdbg.
» *cultrijugatus* F. Roem.
» *subcuspidatus* Schn.
Pentamerus ex aff. *Heberti* Oehlert
(Taf. 1? Fig. 6 a, b)
Strophomena interstrialis Phill.
Orthothetes umbraculum v. Schloth.
Chonetes sarcinulata v. Schloth.
Leptaena rhomboidalis Wilck.
Anoplotheca Ilsae n. sp.
Orthis hysterita Gmel.
» *striatula* v. Schloth.
Atrypa reticularis Linn.
Rhynchonella cf. *Henrici* Barr.
Pterinea laevis Goldf.
» *fasciculata* Goldf.

Ilseschiefer.

In den höheren Horizonten zeigen die Ilseschiefer vielerorts lokale Eigentümlichkeiten. Bei Oberdieten, bei Roth und bei Achenbach vor der Höhe zwischen Achenbach und Hesselbach stehen Schiefer an, die zahlreiche Kieselgallen führen, eine Eigentümlichkeit, die auch anderwärts in den Schichten entsprechenden Alters vorkommt.

Weiter findet man am Hasenkopf bei Banfe in den Schiefern Kalklinsen, deren Fossilien zweifellos dartun, daß wir es mit dem obersten Horizont der unteren Abteilung des Mitteldevons zu tun haben. Unmittelbar über diesem Kalkknollen-Horizont lagern die bedeutenden Quarzitmassen, die hier das Obere Mitteldevon bilden. Ferner treten örtlich Dachschiefer auf, die den Wissenbacher Schiefern anderer Orte sehr ähnlich werden oder geradezu ent-

sprechen. Bei Banfe wurden solche Dachschiefer, die dort von mitteldevonischen Quarziten überlagert werden, bergmännisch gewonnen. In ähnlicher Verbindung treten Dachschiefer mit Quarziten bei Raumland östlich des Bahnhofes und an der Chaussee nach Dotzlar auf. Auch bei Rüppershausen zwischen dem Hohen Haupt und der Eisenbahn hat man bei einem Schürfversuch unter den Quarziten, die am Hohen Haupt abgebaut werden, Dachschiefer gefunden. Bei Feudingen werden sie in der Schiefergrube Freundschaft abgebaut.

Die Ilseschiefer zeigen noch andere Eigentümlichkeiten. So ist gelegentlich auf den Höhen eine außerordentlich beträchtliche Verlehmungszone zu beobachten. Im Dorfe Gladenbach ist diese an einer Stelle haushoch aufgeschlossen. Weiter zeigen sie an Stellen, an denen sie von Quarziten überlagert werden, und in der Nähe einer Verwerfung eine griffelförmige Absonderung. Zu beobachten ist die Griffelabsonderung auch am Eingange des Ilsetales und an der Lahntalstraße im Einöd zwischen Feudingen und Bermershausen.

Die Tonschiefer der Banfer Grube stellen sich unter dem Mikroskop dar als ein durch ein schiefriges Cement verbundenes Gemenge sehr kleiner Teilchen. Hervorragenden Anteil an der Zusammensetzung nehmen wie überall Quarz und Schiefer. Stellenweise treten auch Nadeln eines anderen Minerales auf. In einem Schliffe beobachtete ich Glimmer. Vertikalschliffe zeigen deutlich die ursprünglichen Schieferlagen und am Rande den Übergang in die verwitterten Kalke, an deren Stelle Eisenverbindungen getreten sind. In einem Schliff beobachtete ich zwei verschiedene Schieferungssysteme, die unter 14° gegen einander verlaufen. Auch organische Reste (Tentaculiten) sind nicht selten.

Die in Rede stehenden Kalklinsen sind von ganz verschiedener Größe. Meist bilden sie nur kleine Knollen, welche die Schiefer unregelmäßig erfüllen, und deren Kalkgehalt sich bei Anwendung von Salzsäure zu erkennen gibt. An anderen Platten sind die Unregelmäßigkeiten nicht so augenfällig, da die Kalklinsen zu klein sind; in diesem Falle aber verrät sich ihre Gegenwart durch das verwitterte Aussehen der Schiefer, oder sie ist unschwer mittels

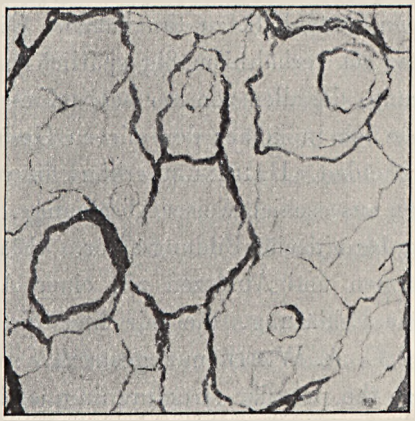
Salzsäure festzustellen. Bei einigen Stücken ist der Kalk schon ganz verwittert und z. T. durch Eisenocker ersetzt.

Die Kalklinsen können auch größer werden und zeigen dann interessante Erscheinungen. Auf der Schutthalde der Banfer Grube findet man gelegentlich Platten mit becherförmigen Vertiefungen, die mannigfach ineinander übergehen und auf beiden Seiten auftreten. Den Rand der Becher umsäumen meist zahlreiche kleine, unregelmäßig radial angeordnete Leistchen. Bei flüchtigem Ansehen denkt man zuerst vielleicht an organische Reste; aber schon ein horizontal und vertikal angeschliffenes und mit Salzsäure angeätztes Stück zeigt diese Erscheinung in klarem Lichte. Ein Horizontalschliff läßt zahlreiche, nahezu kreisförmige Ringe erkennen, die anscheinend regellos ineinander übergehen. Ein Vertikalschliff zeigt, daß die Querschnitte dieser Ringe dutenartig ineinander steckende Kegel sind. Würde man sich mit diesen Feststellungen begnügen, so könnte man den Kalk als einen »Dutenkalk« bezeichnen, müßte aber auf die Möglichkeit jeder Erklärung verzichten. Ich bin daher dieser Erscheinung mikroskopisch nachgegangen.

Ein Horizontalschliff eines Stückes, das noch keine äußerlichen Zeichen von Verwitterung aufwies, zeigte neben den Kalkspäten gelegentlich unregelmäßige Schieferschlieren. In ihren Einzelheiten wird die Erscheinung noch dadurch kompliziert, daß die großen ineinander greifenden Kegel aus kleinen Teilkegeln zusammengesetzt werden. Die Kalkspate sind in großen Ringen, diese wieder in mehr oder weniger deutlichen größeren Ringen angeordnet. Der mikroskopische Befund entspricht also wesentlich dem makroskopischen.

Etwas anderes zeigt ein Vertikalschliff. Freilich fallen auch hier gleich die Systeme paralleler Linien ins Auge, welche die Kalkkegel begrenzen. Nur gesellen sich den mit bloßem Auge sichtbaren noch kleinere und kleinste zu, so daß von dem anfänglichen Bilde schließlich nur die großen Systeme übrig bleiben während die dreieckigen Kegelquerschnitte verschwinden. Der Kalkspat ist vertreten durch eine große Zahl einzelner Krystallindividuen, die alle im Sinne eines der beiden Parallelsysteme angeordnet sind.

Es treten nun aber zu diesen Kalkspäten noch Bänder schieferigen Materiales, die gestaucht erscheinen im Sinne einer Faltung, deren Profil den Zickzacklinien der Kalkspatanordnung folgen würde. Diese Schmutzstreifen sind von Bedeutung für die Erklärung des Gesamtbildes. Sie schließen sich stellenweise genau



Horizontaler Schliff durch den »Dutenkalk« der Banfer Schiefergrube.



Vertikaler Schliff durch den »Dutenkalk« der Banfer Schiefergrube.

Rechts ist die Anordnung der Kalkspatindividuen angedeutet.

den Zickzacklinien an; an anderen Punkten werden sie von diesen zerrissen, wieder an anderen durchziehen sie das Präparat scheinbar ohne Regel. Stets aber folgen sie einer Faltung im Sinne der Zickzacklinie.

Versuchen wir eine Erklärung dieser Erscheinung zu geben, so gehen wir am besten von der Anschauung aus, daß wir es mit einem sogenannten Dutenkalk zu tun haben. Die Literatur über diesen Gegenstand ist verhältnismäßig spärlich[1]).

Eine Erklärung, die allen von mir beobachteten Erscheinungen Genüge täte, habe ich in keiner der mir zu Gesicht gekommenen Abhandlungen gefunden. Haidinger erklärt die von ihm beschriebenen Vorkommen aus »schichtweiser Absetzung«. Nach Hausmann liegt »offenbar stalagmitische Bildung« vor. Gümbel spricht von Infiltrationsvorgängen und Absätzen »in einer Art kegelförmiger Stalaktion«. Eine Erklärung, die mir hier die richtige zu sein scheint, wird von C. A. White nur gestreift, wenn er erwähnt, »the opinion, that the peculiar structure in question was produced by pressure upon the concretionary mass while it was forming«. Von den in der Literatur beschriebenen Dutenkalken oder Dutenmergeln kann also wohl kaum einer genau den allerdings z. T. ähnlichen Vorkommen der Banfer Grube entsprechen.

Ich denke mir den Vorgang etwa so: Mit der Ablagerung der Tonschiefer gleichzeitig kam eine flache Kalklinse wechselweise mit schieferigem Material zum Niederschlag. Darüber folgte wieder eine Lage schieferiger Art, worüber dann die mächtigen Quarzitbänke, welche die Höhen des Ahlertsberges bilden, und vielleicht noch weitere, zurzeit verschwundene Horizonte des Devons und anderer Formationen sich ablagerten. Während der nachfolgenden Gebirgsfaltungen, die an benachbarten Punkten die Bildung mehrerer Systeme transversaler Schieferung veranlaßten, wurden die

[1]) Zirkel, Petrographie, Bd. I, S. 509.
Haidinger, Sitzungsber. Wiener Akad. d. Wiss. 1848, 29.
Hausmann, Ann. d. Wetterauischen Gesellsch. III, 25.
C. A. White, Amer. Journ. of sc. XLV, 1868, 401.
Kudernatsch, Jahrb. geol. R.-Anst. VI, 1885, 246.
Gümbel, Grundzüge der Geologie 1888, 252.

Banfer Schiefer und mit ihnen die eingelagerten Kalke gestaucht. Die Masse, welche vor dem seitlichen Gebirgsdruck nach oben hätte ausweichen müssen, wurde daran durch den Druck der überlagernden Sedimente gehindert, und es kam so auf kleinem Raume ein außerordentlich feines System intensiver Spezialfaltung zustande. Daß diese Erklärung der Entstehung des Banfer Dutenkalkes die richtige ist, beweist das Verhalten des mitgefalteten Schiefermaterials. Es schmiegt sich gelegentlich auf mehreren aufeinander folgenden Falten streng der scharfen Zickzacklinie an, hat also die Faltung mitgemacht; an anderen Stellen sind aber die Schieferflasern zerrissen, man kann sagen, gegeneinander verworfen oder nur unvollkommen gefaltet. Im ganzen möchte ich den Vertikalschliff vergleichsweise ein Modell eines Faltengebirges im Kleinsten nennen. —

In der Banfer Grube findet sich eine dünne Bank sandigen, mit Schwefelkies durchsetzten, leicht zerbrechlichen Gesteins. Dachschiefer vom Alter der Banfer finden wir nach Süden noch zwischen Rot und Oberdieten. Organische Reste habe ich hier nur in undeutlicher, verdrückter Schwefelkieserhaltung beobachtet.

Gebänderte Schiefer habe ich als Einlagerungen in den Grauwacken am Abhange des Ahlertsberges beobachtet und zwischen Schlinke und Dieterberg westlich Wolzhausen als Einlagerung im Diabas. Bei Feudingen werden sie als Dachschiefer gewonnen.

Die polygonale Absonderung der Ilseschiefer fördert deren Widerstand gegen die Verwitterung, solange ein senkrecht zu den Absonderungsflächen wirkender Gegendruck vorhanden ist. Fällt aber dieser weg, so zerfällt der Schiefer. Ein Beispiel für diese Tatsache liefert der kleine Bergrutsch bei Oberndorf im August 1903.

Außerordentlich stark gefaltet, gestaucht, gepreßt sind die mitteldevonischen Schiefer von Raumland, die zum Teil als Dachschiefer abgebaut werden. Ihre Schieferung steht häufig senkrecht. Verwerfungen fehlen nicht. Gangquarz ist häufig. Gelegentlich scheinen oberdevonische, an großen Glimmern reiche Sandsteine mitgefaltet zu sein; so bei Grube Fredlar bei Meckhausen. Der Intensität der Faltung ist vielleicht auch die Um-

wandlung zu Dachschiefern zu danken. Kalke fehlen den Raumländer Schiefern anscheinend ganz.

Gegriffelte Mitteldevonschiefer finden sich neben Grauwacken an einer stark gefalteten Stelle des Mitteldevons südlich Niederdieten am Abhange des dem Großersloh vorgelagerten Köpfchens; ferner am Abhange des Petersberges oberhalb des Lahntales zwischen Feudinger Hütte und Bermershausen. Den Mitteldevonschiefern südlich Breidenbach sind anscheinend Oberdevonschiefer eingefaltet, wenigstens findet man an einigen Stellen solche, die so weich und fettig anzufühlen sind wie Oberdevonschiefer. Als Mitteldevonschiefer gibt sich hier die Hauptmasse durch die Wechsellagerung von gelbbraunem mit schwarzem Schiefer zu erkennen, wie der Weg hier und bei Wiesenbach zeigt.

In den Ilseschiefern gelang die Auffindung einer ganzen Reihe von Versteinerungs-Fundpunkten, die eine im allgemeinen einförmige, an einzelnen Punkten aber reichhaltige und interessante Fauna geliefert haben.

1. Nördlich Fischelbach.

Am Südabhange der Höhe 282,5 am großen Bohnstein nördlich Fischelbach wurde im Herbst 1908 ein neuer Weg nach Hesselbach angelegt. In den bei Anlage dieses Weges losgebrochenen Schiefern waren die charakteristischen Formen der Ilseschiefer vertreten.

Anoplotheca Ilsae n. sp.,
Zaphrentis ovata Ludw.,
Atrypa reticularis Linn.

2. Unterhalb Fischelbach.

Unterhalb Fischelbach treten in den Schiefern des Banfetales neben *Zaphrentis ovata* Ludw. und *Spirifer* sp. Reste von Orthiden und — wie überall — von Crinoiden auf.

3. Südabhang der Burg bei der Hesselbacher Mühle.

Am Südabhange der Burg bei der Hesselbacher Mühle kam bei einer Ausbesserung des Weges eine Reihe der in den Ilseschiefern häufigen Fossilien zu Tage:

Cyrtina heteroclita Defr.,
Chonetes sp.,
Anoplotheca Ilsae n. sp.,
Spirifer sp.,
Orthis sp.,
Zahlreiche Crinoidenreste,
Zaphrentis ovata Ludw.

4. Nördliches Fischelbachufer.

In den Ilseschiefern des nördlichen Fischelbachufers fand sich gelegentlich einer 1909 vorgenommenen Wegausbesserung folgende Fauna:

Atrypa reticularis Linn. sehr zahlreich,
Orthis triangularis Zeil.,
Spirifer sp.

Anoplotheca Ilsae sp. konnte ich ferner nachweisen in den Ilseschiefern am Wege Banfetal-»Im Scheid« und unterhalb Hesselbach.

5. Bernshausen.

In den Ilseschiefern östlich Bernshausen sind zahlreiche Exemplare von:

Cyrtina heteroclita Defr. und
Anoplotheca Ilsae n. sp.

vertreten.

6. Banfe.

In den Ilseschiefern, welche an der Laaspher Chaussee gegenüber dem Gasthause anstehen, fanden sich mehrere Exemplare von *Zaphrentis ovata* Ludw. in verschiedener Größe, sonst nur undeutliche organische Reste.

7. Östlich Volkholz.

Von der Brücke, die östlich von Volkholz über die Lahn führt, zweigen sich verschiedene Wege ab, welche die Zugänge zu den Bergen zwischen Lahn und Ilse bilden; der Weg, der links abgeht und unmittelbar über der Lahn als Horizontalweg verläuft, wurde 1908 gebaut und schloß eine Petrefaktenbank auf. Gleich am Anfang ist der Weg in die Ilseschiefer eingeschnitten. Rechts

begrenzt sie an dieser Stelle eine Verwerfungskluft, links finden sich noch die Reste der versteinerungsreichen Bank. Diese konnte dadurch ausgebeutet werden, daß die weggeräumten Steinmassen zur Aufschüttung des Zuganges zur Brücke verwendet wurden. Es fand sich hier folgende Fauna:

Phacops sp.
Rhynchonella d'Orbignyna Schn.
(Taf. 2, Fig. 6),
Anoplotheca Ilsae n. sp.,
Leptaena rhomboidalis Wilck.,
Strophomena interstrialis Phill.,
Atrypa reticularis Linn.

Organische Reste fanden sich noch an 10 weiteren Punkten, z. B. an einem derselben:

Leptaena rhomboidalis Wilck.,
Atrypa reticularis Linn.,
Orthis hysterita Gmelin.

An einem anderen Punkte fand sich:

Rhynchonella d'Orbignyana Schn.

8. Ilsetal.

Der Fahrweg, der von der Feudinger Hütte nach Linnefeld und Heiligenborn führt, gabelt sich wenige Schritte vom Forsthaus Linnefeld. Geht man talaufwärts, so biegt links der Weg nach Heiligenborn in das Tal hinunter ab, während der Weg rechts auf der Höhe zwischen Höhenkurve 480 und 500 des Meßtischblattes Erndtebrück am Waldrande zu den wenigen Häusern von Linnefeld führt. An diesem letztgenannten Wege ist vor nicht langer Zeit gebessert und am Waldrande ein Graben gezogen worden, wodurch die anstehenden Schiefer auf eine beträchtliche Strecke freigelegt sind. Man findet in dem weichen Gestein mit leichter Mühe zahlreiche, freilich schlecht erhaltene Exemplare von *Anoplotheca Ilsae* n. sp. und zahlreiche Exemplare von *Zaphrentis ovata* Ludw. Diese beiden Fossilien sind infolge ihrer Häufigkeit in den weichen Schiefern des ganzen Gebietes für die

Ilseschiefer ungemein charakteristisch. Neben ihnen kommen an einer dieser Stellen zahlreiche Reste von *Cyrtina heteroclita* DEFR. und — weniger häufig — von *Atrypa reticularis* LINN. vor.

9. Ilsetal in der Höhe von Herbertshausen.

Einer weiteren Fundstelle in den Ilseschiefern begegnet man, wenn man das Tal abwärts bis etwa in die Höhe von Herbertshausen verfolgt, nahe dem Rande des Meßtischblattes Laasphe. Auch hier war mir das Glück insofern günstig, als ich einen eben neu angelegten Weg antraf, der unmittelbar am linken Ilseufer hinführt und eine Bloßlegung der anstehenden Ilseschiefer zum Teil durch Sprengungen notwendig gemacht hatte. Da infolgedessen ein reichlicheres Material gesammelt werden konnte, ist dieser Fundpunkt besonders wichtig.

Rhynchonella d'Orbignyana DE VERN.
Spirifer speciosus SCHN.
Orthis triangularis ZEIL. (ein verdrückter Steinkern der großen Klappe)
Cyrtina heteroclita DEFR., häufig
Anoplotheca Ilsae n. sp.
Strophomena rhomboidalis WILCK. (1 Exemplar)
Atrypa reticularis LINN., häufig
Chonetes dilatata SCHLOTH. (1 Exemplar)
Zaphrentis ovata LUDW.
Favosites sp.
Receptaculites? (Taf. II, Fig. 2a)

10. Unteres Ilsetal gegenüber dem Petersberge.

Gegenüber dem Petersberge, der auf dem rechten Ilseufer an der Mündung des Tales in das Lahntal liegt, kommt ein kleiner Wasserlauf von der linken Talseite herunter. An diesem kommen an einer Stelle folgende Fossilien vor:

Rhynchonella d'Orbignyana SCHN.
Spirifer speciosus v. SCHLOTH.?
Leptaena rhomboidalis WILCK., häufig in Resten
Cyrtina heteroclita DEFR.
Atrypa reticularis LINN.

Anoplotheca Ilsae n. sp.
Phacops sp.
Zaphrentis ovata Ludw.
Favosites?

11. Im unteren Ilsetal.

Im unteren Ilsetale waren schon früher folgende in der Marburger Sammlung liegende Fossilien gesammelt worden:

Spirifer arduennensis Schn.
» *curvatus* Schn.
» *speciosus* Schn.
Spirifer sp.
Cyrtina heteroclita Defr.
Anoplotheca Ilsae n. sp.
Pterinea ovalis Follmann (Taf. 15, Fig. 1a, b)
Crinoidenkelch
Fenestella sp.
Favosites sp.
Pleurodictyum sp.

12. Bahnhof Feudingen.

Weiter befinden sich vom Bahnhof Feudingen in der Marburger Sammlung folgende tief-mitteldevonische Arten zum Teil aus früherer Zeit:

Goniatites compressus Beyr. = *Mimoceras gracile* H. v. Mey.
Anarcestes lateseptatus Beyr.
Pleurodictyum sp.
Zaphrentis sp.
Phacops sp.
Proëtus sp.

13. Wiesenbach bei Biedenkopf.

Ferner wurden schon in früheren Jahren bei Wiesenbach bei Biedenkopf folgende Oberkoblenz-Arten für die Marburger Sammlung gesammelt:

Spirifer auriculatus Sdbg.
» *trisectus* Kayser
Cyrtina heteroclita Defr.
Atrypa reticularis Linn.
Orthis circularis Sow.
Orthis sp.
Leptaena rugosa Dalmann = *Stroph. rhomboidalis* Wilck.
Phacops fecundus Barr.

14. Breidenbach.

Aus den Ilseschiefern bei Breidenbach besitzt die Marburger Sammlung:

Anoplotheca Ilsae n. sp.
Cyrtina heteroclita Defr.
Zaphrentis ovata Ludw.

15. Burgberg bei Achenbach.

Vom Burgberg bei Achenbach sind folgende Oberkoblenz-Formen vorhanden:

Orthoceras sp.
Ein Crinoidenkelch
Atrypa reticularis Linn.
Spirifer auriculatus Sdbg.
Chonetes sarcinulata v. Schloth.
Conocardium sp.

Ferner muß ich als schon seit längerer Zeit bekannte und im Marburger Museum vertretene mitteldevonische Fundpunkte des Gebietes erwähnen:

16. Roßberg bei Biedenkopf.

Atrypa reticularis Linn.
Anoplotheca venusta Schn.
Trimerocephalus micromma A. Roem.
Arethusina longicornis A. Roem.
(Orig. in der Geol. Landesanst.).

17. Roßbach bei Biedenkopf.

Styliolina laevis Richt.

18. Stade bei Breidenbach.

Zaphrentis sp.

19. Wallau.

Phacops sp.
Zaphrentis sp.
Tentaculites acuarius aut.

20. Amtshausen.

Goniatites compressus Beyr.

21. Raumland.

Die von Graf Matuschka beschriebene Fauna der nördlich anschließenden Schiefer von Raumland kann ich bereichern um:

Trimerocephalus micromma A. Roem.

22. Hemschlar.

Die benachbarten Schiefer von Hemschlar haben folgende Fossilien geliefert:

Goniatites Dannenbergi Beyr.
» *subnautilinus* v. Schloth.
» *vittatus* Kays.
» *lateseptatus* Beyr.
Orthoceras commutatum Giebel
» *vertebratum* Sdbg.

23. Kalkknollen vom Hasenkopf bei Banfe.

Dieser Fundpunkt befindet sich an dem Wege, der von Banfe in östlicher Richtung ausgehend auf den Hasenkopf zuläuft, oberhalb des zweiten Horizontalweges, wo der Weg die Höhenkurve 460 schneidet. Hier kommen etwa faustgroße, stark angewitterte, braune Kalkknollen vor, die eine kleine, aber interessante Fauna einschließen. Sie besteht aus Brachiopoden, Lamellibranchiaten, Gastropoden, Cephalopoden, Tentaculiten, Hyolithiden und Trilobiten.

Strophomena minor A. Roem.
Cardiola sexcostata A. Roem.
Naticopsis sp.
Pleurotomaria sp.

Trimerocephalus micromma? A. Roem.
Tentaculites acuarius aut.
Hyolithes sp.

24. Schieferbruch am Abhange des Ahlertsberges bei Banfe.

Aus dem zurzeit stilliegenden Schieferbruch am Abhange des Ahlertsberges bei Banfe sind in früheren Jahren organische Reste in die Sammlung des Marburger Instituts gekommen und durch mich um einige vermehrt worden:

Pinacites Jugleri A. Roem.
Tornoceras circumflexiferum? Sdbg.
Orthoceras cf. *commutatum* Giebel
Puella cf. *rigida* A. Roem.
Discina marginata Sdbg.
Phacops sp.

25. Lahntal zwischen Amalienhütte und Wallau.

Anarcestes lateseptatus Beyr.

Oberes Mitteldevon.

Ich wende mich nunmehr den quarzitischen Sandsteinen zu, die in unserem Gebiete das Äquivalent der Schichten mit *Stringocephalus Burtini*, also des oberen Mitteldevons, bilden. Wir haben es hier mit vorwiegend grauen, harten und festen Bänken zu tun, die sich durch Auftreten kleiner Glimmerblättchen und meist muscheligen scharfkantigen Bruch auszeichnen. Den harten Bänken sind weichere, schiefrige, glimmerreiche eingelagert. Am Spreitzkopf bei Banfe fand ich Gesteine, die auf den ersten Blick sich als nahe Verwandte der Ilseschiefer zu erkennen geben, den Sandsteinen direkt eingelagert. Dünnschliffe zeigen — wie zu erwarten — vorzugsweise Quarzkörner, sodann aber zahlreiche Glimmerleisten und bei den weichen Einlagerungen einen hervorragenden Anteil schieferigen Materiales an dem Aufbau des Sediments. Interessant ist die Beobachtung, daß sich in den untersuchten Grauwacken von Süden nach Norden eine zunehmende Größe der Quarzkörner bemerklich macht. Nach den vorhandenen Beobach-

tungen über die Mächtigkeit der Mitteldevonquarzite müßte diese von Süden nach Norden abnehmen.

Der Unterschied der fraglichen Sandsteine von den Koblenzgesteinen liegt vor allem in der größeren Reinheit aller Gesteine und in der durchschnittlich geringeren Korngröße.

Oberdevon.

Am Aufbau der Oberdevon-Sandsteine sind wesentlich dieselben Komponenten wie im oberen Mitteldevon beteiligt. Der mikroskopische Befund zeigt aber einen, wenn auch nur unbedeutenden Unterschied, nämlich wechselnde Korngröße. Makroskopisch stellen sich die oberdevonischen Sandsteine ohne weiteres als verschieden dar durch die Beschaffenheit der flaserigen, schieferigen Einlagerungen verbunden mit scharfkantigem Bruch. Außerdem sind die Glimmerblättchen meist viel größer als im Mitteldevon.

Östlich Wolzhausen, am Dorfausgang, ist ein Profil durch senkrecht stehende Schichten des Mitteldevons (Ilseschiefer) und einen Teil des Oberdevons zu beobachten. Am Berghange trifft man beim Aufstieg zunächst auf schwarze, klippige Ilseschiefer, darauf folgen schwarze Schiefer mit gelbbraunen Streifen, die wahrscheinlich — ähnlich den Vorkommen westlich Wolzhausen und westlich Wiesenbach — den oberen Teil des Mitteldevons vertreten. Die weiter aufwärts angeschnittenen Schichten des oberen Mitteldevons werden von Diabas gebildet; die Grenze gegen das Oberdevon läßt sich hier zwischen den verschiedenen Diabasen ziehen, da hier eine harte, anscheinend kalkreiche Bank hervortritt, die dem Oberdevon zugerechnet werden muß, da dem Mitteldevon der Kalk völlig fehlt. Es folgt darauf zuerst grüner, dann roter Cypridinenschiefer und danach ein Lager grobkörnigen Diabases. Dieselbe Grobkörnigkeit ist im Lahntale bei Buchenau und im Dillgebiete dem oberdevonischen Diabas eigentümlich. Das Profil läßt sich vervollständigen durch eine Begehung des Michelsberges nordwestlich des Aufschlusses. Eine unmittelbare Auflagerung des Oberdevons auf Mitteldevon habe ich im behandelten Gebiete nicht beobachten können.

Die weichen, fettig sich anfühlenden Schiefer des Oberdevons finden sich wiederholt in den gefalteten Teilen des Gebietes. Ich sehe, nachdem mir das Wolzhäuser Profil zu Gesicht gekommen ist, keinen Grund, sie dem Mitteldevon zuzurechnen, auch wenn sie ausschließlich in seiner Nachbarschaft vorkommen. Das Profil sieht in aufsteigendem Sinne so aus:

h) Diabas
g) Oberdevon-Grauwacke
f) roter Cypridinenschiefer
e) Diabas
d) grüne gelbbraune Schiefer
c) schwarze Schiefer mit harten Bänken,
b) flaserige harte Bank
a) Schiefer des Mitteldevons.

Daraus erhellt, daß auch petrographisch die fettigen, grünlichen Schiefer dem Oberdevon zuzurechnen sind, trotz der darin vorkommenden Tentaculiten. Solche kommen auch im Oberdevon vor an dem Horizontalwege zwischen Goldkaute und Schnittelsberg bei Laasphe.

Erst im Oberdevon nehmen die Schiefer den fettigen, weichen Charakter an, den das Wolzhäuser Profil so deutlich hervortreten läßt.

Auf die petrographischen Verhältnisse der Diabase, die im Südosten des Gebietes znm größten Teile das obere Mitteldevon bilden, will ich nicht eingehen. Im Gelände verraten sie sich schon auf weitere Entfernung durch die schokoladenbraune Farbe ihres Verwitterungsbodens. Ihre untere Grenze wird meist durch Quellen angedeutet.

Die Oberdevon-Sandsteine sind nicht überall glimmerreich, wenngleich dies meist der Fall ist; Anhaltspunkte für das Alter geben dann sehr leicht die in unmittelbarer Nachbarschaft auftretenden charakteristischen Ton- und Grauwackenschiefer.

An einigen Stellen, so bei Bermershausen am linken Lahnufer, stehen glimmerig-flaserige Grauwackenschiefer in Wechsellagerung mit Grauwacken an.

Die weichen Schiefer des Oberdevons zeigen ähnlich den Mitteldevonschiefern häufig als Folge der Gebirgsbildung griffel-

förmige Absonderung, namentlich wenn sie von mächtigen Grauwacken überlagert, in der Nähe von Verwerfungen auftreten, z. B. am Wege Laaspher Hütte — Hof Breidenbach.

Die oberdevonischen Quarzite sind den Cypridinenschiefern eingelagert, die auch in dieser Gegend einen vielfachen Wechsel von grünen und roten Schiefern bilden und sich von den mitteldevonischen Quarziten wesentlich nur durch die eingelagerten schwarzen Schiefer unterscheiden. Die Schiefer sind mild, bröckelig, fühlen sich fettig an und glänzen. Durch Streifung und Bänderung werden sie gelegentlich den Kieselschiefern des Culms und einigen Mitteldevonschiefern ähnlich.

Der flaserige Charakter der glimmerreichen Einlagerungen der Oberdevonsandsteine ist gut zu beobachten zwischen Gönnern und Frechenhausen nnd östlich Wolzhausen.

Diabase und Paläopikrite oberdevonischen Alters finden sich in der Scholle, die den östlichen Teil des Gebietes zum großen Teile ausfüllt. Sie wechsellagern vielfach mit Schiefern und Sandsteinen, z. B. zwischen Biedenkopf und Breidenbach. Stellenweise zerfallen sie und werden in sogenannten Sandgruben ausgebeutet, so bei Steinperf am Wege nach Bottenhorn.

Die Schichten des oberen Mitteldevons und des Oberdevons haben mir fast keine Fossilien geliefert. Zu Gesicht gekommen sind mir nur im oberen Mitteldevon oberhalb der Ludwigshütte und am Horizontalwege Schloß Wittgenstein — Goldkaute Platten mit Tentaculiten.

Der in der ganzen Schichtenfolge wiederholt zu beobachtende Wechsel von Schiefern und Grauwacken bezw. Diabasen macht die Gegend zu einem ausgezeichneten Quellengebiete. Im Oberkoblenz bezw. an dessen oberer Grenze steht die Wasserleitung für Steinbrücken, der das Wasser aus dem klüftigen Koblenzquarzit zugeführt wird. Die Quellen der Lahn, der Sieg und der Dietzhölze entspringen den Grauwacken des Oberkoblenz, auf dessen Schiefern sie sich sammeln. Die stärkste Quelle des ganzen Gebietes ist die Ilsequelle; sie ist eine Verwerfungsquelle, wird aber wohl z. T. auch aus Koblenzgrauwacken und Quarziten gespeist.

Um den Ahlertsberg bei Banfe herum, sowie am Petersberg zwischen Feudingerhütte und Bermershausen läßt sich an der Grenze von Ilseschiefer und mitteldevonischer Grauwacke ein deutlicher Quellhorizont beobachten. Auch wo der Quarzit durch Diabas vertreten ist, tritt ein solcher hervor, so bei Eiershausen, Hirzenhain und Lixfeld und südlich der Straße Simmersbach-Oberdieten.

Im oberdevonischen Quarzit des Bernberges steht die Breidenbacher Wasserleitung. Zwischen Biedenkopf und Breidenbach entspringen vielfach Quellen an der Grenze von Diabas und Cypridinenschiefern. Aus Oberdevondiabas entspringt die Perf.

II. Paläontologischer Teil.

A. Arthropoda.

Trilobitae.

Proetus Steininger.

Fundort: Feudingen.

Rumpf und Schwanz eines *Proetus* fand ich in den Schiefern oberhalb des Feudinger Bahnhofes.

Phacops Emmrich.

Phacops sp.

Phacops fecundus Barr, Kayser, Ältest. Devon des Harzes, S. 19, Taf. II, Fig. 1—11.

Fundpunkt: Östlich Volkholz.

Es fand sich ein Rest eines etwa 10 cm langen *Phacops*. Das Fossil ist stark verdrückt, es sind etwa 10 linke Pleuren bezw. Spindelringe erhalten, außerdem ein Auge. Die Art gehört in die Gruppe des *Phacops fecundus*.

Cryphaeus Green.

Cryphaeus (Acaste) atavus W. E. Schmidt.

Fundpunkt: Bockenberg.

Erhalten ist von dieser Form die Glabella. Man erkennt deutlich den Stirnlobus und die Seitenloben, die durch drei Paar Seitenfurchen getrennt werden. Auch die Nackenfurche ist gut sichtbar. Ich glaube nicht fehl zu gehen, wenn ich den vorliegenden Rest auf die von W. E. Schmidt (Zeitschr. d. D. geolog. Ges. Monatsber. 1907, S. 11) aufgestellte lange Form von *Cryphaeus atavus* beziehe.

Trimerocephalus McCoy.

Trimerocephalus micromma? A. Roemer.

Fundpunkt: Hasenkopf, Raumland.

Einen leider unvollkommen erhaltenen Rest möchte ich hier anführen. Seine Bestimmung ist nicht völlig gesichert.

Das Exemplar von Raumland ist bestimmt.

Homalonotus KOENIG.

Homalonotus? sp.

Fundpunkt: Schmalseite bei Linnefeld.

Nur ein Stachel — wahrscheinlich einem *Homalonotus* zugehörig — wurde am oberen Abhange des genannten Berges gefunden.

Ferner befinden sich aus früherer Zeit einige Homalonoten von einem nicht näher bezeichneten Punkte »nördlich Feudingen« in der Marburger Sammlung. Sie gehören in die Verwandtschaft des *Homalonotus laevicauda.*

Homalonotus laevicauda QUENST.

Fundpunkt: Porphyroide von Schameder.

B. Mollusca.

I. Cephalopoda.

1. Ammonoidea.

Pinacites MOJSISOVICS.

Pinacites Jugleri A. ROEMER.

KAYSER, Orthocerasschiefer zwischen Balduinstein und Laurenburg a. d. Lahn 1883.

Fundpunkt: Banfer Schieferbruch.

Einige leider nur zum Teil erhaltene Kammern eines offenbar recht großen Goniatiten deutete ich als Reste von *Pinacites Jugleri*, da die Form der geschwungenen Bögen der Kammerränder lebhaft an diesen Goniatiten erinnert und mir auch nur von dieser Art so große Exemplare zu Gesicht gekommen sind. Bestätigt wurde meine Vermutung durch ein in der Schausammlung des Marburger Museums ausgestelltes Exemplar von Banfe, das mit völliger Sicherheit bestimmbar ist, da 22 Kammern durchaus klar erkennbar sind. *Pinacites Jugleri* ist Leitfossil der jüngeren Wissenbacher Schiefer bezw. des Günteröder Kalkes.

Anarcestes MOJSISOVICS.

Anarcestes lateseptatus BEYR.

KAYSER, Orthocerasschiefer zwischen Balduinstein und Laurenburg a. d. Lahn, 1883.

Fundpunkt: Feudingen. Hemschlar, Lahntal zwischen Amalienhütte und Wallau.

Stücke dieses Leitfossils liegen in der Marburger Sammlung. Sie sind wichtig, da infolge der Seltenheit von Goniatiten in den Ilseschiefern mir nur wenige Exemplare dieses Leitfossils zu Gesichte gekommen sind.

Anarcestes Wenkenbachi Koch.

Goniatites subnautilinus Maurer, Neues Jahrb. für Mineral., 1876, S. 817.
» *Wenkenbachi* Koch, Kayser, Die Orthocerasschiefer zwischen Balduinstein und Laurenburg a. d. Lahn, 1883.

Fundpunkt: Ober-Ilsetal.

Ein paar Kammern dieses Leitfossils für den Horizont des *A. lateseptatus* fanden sich im Ober-Ilsetal. Vorhanden sind 2 Umgänge. Die Art war bisher nur aus dem Rupbachtale bekannt.

Tornoceras Hyatt.

Tornoceras circumflexiferum Sdbg.

Fundpunkt: Banfer Schieferbruch.

Aus den jüngeren Wissenbacher Schiefern von Banfe liegen mir mehrere Umgänge eines Exemplars vor. Bemerkenswert ist dieses Auftreten, da das Fossil auch in dem Odershäuser Kalk des oberen Mitteldevons vorkommt.

Mimoceras gracile = compressum Beyr.

Fundpunkt: Feudingen. Ein Exemplar.

II. Nautiloidea.

Orthoceras Breynius.

Orthoceras cf. commutatum Giebel.

Fundpunkt: Banfer Schieferbruch.

Hierher möchte ich ein verkiestes Stück aus der Marburger Sammlung stellen, das allerdings stark verdrückt ist, aber doch noch einige bezeichnende Merkmale zeigt. Die 16 Kammern von veränderlicher Länge zeigen kreisrunde Gestalt. Der Sipho, der sich beim Anschneiden zeigte, ist dem Rande genähert. Diese letzte Eigenheit veranlaßt mich, die Form nur mit Vorbehalt mit dem Sandberger'schen *O. regulare* v. Schloth (Rh. Sch. Syst.

Nassau, Taf. XX, S. 173, 174) zu identifizieren. Doch steht die Form der von SANDBERGER abgebildeten jedenfalls sehr nahe. Reste anderer Orthoceren haben sich in früherer Zeit in den Banfer Schieferbrüchen offenbar häufiger gefunden, doch schließen die in der Marburger Sammlung vorhandenen Stücke wegen des schlechten Erhaltungszustandes eine genauere Bestimmung aus.

Orthoceras sp.

Fundpunkt: Ober-Dieten.

Orthoceras sp. »Arthrophyllum« BEYR.

Taf. 15, Fig. 4a, b.

Fundpunkt: Ober-Ilsetal.

Der Name *Arthrophyllum* wurde von BEYRICH 1850 für ein Fossil aus dem unterdevonischen Sandstein des Kahleberges vorgeschlagen, das er als Koralle deutete und neben *Amplexus* und *Caninia* stellte. F. A. ROEMER erkannte (Beiträge II, S. 75, Taf. XI) indes die Berechtigung dieser Meinung nicht an und beschrieb die Form als »*Orthoceras crassum*«. Das von ihm abgebildete Stück legt in der Tat diese Auffassung nahe.

Mir selbst liegt nun ein größeres Stück aus den Ilseschiefern vor, das zwar der ROEMER'schen Abbildung nicht genau entspricht, aber doch offenbar etwas Verwandtes ist.

Das Stück vom Kahleberg (Taf. 15, Fig. 4a) hat eine flachschalenförmige Gestalt und zeigt um eine vertikale weiße Quarzachse herum radialstrahlig geordnete Lamellen. Die Lamellen besitzen zahlreiche Verästelungen, sind aber vielfach durcheinander gewachsen und mit einander verschweißt. Die Quarzachse, die wohl nur die spätere Ausfüllung eines ursprünglichen Hohlraumes darstellt, steht exzentrisch. Der kleinste Abstand der Achsenmitte vom Rande beträgt 4—5 mm, der größte 9—10 mm. Die Erhebung des äußeren oberen Randes über den äußeren untersten Punkt beträgt etwa 7 mm. Die Dicke wechselt, und zwar ist sie nach der Mitte zu beträchtlicher, so daß dem lichten Raum nur eine Tiefe von ca. 2 mm zukommt. Dies mag zur Beschreibung der Form vom Kahleberg genügen.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Das im Ilsetal gesammelte Stück (Taf. 15, Fig. 4b) ließ folgendes beobachten: Die zahlreichen Lamellen sind um eine stark exzentrische Achse herum geordnet, entsprechend dem Kahleberger Exemplar. Die Abstände der Kammern sind etwa halb so groß, wie die Kammern selbst hoch sind. Zu sehen waren im ganzen acht Kammern, die von einem kleinsten Durchmesser von 3 mm auf 8 mm anwachsen. Die Gesamtlänge des Stückes beträgt etwa 4 cm.

Es ist wohl unzweifelhaft, daß es sich bei *Arthrophyllum* um radialstrahlige Ausscheidungen innerhalb des Siphos eines *Orthoceras* handelt, die nur einen geringen Raum zum Durchgang des eigentlichen Siphos frei ließen. Erst später, bei dem Versteinerungsvorgang, wurde dieser Raum von außen her mit Gesteinsmassen ausgefüllt und liegt jetzt als Vertikalachse vor.

II. Glossophora.

I. Conulariidae.

Tentaculites v. Schlotheim.

Tentaculites acuarius Richt.

Fundpunkt: Hasenkopf bei Banfe.

In den Kalkknollen, die an der genanten Örtlichkeit in den Schiefern des Unter- und Mitteldevons vorkommen, ist die bekannte leitende Form der Tentaculitenschiefer überall häufig. Allerdings ist der Erhaltungszustand meist ein schlechter.

Tentaculites sp.

Fundpunkt: Horizontalweg Stünzel-Laasphe, Ludwigshütte, Nordabhang der Buchebornseite bei Banfe, Grube Freundschaft bei Feudingen.

Ganze Schieferplatten bedeckende Mengen von Tentaculiten und Styliolinen finden sich ebenso wie Einzelvorkommen in den Schiefern des Mittel- wie des Oberdevons in der von anderen Punkten längst bekannten Erhaltung auch im Gebiete der oberen Lahn.

Styliolina A. Roem.

Styliolina sp.

Auch von *Styliolina* gilt das von *Tentaculites* Gesagte.

II. Gastropoda.

Loxonema Phillips.

Loxonema sp.

Fundpunkt: Feudingen.

Am Bahnhof Feudingen fand ich ein kleines Exemplar von *Loxonema* sp. zusammen mit *Proetus* sp.

Pleurotomaria Defr.

Pleurotomaria sp.

Fundpunkt: Hasenkopf.

Die Form ist etwa 0,5 cm hoch und breit. Ein Abguß des Abdrucks zeigt vier Umgänge, auf denen vier Leisten verlaufen, deren mittlere zwei das Schlitzband bezeichnen. Von der Skulptur der Schale ist leider nichts erhalten.

Naticopsis M'Coy.

Naticopsis sp.

Fundpunkt: Hasenkopf.

Es fand sich ein Exemplar mit ca. $3^1/_2$ Windungen, auf deren letzter deutliche, nach außen stärker werdende Anwachsstreifen zu sehen sind. Leider ist die Mündung nicht sichtbar, so daß eine nähere Bestimmung unmöglich erscheint.

Murchisonia d'Arch. Vern.

Murchisonia Losseni Kays.

Fundpunkt: Mandeln.

Die Höhe beträgt 26 mm; Abdruck ohne Mündung; Schale turmförmig, im Hohldruck sind auch Umgänge zu erkennen, Anwachsstreifung und Skulptur ist nicht zu sehen. Auf vier Umgängen des Abgusses ist das Schlitzband sichtbar. Die Umgänge sind kantig, die über und unter dem Kiel liegenden Teile der Umgänge stoßen unter einem stumpfen Winkel zusammen. Erwähnen möchte ich hier, daß mir aus der Marburger Sammlung zum Vergleiche ein Hohldruck einer *Murchisonia* aus dem Koblenzquarzit

von Rhens vorlag. Ihre Erhaltung ist zwar schlechter als die des Exemplares von Mandeln, doch läßt sich eine Identifizierung durchführen. Erhalten sind acht Umgänge, auf zweien von diesen ist das Schlitzband zu erkennen. Die Höhe beträgt 21 mm. Das Schlitzband liegt auf der unteren Hälfte des Umganges; beide Teile der Umgänge stoßen unter einem stumpfen Winkel aneinander. Jedenfalls läßt dieses Exemplar eine genauere Bestimmung zu als die von E. Kayser (Fauna des Hauptquarzites der Wiedaer Schiefer, S. 16, 17) beschriebenen Abdrücke der im Hallischen Museum aufbewahrten *Murchisonia* von der gleichen Fundstelle, da diese allerdings wohl die kantige Beschaffenheit der Umgänge erkennen lassen, von dem Schlitzband aber nichts.

Vielleicht ist hierher auch *Murchisonia polita* zu stellen, die Maurer, ohne eine Abbildung zu geben, aufzählt in: Fauna des rechtsrheinischen Unterdevons aus meiner Sammlung (Darmstadt, September 1886).

Zu erwähnen sind noch zwei Spezies, die Oehlert in den Brachiopodes du Devonien de l'Ouest de la France erwähnt (Extrait du Bulletin de la Société d'Études Scientifiques d'Angers, 1887, Pl. VIII, S. 15, 16).

Die erste beschreibt er als *Murchisonia Bachelieri*. Die Form (Taf. VIII, 2) hat ein vertieft liegendes Schlitzband, wie es sich auch bei der Form von Mandeln vorfindet. Sie unterscheidet sich jedoch durch das Auftreten deutlicher Anwachsstreifen und die gedrungenere, weniger turmförmige Gestalt.

Die zweite Art, *Murchisonia Chalmosi* (Taf. VIII, 3—3b), ist der mir vorliegenden wohl im allgemeinen Habitus ähnlicher, vor allem durch die kantige Beschaffenheit der Umgänge und die turmförmige Gestalt. Ein Unterschied aber liegt in der Neigung der beiden das Schlitzband bildenden Kiele, die sich einander nähern und ein erhöhtes Schlitzband bilden, während dieses bei der Art von Mandeln umgekehrt vertieft liegt.

III. Lamellibranchiata.

Pterinea Goldf.

Pterinea laevis Goldf.

Pterinea laevis Goldfuss, Petrefacta Germaniae II, p. 135, Taf. 119, Fig. 1.
» » » Sandberger, Rh. Sch. Syst., Nassau, S. 289, Taf. 20, Fig. 1.
» » » Zittel, Handbuch, II, S. 33.
» » » Follmann, Über dev. Aviculiden, S. 184, Taf. 3, Fig. 1.
» » » Frech, Dev. Aviculiden, S. 92, Taf. II, Fig. 10–13, Taf. X, Fig. 3–3b.

Fundpunkte: Mandeln, oberhalb Linnefeld.

1) Bei Mandeln fand sich der Steinkern einer linken Klappe. Der ovale Umriß ist größtenteils erhalten, die Breite ca. 50 mm, was Follmann's Feststellung des wechselnden Verhältnisses zwischen Länge und Breite bei den Exemplaren, die Goldfuss vorlagen, entspricht. Die Art kommt nach Frech im Oberkoblenz und im Koblenzquarzit der Rheingegend vor.

2) Dieselbe Form ist oberhalb Linnefeld durch einen schlecht erhaltenen Steinkern vertreten.

Pterinea fasciculata Goldf.

Pterinea fasciculata Goldfuss, Petrefacta Germaniae II, p. 137, Taf. 129, Fig. 5.
» » » Sandberger, Rh. Sch. Syst., Nassau, S. 293, Taf. 129, Fig. 5.
» » » Follmann, Über dev. Aviculiden, S. 187, Taf. 3, Fig. 3.
» » » Kayser, Hauptquarzit, S. 20, Taf. 7, Fig. 11.
« » » Frech, Dev. Aviculiden, S. 84, Taf. VIII, Fig. 11a, Taf. IX, Fig. 13.

Fundpunkte: Mandeln, Ilseschlucht, oberhalb Linnefeld.

Leider ist ein Rest von Mandeln nur unvollkommen erhalten. Es handelt sich um ein Stück der Schale mit vier starken Rippen, zwischen denen sich die Abdrücke der feineren, zwischen den großen Rippen liegenden Rippenbündel und die Anwachsstreifen erkennen lassen, die zusammen die charakteristische Gitterung erzeugen.

Ein Steinkern eines kleinen Exemplares dieser im Oberkoblenz häufigen Form wurde in der Ilseschlucht gefunden.

Pterinea fasciculata fand sich oberhalb Linnefeld in mehreren Stücken, an denen sowohl Flügel wie Berippung und Schalenverzierung zu sehen sind, so daß eine sichere Bestimmung möglich war.

Pterinea ovalis Follmann.

Taf. 15, Fig. 1 a, b.

Pterinea ovalis Follmann, Über dev. Aviculaceen, S. 192, 193, Taf. III, Fig. 5.

Ich stelle hierher eine *Pterinea* aus dem unteren Ilsetal. Das Exemplar ist verhältnismäßig gut erhalten. Die größte Länge beträgt 7 cm. Abdrücke von 14 Zähnen sind sichtbar; die vorderen und die hinteren treten besonders scharf hervor, ebenso eine Anzahl von Anwachsringen der Außenseite. Nicht unerwähnt darf ich die den hinteren Muskelabdruck umgebenden Ringe lassen. Diese und die Größe des Fossils machen im wesentlichen die Unterschiede von dem von Follmann abgebildeten Exemplare aus. Doch glaube ich, daraufhin keine neue Spezies gründen zu dürfen. Im übrigen bestätigt sich an meinem Stücke die schon von Follmann vermutete Dicke der Schale. Das Vorhandensein sowohl des inneren als auch des äußeren Abdrukes ermöglichte die Rekonstruktion der Schale in Wachs (Taf. 15, Fig. 1 a, b).

Buchiola Barr.

Buchiola sexcostata A. Roem.

Fundpunkt: Hasenkopf.

Gefunden wurden zwei Exemplare, von denen das besser erhaltene auf einer Bruchfläche der Kalkknolle mit *Strophomena minor* A. Roem. liegt. Man erkennt sowohl auf dem Steinkern, wie auf dem Abdruck deutlich 6 Furchen, zwischen denen zahlreiche zum Wirbel zurückgebogene Anwachsstreifen sichtbar sind. Jedenfalls stimmt die Form mit der bei Roemer (Beitr. II, S. 79, Taf. 12, Fig. 13, 1852) gegebenen Beschreibung und Abbildung, ebenso wie mit der von Beushausen (Lamellibranchiaten, Rh. Dev., S. 332 u. 333, Taf. XXXIV, Fig. 1) überein. Roemer führt die Form aus den Wissenbacher Schiefern des Harzes, Beushausen aus dem Kalke von Greifenstein an.

Buchiola cf. rigida A. Roem.

Fundpunkt: Banfer Schieferbruch.

Ein leider stark verdrücktes Stück liegt in der Marburger Sammlung. Die größte Breite beträgt 9 cm. Zahlreiche gerundete Rippen von wechselnder Stärke laufen vom Wirbel zum Rande.

C. Molluscoidea.

I. Brachiopoda.

Rhynchonella Fischer.

Rhynchonella pila Schn.

Terebratula pila Schnur, Brach. der Eifel, Taf. XXVI, Fig. 1.
Rhynchonella pila Sandberger, Rh. Sch. Syst., Nassau, Taf. XXXIII, Fig. 13.
Uncinulus pila Drevermann, Oberstadtfeld, S. 103.

Fundpunkt: Mandeln.

Rhynchonella d'Orbignyana de Vern.

Taf. 15, Fig. 6.

Rhynchonella Orbignyana Schn., Brach. der Eifel, S. 187, Taf. XXXI, Fig. 2.

Fundpunkt: Ilsetal, östlich Volkholz.

Es gelang mir, durch Ausgießen von Hohldrücken in dem verwitterten Gestein im Ilsetal eine große Reihe von Vertretern dieser beiden Spezies nachzuweisen. Östlich Volkholz sind sie so häufig, daß man geradezu von einer »*Orbignyana*-Bank« reden könnte. Die Exemplare sind größtenteils stark verdrückt und als Steinkern erhalten, selten findet man auch Reste der Kalkschale.

Rhynchonella ex. aff. Henrici Barr.

Taf. 14, Fig. 6a, b.

Fundpunkt: Ober-Ilsetal, oberhalb Linnefeld.

Den von Kayser (Harzer Hauptquarzit, S. 45—51, Taf. IV, Fig. 6—13, und Taf. XVIII, Fig. 6) zusammengestellten Formen aus der Gruppe der *Rh. Henrici* muß ich eine neue hinzufügen. Es liegt mir ein Steinkern vor, der folgende Merkmale zeigt: Die Ventralschale ist fast flach (Fig. 6b). Ihre Mitte zeigt eine flache Erhebung, die am stärksten am Schnabel hervortritt, im weiteren

Verlauf aber flacher wird. Die Dorsalschale ist kleiner, aber stärker gewölbt (Fig. 6a). Sie besitzt ein Septum, das am Schloß am stärksten ist. In der Nähe des Schlosses zeigt dieses Septum deutliche Kerben, deren auf jeder Seite 6—10 zu beobachten sind. Die Schloßkanten der Ventralklappe bilden einen Winkel von etwa 100°. Zu beiden Seiten des Wirbels der Dorsalklappe liegt eine auffällige Einsenkung. Der Stirnrand ist nicht erhalten, doch lassen die scharf gebogenen Seitenränder der Ventralklappe darauf schließen, daß hier eine scharfe Umbiegung vorhanden war.

Die Beziehungen zu *Rhynchonella Henrici* Barr. ergeben sich aus dem scharf vortretenden Wirbel der Ventralklappe, der flachen Gestalt der ventralen bezw. der starken Wölbung der dorsalen Klappe und den Einsenkungen zu beiden Seiten des Dorsalwirbels. Etwas meines Wissens noch nicht Beobachtetes dagegen ist die Kerbung des Medianseptums der Armklappe.

Oberhalb Linnefeld fand sich ein weniger gut erhaltenes Stück derselben Gattung.

Atrypa Dalman.

Atrypa reticularis Linn.

Atrypa reticularis Linn., Typ. Form, Kayser, 1871, Zeitschr. D. geol. Ges., S. 544.
» » » Burhenne 1899, Tentaculitenschiefer von Leun, S. 35.

Fundpunkte: Mandeln, Ober-Ilsetal, oberhalb Linnefeld, östlich Volkholz, rechtes Fischelbach-Ufer.

Anoplotheca Sdbg.

Anoplotheca venusta Schnur.

Anoplotheca venusta Schnur, Brach. der Eifel, S. 180, Taf. XXIV, Fig. 3.
» *lamellosa* Sdbg., Sitzungsber. Wien Ak. nath. Cl., Bd. 16 (1855), S. 5.

Fundpunkt: Schmalseite, Ober-Ilsetal.

Anoplotheca Ilsae n. sp.

In den Ilseschiefern fast überall häufig, ferner Ober-Ilsetal oberhalb Linnefeld, östlich Volkholz.

Neben der außerordentlich häufigen Einzelkoralle *Zaphrentis* begegnen wir in den Ilseschiefern fast überall Exemplaren einer

Anoplotheca, die ich mit den bekannten Arten dieser Gattung nicht identifizieren kann. Angesichts der Bedeutung dieses Fossils für die Ilseschiefer des Gebietes habe ich es für zweckmäßig erachtet, dafür einen eigenen Namen aufzustellen.

Mir liegen Exemplare von *Anoplotheca venusta* SCHNUR vor aus den Koblenzschichten von Oberstadtfeld und des in dieser Arbeit behandelten Gebietes, ferner von *A. lepida* GOLDF. aus der Crinoidenschicht von Gerolstein und den Orthocerasschiefern von Brückerhof bei Kaldern (Kreis Marburg). Die neue Art der Ilseschiefer steht zwischen beiden und bildet einen Übergang. Dies zeigt sich schon in der verschiedenen Größe, *A. v.* kommt fast immer in großen Exemplaren vor, die alle Merkmale deutlich erkennen lassen (Fig. 2). *A.* n. sp. ist von wechselnder Größe (Fig. 3); *A. l.* endlich kommt nur klein vor (Fig. 4).

Die Zahl der Falten ist bei allen drei Arten gleich; man beobachtet ihrer sieben, bei *Anoplotheca lepida* freilich nur bei sehr guten Exemplaren; ihre Stärke jedoch ist bei den jüngeren Spezies größer. Bei *A. venusta* lassen sich die Falten nur schwer bis über die Mitte der Klappe verfolgen; bei *A. Ilsae* laufen sie wenigstens in der Mitte häufig bis an den Rand; bei *A. lepida* endlich setzen sie sich deutlich bis an den Stirnrand fort.

Im Ober-Ilsetal wurde ein einziges Exemplar der für die Schiefer des mittleren und unteren Ilsetals charakteristischen *Anoplotheca Ilsae* n. sp. gefunden. Die Abdrücke der beiden Klappen ermöglichen eine völlige Feststellung der Merkmale. Östlich Volkholz ist sie im Gegensatz zu den zahlreichen Vorkommen an vielen anderen Stellen der Ilseschiefer verhältnismäßig selten.

Retzia KING.

Retzia ferita v. BUCH.

Fundpunkt: Ilseschiefer des Ober-Ilsetals.

Von dieser Art, die KAYSER (1871, S. 557) aus den oberen *Calceola*-Schichten der Eifel erwähnt und die durch BURHENNE auch in den Schiefern von Leun nachgewiesen wurde, fand ich einen Skulpturensteinkern. Zu sehen sind an dem schlecht erhaltenen

Stück sieben Falten. Auch bemerkt man daran die feine Punktierung, wie sie den Schalen der Gattung zukommt. Die Länge des Steinkerns beträgt 5 mm, die Breite 4 mm. Es handelt sich um die große Klappe, da man bei stärkerer Vergrößerung nahe dem Rande in der Mittelfurche eine kleine Falte erkennt.

Spirifer Sowerby.

Spirifer auriculatus F. Roem.

Taf. 15, Fig. 7.

Spirifer auriculatus Sandberger, Rh. Sch. Syst., Nassau, Taf. 32, Fig. 4.
» » » Kayser, Hauptquarzit, S. 21, Taf. I, Fig. 1, 2.
» *cultrijugatus* Schnur.

Fundpunkte: Oberhalb Linnefeld, Schmalseite, Heiligenbornseite, Ilseschlucht, Mandeln.

Hier habe ich den älteren *Sp. auriculatus* und den jüngeren *Sp. cultrijugatus* zusammengezogen, da die Formen nahe verwandt, aber zur Durchführung der Trennung meist zu schlecht erhalten sind.

Es liegt von oberhalb Linnefeld ein Steinkern der Ventralschale vor. Trotz der Verdrückung erkennt man den tiefen Sinus, die starken Muskelzapfen und Reste der Seitenfalten. Ohren sind nicht vorhanden, dagegen deutliche Ovarien.

In den Übergangsschichten der Heiligenbornseite bei Heiligenborn konnte ich durch Ausgießen eines Hohldruckes an einem Exemplar deutlich Ohren nachweisen (Taf. 15, Fig. 7).

An der Schmalseite häufig.

Spirifer aculeatus Schnur.

1853. *Spirifer aculeatus*, Schnur, Brach. der Eifel, Taf. XXXIV, Fig. 2, S. 203.
1861. » » Quenstedt, Brach., S. 487, Taf. 52, Fig. 59–61.
1893. Holzapfel, Oberes Mitteldevon im rheinischen Gebirge, S. 250.
1899. Burhenne, Tentaculitenschiefer, S. 37.

Fundpunkt: Ober-Ilsetal.

Diese interessante Form der Eifelfauna fand sich im Ober-Ilsetal.

Spirifer speciosus v. Schloth.

Taf. 15, Fig. 8.

Spirifer speciosus v. Schloth., Schnur, Brach. der Eifel, Taf. XXXII, Fig. 2.

Fundpunkt: Ilseschiefer, Ilsetal, Unter-Ilsetal, Simmersbach.

Von Simmersbach liegt mir ein Exemplar dieses wichtigen Leitfossils vor; leider handelt es sich nur um einen, noch dazu verdrückten, Steinkern; dennoch ist die Identität unzweifelhaft.

Im Unter-Ilsetal ist die Spezies durch ein noch stärker verdrücktes Exemplar vertreten.

Spirifer paradoxus Quenst.

Spirifer paradoxus Quen., Schnur, Brach. der Eifel, Taf. XXXXIIb, Fig. 1.
» » » Kayser, Hauptquarzit, S. 28, Taf. II, Fig. 6, 6a, 7.

Fundpunkt: Schmalseite, Mandeln. An der Schmalseite häufig.

Dies bekannte Leitfossil der Oberkoblenzschichten kommt bei Mandeln in Exemplaren von bedeutender Größe vor. In dem stark verwitterten Sandstein fand ich einen Steinkern, der einem Individuum von 13—14 cm Breite angehört.

Spirifer arduennensis Schnur.

Spirifer arduennensis Schnur, Brach. d. Eifel, S. 199, Taf. XXXII, 3, Taf. XXXIIb, Fig. 2.
» » » Quenstedt, Brachiopoden, S. 482, Taf. LII, Fig. 35—38.
» » » Kayser, Hauptquarzit, S. 33, Taf. II, Fig. 1, 2, 3, 4, 4a; S. 76, Taf. IX, Fig. 3; S. 99, Taf. XII, Fig. 5.

Fundpunkte: Mandeln, westlich Volkholz.

Eine Gesteinsplatte von Mandeln mit *Chonetes sarcinulata*, *plebeja* und *Leptaena rhomboidalis* enthält auch Reste von *Spirifer arduennensis* Schnur. Schon Schnur betont übrigens (Brachiopoden der Eifel, S. 199) die Vergesellschaftung von *Sp. ard.* mit *Ch. sarc.* und *pl.* Im Oberkoblenz von Volkholz tritt die Art häufiger auf.

Spirifer carinatus Schnur.

Spirifer carinatus Schnur, Brach. d. Eifel, Taf. XXXIII, 2.
» » » Kayser, Hauptquarzit, S. 24, Taf. 1, Fig. 3, 3, 4a; S. 75, Taf. X, Fig. 2.

Fundpunkt: Schmalseite, Mandeln.

Ein Exemplar fand ich an der Schmalseite. Von einem kleinen *Spirifer*, den ich hierher stellen möchte, fand sich ein Rest der Rückenklappe bei Mandeln.

Spirifer subcuspidatus Schnur.

Spirifer subcuspidatus Schn., Schnur, Brach. d. Eifel, Taf. XXXIII, Fig. 3, Taf. XXXIV, Fig. 1a, b, g.
» » » Maurer, Rechtsrh. Unterdevon, S. 52.

Fundpunkte: Oberhalb Linnefeld, Schmalseite.

Spirifer subcuspidatus var. alata Kayser.

Fundpunkt: Unter-Ilsetal.

Spirifer sp.

Fundpunkt: Fischelbacher Höhe.

Nur ein einziges Stück wurde gefunden, das im Wachsabdrucke wie Steinkern des mittleren Teiles der Schale erhalten ist. Es erinnert an die Spiriferen aus der Verwandtschaft von *Sp. subcuspidatus* Schn.

Cyrtina heteroclita Defrance.

Spirifer heteroclitus Schnur, 1853, Brach. d. Eifel, S. 206, Tafel, Fig. 6.
» » Sdbg., Rh. Sch. Syst., Nassau, Taf. XXXII, Fig. 8.
Cyrtina heteroclita Davidson, 1865, Fossil Brachiopoda p. 48, pl. 9.

Fundpunkt: Ilseschiefer des Ober-Ilsetals; auch sonst in den Ilseschiefern sehr häufig zusammen mit *Anoplotheca Ilsae* und *Atrypa reticularis*.

Nucleospira Hall.

Nucleospira lens Schnur.

Taf. 15, Fig. 5.

Fundpunkt: Volkholz, Ober-Ilsetal.

Pentamerus Sowerby.

Pentamerus ex. aff. Heberti Oehlert.

Taf. 14, Fig. 7.

Kayser, Fauna des Hauptquarzits der Wiederschiefer, S. 51, Taf. IX, Fig. 1, 1a.
» , *Orthoceras*-Schiefer zwischen Balduinstein und Laurenburg an der Lahn, S. 39, Taf. III, Fig. 1—5,

Fundpunkte: Ilseschlucht, Simmersbach.

Ein dem *Pentamerus Héberti* Oehlert nahestehendes Exemplar einer großen Klappe habe ich in den Übergangsschichten von Unter- zu Mitteldevon in der Ilseschlucht gefunden (Fig. 8). Zu dem Vergleich berechtigt vor allem das sehr kurze Medianseptum der großen Klappe. Die Entfernung vom Schnabel zum Stirnrand beträgt an dem vorliegenden Steinkern $5^1/_2$ cm, die Länge des Septums nur $1^1/_2$ cm. Das stark gequetschte Exemplar zeigt 23 Falten, doch dürfte ihre Zahl noch größer gewesen sein. Neben dem Septum ist eine von den Ovarien herrührende Körnelung zu beobachten. Ein Unterschied meines Fossils von der verwandten Form liegt in der größeren Zahl der Rippen. Ich unterlasse aber eine neue Benennung, da nur dies eine Stück vorliegt.

Ein nahestehender *Pentamerus* findet sich in ziemlicher Häufigkeit bei Simmersbach im obersten, an dieser Stelle noch sandig ausgebildeten Oberkoblenz (Fig, 7a, b). Die große Klappe hat eine Länge von 9 cm. Die Zahl der Rippen läßt sich nicht genau feststellen, da die Exemplare nie ganz erhalten und immer sehr verdrückt sind. Sie beträgt bei der erwähnten großen Klappe über 20. Zum Unterschiede vom typischen *Héberti* sind hier die Septen kurz.

Orthis Dalman.

Orthis hysterita Gmelin.

Orthis striatula Sdbg., Rh. Sch. Syst. in Nassau, S. 355.
» *hysterita* Gmelin, Kayser, Hauptquarzit, S. 53, Taf. V, Fig. 1, 7, 7a, 8, 9.

Fundpunkte: Ober-Ilsetal, oberhalb Linnefeld.

Orthis striatula v. Schloth.

Orthis striatula v. Schloth., Sandberger, Rh. Sch. Syst., Nassau, Taf. XXXIV, Fig. 4.
» » » , Kayser, 1871, Zeitschr. D. geol. Ges., S. 598.
» » » , Burrenne, 1899, Tentaculitenschiefer, S. 39.

Fundpunkt: Ilseschiefer des Ober-Ilsetals, oberhalb Linnefeld.

Diese weltweit verbreitete mitteldevonische Art ist auch im Ober-Ilsetal nicht selten. Oberhalb Linnefeld kommt sie als Abdruck auf einem Steinkern mit *Spirifer cultrijugatus* vor.

Orthis tetragona de Vern.

Taf. 14, Fig. 5a, b.

Orthis tetragona de Vern., Murchison, de Verneuil, Keyserlingk, Géologie de la Russie, II, S. 179, 180.
» » » Schnur, Brach. d. Eifel, Taf. XXXVII, Fig. 8, Taf. XLIX, Fig. 8.
» » » Davidson, Foss. Brach., 5, pl. III, Fig. 17.

Fundpunkte: Oberste Koblenzschichten von Mandeln, Ilseschiefer des Ober-Ilsetals.

1. Von Mandeln liegt eine Bauchklappe mit kleinem, flachem Sinus vor. Man sieht noch die feine radiale Streifung, wie auch eine unregelmäßige Anwachsstreifung. *Orthis tetragona* F. Roem. ist eine im allgemeinen mitteldevonische Form; hier kennzeichnet sie aber einen sehr hohen Horizont der Oberkoblenzschichten.

2. Erhalten ist ein Steinkern aus dem Ober-Ilsetal. Leider fand ich in der Literatur keine Abbildung des Innern beider Klappen (Fig. 5a, b). Der Steinkern ist etwas verdrückt, indessen ist er bei der gerundet-vierseitigen Gestalt wohl nur auf *Orthis etragona* zurückzuführen.

Orthis triangularis Zeiler.

Orthis triangularis Zeiler, Verh. d. Naturhist. Ver. Rhld.-Westf, Jahrgg. LX, S. 49, Taf. IV, Fig. 12, 13, 16. 1837.

Fundpunkt: Ober-Ilsetal.

Es ist ein verdrückter Steinkern der Ventralklappe vorhanden.

Orthis cf. subcordiformis Kays.

Kayser, Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1871.

Fundpunkt: Ober-Ilsetal.

Es liegt ein einziger Steinkern einer Ventralklappe vor. Ein Abdruck davon scheint in allen wesentlichen Punkten der von Kayser (Zeitschr. D. geol. Ges. 1871, S. 600, Taf. XIII, 1a) gegebenen Abbildung zu entsprechen. Ein erster Unterschied liegt indes in der erheblich geringeren Größe meines Stückes; ein anderer könnte vielleicht in der größeren Breite des lanzenspitzenförmigen Endes des Septums erblickt werden.

Orthis eifeliensis de Vern.

Orthis eifeliensis deVern., Schnur, 1859, Brachiopoden der Eifel, Taf. XXXVII, Fig. 6, S. 213, Taf. XLV, Fig. 8.
» » » Davidson, Fossil Brachiopoda, Vol. V, pl. III, Fig. 15.
» » » Kayser, 1872, Fauna des Eisensteins von Brilon, Zeitschr. D. geol. Ges., S. 684.
» » » Burhenne, Tentaculitenschiefer, S. 40.
» *opercularis* var. *sacculus* Sdbg., Rh. Sch. Syst., Nassau, S. 354, Taf. XXXIV, Fig. 3.

Fundpunkt: Ilseschiefer des Ober-Ilsetals.

Diese Form kommt in zahlreichen, meist kleinen Exemplaren vor. Die äußere Skulptur läßt sich nur an Wachsausgüssen erkennen, die trotz ihrer Verdrückung alle wesentlichen, von Schnur und Sandberger (für *O. opercularis* var. *sacculus*) angegebenen Merkmale erkennen lassen.

Die Art verdient wegen ihrer wesentlich mitteldevonischen Verbreitung ein besonderes Interesse. Schnur kennt sie aus dem Kalk der Eifel, die Brüder Sandberger auch aus Roteisenstein der Grube Lahnstein bei Weilburg und von Veneros in Spanien, Kayser aus dem Roteisenstein von Brilon, Burhenne endlich aus den Tentaculitenschiefern von Leun. Die Steinkerne von Leun konnte ich in der Marburger Sammlung vergleichen; sie sind den meinigen zum Verwechseln ähnlich.

Orthothetes Fisch.

Orthothetes umbraculum v. Schloth.

Orthis umbraculum Schnur, 1853, Brach. d. Eifel, Taf. XXXVIII, Fig. 2, S. 216.
Strophomena umbraculum Davidson, 1865, Fossil Brachiopoda, p. 76, pl. XVI, Fig. 16, pl. XVIII, Fig. 1—5.

Fundpunkte: Ober-Ilsetal, Ilseschlucht, oberhalb Linnefeld, westlich Volkholz.

Oberhalb Linnefeld, wie fast überall, recht häufig, z. T. bänkebildend.

Leptaena Dalm.

Leptaena rhomboidalis Wilckens.

Leptaena venusta A. Roem., Beiträge II, S. 98, Taf. XV, Fig. 1 (1852).
» » Kayser, Ältestes Devon des Harzes, S. 197, Taf. XXIX, Fig. 1, 2, Taf. XXXIV, Fig. 1.

Leptaena venusta Burhenne, Tentaculitenschiefer von Leun, S. 40.
Strophomena (Leptagonia) rhomboidalis Wahlenb., Davidson, Fossil Brachiopoda, p. 76.

Fundpunkte: Mandeln, Ober-Ilsetal, oberhalb Linnefeld, östlich Volkholz.

Strophomena Blainville.

Strophomena interstrialis Phill.

1852. *Leptaena interstrialis* Phill., Schnur, Brach. d. Eifel, S. 222, Taf. XLI, Fig. 2.
Strophomena interstrialis Phill., Kayser, Ältest. Devon d. Harzes, S. 193, Taf. XXIX, Fig. 8, 9.
» » » Holzapfel, Rh. Mitt.-Devon, Taf. XII, Fig. 16.

Fundpunkte: Oberhalb Linnefeld, westlich Volkholz, östlich Volkholz.

Diese Art tritt oberhalb Linnefeld, mehrfach Bänke bildend, auf.

Vom Fundort westlich Volkholz stammen einige Stücke mit interstrialer Skulptur; auch östlich Volkholz treten Formen dieser Gruppe auf.

»Strophomena« minor Roem.

Leptaena minor F. A. Roem., Palaeontographica 3, 12, Taf. III, Fig. 1.
» *corrugata* Richter, Zeitschr. D. geol. Ges. XVIII, S. 419, Taf. VI, Fig. 24—28.
Strophomena comitans Barrande, Syst. sil. 5, Taf. 56, Taf. 127, II, 2.
» *minor* F. A. Roem., Walther, Beiträge zur Geol. u. Paläontologie d. älteren Palaeozoikums in Ostthür., S. 283, Taf. XIII, Fig. 14a, b (Neues Jahrb. XXIV, Beilageband 1907).

Fundpunkt: Hasenkopf.

Von dieser mitteldevonischen Form fand sich eine halbkreisförmige Ventralschale von etwa $^1/_2$ cm Länge. Von dem Wirbel strahlen 5 Rippen aus, deren mittlere in einer medianen Einsenkung liegt. Dieses Merkmal unterscheidet unsere Art von *Strophomena corrugatella* Dav. (Kayser, Ältest. Dev. d. Harzes XXIX, 12). Roemer (Beiträge 1850, Taf. I, S. 12, 13) erwähnt *Leptaena minor* aus den Wissenbacher Schiefern des Harzes, macht aber keine Angabe über die mediane Einsenkung. Die scharfe Medianlinie seiner Abbildung zeigt wenig Ähnlichkeit mit der Einsen-

kung meines Exemplares. Das Gleiche gilt von *Leptaena corrugata* PORTL., die R. RICHTER (Zeitschr. D. geol. Ges. 1866, S. 419, Taf. VI, Fig. 24—28) abbildet, doch stimmen wichtige Punkte seiner Beschreibung mit den Merkmalen meines Exemplares überein. So zeigt dieses außer 7 Anwachsstreifen die 5 Rippen, die RICHTER als ein Kennzeichen junger Exemplare hervorhebt.

Eine Einteilung der interstrialen Formen, die vom Untersilur an in allen Formationsgliedern vorkommen, steht zurzeit noch aus. Unter den vorhandenen Abbildungen möchte ich als meiner Form am nächsten kommend die von BARRANDE, Taf. 56, 20 und 22 aus Stufe g_2 und Taf. 127, 2A und 2a aus Stufe g_1 bezeichnen, die sich auf *Strophomena comitans* der Stufe beziehen. *Strophomena subtransversa* SCHN. (Brach. der Eifel, S. 223, Taf. XLIII) kann weder der Beschreibung noch der Abbildung nach hierher gestellt werden, da ein Medianseptum nicht erwähnt wird. Ich schließe mich in der Benennung des Fossils an K. WALTHER an, der (Beitr. Geol. Paläont. Ostthür., S. 283, Taf. XIII, Fig. 14a—b, Neues Jahrb., XXIV. Beil.-Bd.) zwar keine gut erhaltenen Exemplare abbilden konnte, aber eine auf das Banfer Exemplar passende Beschreibung gegeben hat. Dabei halte ich es freilich nicht für ausgeschlossen, daß die Spezies mit der Zeit eine weitere Zerlegung erfahren wird.

Strophomena sp.

Fundpunkt: Fischelbacher Höhe.

Leider ist nur eine Einzelklappe vorhanden. In der Literatur habe ich nichts nach Beschreibung und Abbildung Ähnliches gefunden, so daß ich keine Bestimmung durchführen konnte. Die Schale ist etwa halbkreisförmig, das Verhältnis von Länge zu Breite ist 3:4. Die Schale ist mit Rippen bedeckt, die, unterhalb des Schnabels auftretend, radial verlaufen und sich nach dem Rande durch Einschiebung vermehren, so daß man hier jederseits 20 zählen kann. Unter diesen Rippen zeichnet sich die auf der Medianlinie durch augenfällige Stärke aus.

Stropheodonta piligera SDBG.

SANDBERGER, Rh. Sch. Syst., Nassau, Taf. XXXIV, Fig. 10.

Fundpunkte: Westlich Volkholz, Ober-Ilsetal.

Aus den Ilseschiefern des Ober-Ilsetals ist ein Abdruck der stark gewölbten Ventralklappe erhalten; man sieht radiale Bündel von feinen Längsrippen und Reste von 16 stärkeren, diese Bündel einfassenden Rippen. Die Skulptur eines Abdruckes entspricht ganz dem von Sandberger, Taf. XXXIV, Fig. 11 gegebenen Bilde.

Chonetes Fischer.

Chonetes sarcinulata Schloth.

1850. *Chonetes semicircularis* A. Roem., Beitr. I, S. 57, Taf. IX, 57.
1856. » » Schl., Sandberger., Rh. Sch. Syst., Nassau, Taf. XXXIV, Fig. 14.
1862. » *sarcinulata* Schl., Schnur, Brach. der Eifel, Taf. XLII, Fig. 5, 6.
» » Schl., Kayser, Ältest. Dev. d. Harzes, S. 200. Taf, XXX, Fig. 13, 14, Taf. XXXIV, Fig. 9.

Fundpunkte: Mandeln, Schmalseite, oberhalb Linnefeld.

Chonetes dilatata Roem.

Orthis dilatata F. Roem., Rhein. Übergangsgeb., 1844, S. 74, Taf. XVIII, Fig. 5,
Chonetes dilatata Roem., Schnur, Brach. der Eifel, Taf. XLIII, Fig. 1.
» » » Sandberger., Rh. Sch. Syst., Nassau, Taf. XXXIV, Fig. 15.
» » » Kayser, Hauptquarzit, S. 61, Taf. VI, Fig. 6, S. 104, Taf. XII, Fig. 23.
» » » Burhenne, Tentaculitenschiefer von Leun, 1899, S. 42.

Fundpunkt: Schmalseite, Ober-Ilsetal.

Chonetes plebeia Schnur

Chonetes plebeia Schnur, Brach. der Eifel, S. 226, Taf. XLII, Fig. 6.
» » » Oehlert, Bull. soc. géol. France 3 s. A. XI, 1863, p. 517, Taf. XIV, 3.
» » » Kayser, Hauptquarzit, S. 63, Taf. VII, Fig. 2, 3 4, linke Seite der Figur 5.

Fundpunkte: Mandeln, Schmalseite.

Chonetes cf. embryo Barr.

Fundpunkt: Fischelbacher Höhe.

Es liegt mir ein Abdruck der Ventralklappe vor. Sie ist stark gewölbt, hat geraden Schloßrand und etwa 14 Rippen. Die feinere Skulptur und die Anwachsstreifen sind bei der Winzigkeit des Stückes nicht zu erkennen.

Craniella Oehlert.

Craniella cassis Zeil.

Crania cassis Zeiler, Verhandl. des naturhist. Ver., Bonn 1857, Bd. XIV, S. 50, Taf. IV, Fig. 17.
» » » Kayser, Hauptquarzit, S. 65, Taf. IV, Fig. 7, 8, 8a, 9a, Taf. VII, Fig. 1, Taf. IX, Fig. 7.

Fundpunkt: Westlich Volkholz.

Es liegt mir ein Exemplar dieses verhältnismäßig seltenen Brachiopoden vor. Es handelt sich um den Steinkern der gewölbten Dorsalklappe mit exzentrischem Scheitel. Das Stück unterscheidet sich von Exemplaren aus dem Unterkoblenz von Oberstadtfeld der Marburger Sammlung durch seine Größe. Die Breite schwankt zwischen 20 mm und 27,5 mm.

D. Coelenterata.

Anthozoa.

I. Zoantharia.

Zaphrentis Raf.

Zaphrentis ovata Ludw.

Hexorygmaphyllum ovatum Ludw., Palaeontographica, Bd. 14, Taf. XXXXIV, Fig. 3.
Zaphrentis ovata Ludw., Frech., Geologie der Umgegend von Haiger, 1888.

Diese Einzelkoralle ist für die Ilseschiefer durch ihre ungemeine Häufigkeit ebenso charakteristisch wie *Anoplotheca Ilsae* n. sp. Es kommen Exemplare verschiedenster Größe vor. An den meisten neuen Aufschlüssen kann man sie in zahlreichen Stücken sammeln.

II. Alcyonaria.

Favosites Lamarck.

Favosites sp.

Fundpunkt: Ilsetal.

Das durch seine Vergesellschaftung mit Brachiopoden interessante Vorkommen dieser Koralle liegt in den Ilseschiefern des Ilsetales. Doch sind die Favositen dort zu selten, um eine eingehendere Beschreibung zu ermöglichen. Ich muß mich daher darauf beschränken, ihr Vorkommen zu erwähnen.

Pleurodictyum Goldfuss.

Pleurodictyum sp.

Fundpunkt: Ilsetal.

Bryozoa.

Fenestella Lonsd.

Fenestella? sp.

Fundpunkt: Ilsetal.

Einige unbedeutende Reste dieser Gattung sind mir im Ilsetale zu Gesicht gekommen. Ich erwähne sie hier nur zur Charakterisierung der Zusammensetzung der Fauna.

E. Incertae sedis.

Receptaculitidae.

Cf. **Sphaerospongia** Schlüter.

Taf. 15, Fig. 2

Schlüter, Zeitschr. der D. geol. Ges., 1887, S. 19, 20, Taf. I, Fig. 6.
Hall und Clarke, Dictyospongiae, Palaeontology of New York.

Fundpunkt: Ilsetal.

Der Erhaltungszustand des einzigen gefundenen Stückes ist für seine Identifizierung ungünstig. An mehreren Stellen des im allgemeinen trichterförmigen Fossils sind Nadeln zu erkennen, welche die Oberfläche bedecken und ineinandergreifen, etwa in der von Schlüter beschriebenen und abgebildeten Stellung. Bei Anfertigung der Zeichnung erschien es wünschenswert, die Oberfläche noch besser zu präparieren. Mit großer Vorsicht gelang es auch, einen weiteren Teil des Stückes freizulegen. Das Bild wurde dadurch vollständiger, aber nicht leichter für die Deutung. Man sieht feine, in Nadeln endigende Schüppchen in regelmäßig geschwungenen Kreisen trichterförmig um einen Mittelpunkt angeordnet.

Etwas genau Entsprechendes habe ich in der mir zugänglichen Literatur — auch in Hall und Clarkes' Dictyospongien — nicht finden können. Für einen Teil des Fossils paßt am ehesten die Vergleichung mit *Sphaerospongia megarhaphis* Schlüter. Für die darüber bloßgelegte Partie aber, in der die Schüppchen abge-

sprungen sind, und auf der eine Teilung in regelmäßig auch auf zwei Systeme von geschwungenen Radiallinien angeordnete Vierecke zutage tritt, möchte ich SCHLÜTER's Abbildung von *Receptaculites eifeliensis* zum Vergleich heranziehen. Auch Andeutungen von diagonal auf den Vierecken liegenden Nadeln glaube ich bemerken zu können.

Auf eine Entscheidung über die Stellung des Fossils muß ich in Anbetracht dieser Beziehungen zu zwei verschiedenen Gattungen verzichten. Wahrscheinlich stellt es aber nicht nur eine neue Art, sondern auch eine neue Gattung dar.

Hyolithes EICHWALD.

Hyolithes sp.

Taf. 15, Fig. 3.

Fundpunkt: Hasenkopf.

In Kalkknollen dieser Örtlichkeit fanden sich Abdrücke und Steinkerne, die ich zu *Hyolithes* stellen möchte. Eine genauere Bestimmung läßt sich bei der ungünstigen Erhaltung leider nicht ausführen. Ein Steinkern von etwa 3 cm Länge zeigt unten 6 : 12, oben 2 : 8 mm. Der Querschnitt hat die Form eines flachen Kreissegmentes. Auf beiden Seiten gewahrt man eine unregelmäßig verlaufende Furche, die ich aber nicht für ursprünglich, sondern für durch Druck hervorgebracht halten möchte. Auf einer Hälfte der flacheren Seite sieht man deutlich noch eine schärfere Kante erhalten, deren ursprünglich wohl mehrere vorhanden waren (wie etwa bei *Hyolithes secans* BARRANDE, Syst. Sil. Pterop. Pl. 13, 27—30 aus Etage G). Ein Abguß des zugehörigen Abdruckes zeigt entsprechende Erscheinungen. Ein Abguß eines anderen über 3 cm langen Exemplares weist ähnliche Merkmale auf. Auf einer Seite sieht man eine breite Furche, die aber nicht regelmäßig verläuft und wohl ebenfalls dem Druck ihre Entstehung verdankt. Am unteren, breiteren Ende ist auch hier eine Andeutung von Querstreifung zu erkennen, die sich auf der Mitte zwischen Furche und Kante vorzubeugen scheint.

III. Zusammenfassung.

Die nachstehende Liste enthält im ganzen etwa 90 Arten. Um einen Vergleich mit anderen bekannten Devonvorkommen zu erleichtern, habe ich außer den Fundpunkten des untersuchten Gebietes noch die verwandten oder identischen Formen von der Papiermühle bei Haiger, von Leun, aus der Eifel, dem Harz und aus Ostthüringen aufgenommen. Abgesehen habe ich von einer paläontologischen Parallelisierung des Koblenzquarzites und der älteren Stufen, sowie von einer solchen vom Oberen Mitteldevon aufwärts, da in den Schichten entsprechenden Alters unseres Gebietes fast gar keine organischen Reste gefunden worden sind.

Für das Oberkoblenz gestaltet sich der Vergleich recht einfach. Seine Unterlage bildet wie überall im rheinischen Gebirge der Koblenzquarzit. Das Oberkoblenz selbst ist an den aufgezählten 5 Fundpunkten als Grauwacke oder als Spiriferensandstein mit allen bekannten Eigentümlichkeiten dieses Gesteins ausgebildet. Die darin von mir gefundene Fauna hat bisher nichts geliefert, was nicht längst von anderen Orten bekannt wäre.

Beachtenswertere Schlüsse ergeben sich bei Betrachtung derjenigen Oberkoblenzfauna, die den Übergang zum Mitteldevon bildet. Bekannt geworden sind diese Schichten bisher aus dem Harze als die *Speciosus*-Schichten Beushausen's, ferner von der Papiermühle bei Haiger und dem Rupbachtal, sowie in Walther's »Obersten Koblenzschichten« zwischen Marburg und Herborn. Von den Fundpunkten unseres Gebietes gehören hierher: Ober-Ilsetal, Ilseschlucht, oberhalb Linnefeld; für spezielle Fragen besonders noch: Ilsetal, Unter-Ilsetal, östlich Volkholz.

Die drei erstgenannten Fundpunkte bilden faunistisch einen Horizont. Sie liegen alle am Oberlauf der Ilse. Ich fasse daher

ihre Ausbeute zusammen, darf dabei aber nicht unterlassen zu bemerken, daß die Fossilien des ersten Fundpunktes einem gewaltigen Block des etwas höher anstehenden Gesteins entstammen; die der Ilseschlucht dagegen entstammen am Steilhang verstreuten Blöcken die von Linnefeld endlich dem Anstehenden. Volle Sicherheit der Herkunft ist daher an der Ilseschlucht nicht gewährleistet, wenngleich petrographische Beobachtungen dem Mangel z. T. abhelfen konnten, da petrographisch die Gesteine der Heiligenborner Seite ein Profil bilden vom Spiriferensandstein — ein großes Gesteinsstück mit zahlreichen Exemplaren von *Spirifer auriculatus* Sdbg. liegt im Marburger Museum, ein Exemplar von *Spirifer cultrijugatus* mit deutlichen Ohren (Taf. 15, Fig. 7) wurde aus einem Hohldruck, der am Horizontalwege gefunden wurde, gewonnen — bis zu den untersten Ilseschiefern mit Übergangsmerkmalen. Von den 25 Spezies des oberen Ilsetales sind 17 auch aus den *Speciosus*-Schichten des Harzes und 12 auch von der Papiermühle bekannt; 8 davon gehören zu den Leitformen der Eifeler *Calceola*-Schichten. Mit den Schiefern von Leun haben die fraglichen Schichten 11 Formen gemeinsam.

Angesichts dieser Zahlen wird man nicht fehl gehen, wenn man die Übergangsschichten des oberen Ilsetales mit den *Speciosus*-Schichten des Harzes, der Papiermühle und den »Obersten Koblenzschichten« Walther's parallelisiert.

Erwähnen muß ich an dieser Stelle auch die Porphyroide von Schameder bei Erndtebrück a. d. Eder. Diese haben in früheren Jahren eine kleine Fauna geliefert[1]). Für den Aufbau des Gebietes haben sie nur geringe Bedeutung — mir ist nur ein Steinbruch bekannt, in dem sie aufgeschlossen sind —; doch sollen sie im westlich und nördlich angrenzenden Sauerlande größere Verbreitung besitzen. Auch die Porphyroide gehören dem höchsten Oberkoblenz an: *Cyrtina heteroclita* Defr. weist auf die

[1]) Siehe die Bemerkung auf S. 8.

Nähe des Mitteldevons hin, während *Homalonotus laevicauda* Quenst. ihre Zugehörigkeit zu den Koblenzschichten dartut.

Wir kommen nun zu den eigentlichen Ilseschiefern. Ich bezeichne so die mächtigen dunklen Schiefer, welche die dickbankigen Grauwackenschiefer und sonstigen Übergangsbildungen überlagern und bis zu den mitteldevonischen Quarziten hinaufreichen.

Die Ilseschiefer sind es, die der ganzen Gegend ihren eigentümlichen landschaftlichen Charakter gaben. Ihre starke Neigung zur Bildung von steilen, klippigen Abhängen äußert sich überall. Ihre Fauna ist meist recht einförmig, doch finden sich an einigen Punkten charakteristische Formen von größerer horizontaler Verbreitung. Dahin gehören vor allem *Anoplotheca Ilsae* n. sp. und *Zaphrentis ovata* Ludw. Diese beiden Formen fanden sich an etwa zwölf verschiedenen Stellen und fehlen an keinem der verschiedenen im Gebiete der Ilseschiefer in den letzten zwei Jahren durch Wegebauten geschaffenen Aufschlüsse. Einzelne Aufschlüsse muß ich noch besonders erwähnen. Östlich Volkholz brachte ein Wegebau eine Bank mit *Rhynchonella d'Orbignyana* Schn. zu Tage. Die sechs anderen mit dieser Spezies zusammen vorkommenden Arten zeigen die Fauna des Übergangshorizontes. Ähnliches gilt vom Fundpunkt im Ilsetal. Er lieferte 13 Spezies, darunter *Spirifer speciosus* v. Schloth.

Die Fauna der Ilseschiefer bildet ein Bindeglied zwischen der Fauna der Eifeler *Calceola*-Schichten und der der Tentaculitenschiefer, ganz ähnlich wie die bekannte Fauna von Leun. Sie leitet auch über zu den Lenne-Schiefern, die z. T. dieselben Brachiopodenarten wie die *Calceola*-Schichten der Eifel führen, und bei denen die in den Ilseschiefern schon seltenen Dachschiefer fehlen. Nur die *Orbignyana*-Bank von Volkholz gehört einem tieferen Horizonte an als die eigentlichen *Calceola*-Schichten, nämlich dem sogenannten *Cultrijugatus*-Horizont der Eifel.

Besonderes Interesse verdient das Auftreten von Einzelkorallen. Denn diese sind im allgemeinen Bewohner des tieferen

Meeres und daher Flachwasserabsätzen, wie denen der Eifel, fremd. Wenn sie hier trotzdem zusammen mit Eifeler Brachiopoden vorkommen, so zeigt das, daß die Ilseschiefer in größerer Tiefe als die *Calceola*-Schichten der Eifel, aber in geringerer als die pelagischen Tentaculitenschiefer zum Absatz gelangten. Auch die selten vorkommenden Goniatiten sprechen dafür.

Von wichtigen leitenden Goniatiten ließen sich nachweisen: *Anarcestes Wenkenbachi* KOCH (Übergangsschichten des oberen Ilsetals) und *Anarcestes lateseptatus* BEYR. (oberes Lahntal oberhalb Wallau, Feudingen, Hemschlar). Beide gehören dem älteren Wissenbacher Horizonte bezw. den unteren *Calceola*-Schichten der Eifel an. Auf einen höheren Horizont weist der im Banfer Schieferbruch gefundene *Pinacites Jugleri* hin; er entspricht den oberen *Calceola*-Schichten der Eifel.

Auffällig ist in den Ilseschiefern im Gegensatz zu ihren südlicheren Äquivalenten, den Tentaculitenschiefern des hessischen Hinterlandes und des Dillgebietes, das Fehlen von Kalkeinlagerungen. Solche sind mir nur von einem einzigen Punkte und nur in Form von bis faustgroßen Kalkknollen bekannt geworden. Diese Knollen kommen am Hasenkopf bei Banfe vor und liegen dicht unter den mitteldevonischen quarzitischen Grauwacken. Ist man somit schon von petrographischen Gesichtspunkten aus geneigt, sie an die obere Grenze der Ilseschiefer zu stellen, so ergibt auch ihre kleine, aber interessante Fauna die Berechtigung dieser Horizontierung. Von den gefundenen 7 Fossilien waren 4 sicher bestimmbar. *Tentaculites acuarius* deutet auf Beziehungen zur pelagischen Facies des Mitteldevons. Wichtiger ist das Auftreten von *Strophomena minor*, die von WALTHER aus den äquivalenten Ablagerungen Ostthüringens beschrieben wurde, auch im Harze große Verbreitung hat und von BARRANDE als *Strophomena comitans* aus den Stufen G_1 und G_2 des böhmischen Devons beschrieben worden ist. Die Anwesenheit dieser Form beweist, daß der Knollenhorizont sein Lager an der oberen Grenze des Unteren Mitteldevons hat.

	Bockenberg	Fischelbacher Höhe	Hessenburg	Südl. Fischelbachufer	Schmalseite	Weidelbachtal	Volkholz	Mandeln	Langenbachtal	Grube Gonderbach	Simmersbach	Ober-Ilsetal	Abhang der Heiligenborner Seite	Ilseschlucht	Oberhalb Linnefeld	Nördlich Fischelbach	Unterhalb Fischelbach	Südabhang der Burg
Anoplotheca Ilsae n. sp.																		
» *venusta* Schn.					+		+					+						+
Atrypa reticularis Linné			+	+														
Cloneles sp.																		
» *dilatata* Roem.																		
» *plebeja* Schn.					+	+	+											
» *sarcinulata* v. Schloth.					+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Craniella cassis Zeiller																		
Cyrtina heteroclita Defr.							+	+	+	+	+							
Leptaena rugosa Dalm. = *Stroph. rhomb.* Wilck.			+															
» sp.						+												
» *rhomboidalis* Wahlenb.							+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Orthis sp.																		
» *circularis* Sow.											+	+	+	+	+	+	+	+
» *eifeliensis* de Veen.																		
» *hysterita* Gmelin							+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
» *striatula* v. Schloth.																		
» *tetragona* F. Roem.																		
» *subcordiformis* Kays.																		
» *triangularis* Zeiller																		
Orthotheles umbraculum v. Schloth.							+											
Retzia ferita v. Buch																		
Rhynchonella sp.	+																	
» cfr. *Henrici* Barr.																		
» *d'Orbigniana* Schn.																		
» *pila* Schn.																		
Spirifer sp.		+																
» *aculeatus* Schn.																		
» *arduennensis* Schn.																		
» *aureolatus* Sandb.																		

	Nördl. Fischelbachufer	Im Scheid	Unterhalb Hesselbach	Bernshausen	Gasthaus Blecher in Banfe	Östl. Volkholz	Ilsetal	Unteres Ilsetal	Bahnhof Feudingen	Wiesenbach	Breidenbach	Burgberg bei Achenbach	Roßberg bei Biedenkopf	Roßbach bei Biedenkopf	Stade bei Breidenbach	Lahntal oberhalb Wallau	Amtshausen	Hemschlar	Hasenkopf	Schieferbruch bei Banfe	Schiefer von Leun	*Calceola*-Sch. der Eifel	Wissenbacher Sch. des Harzes	*Calceola*-Sch. des Harzes	*Speciosus*-Sch. des Harzes	Ostthüringen	Papiermühle bei Haiger
Anoplotheca Ilsae n. sp.																											
» *venusta* Schn.	+	+	+	+		+	+	+		+	+																
Atrypa reticularis Linné																											
Cloneles sp.						+																					
» *dilatata* Roem.							+	+		+																	
» *plebeja* Schn.																											
» *sarcinulata* v. Schloth.																											
Craniella cassis Zeiller																											
Cyrtina heteroclita Defr.																											
Leptaena rugosa Dalm. = *Stroph. rhomb.* Wilck.												+															
» sp.																											
» *rhomboidalis* Wahlenb.																											
Orthis sp.																											
» *circularis* Sow.																											
» *eifeliensis* de Veen.																											
» *hysterita* Gmelin																											
» *striatula* v. Schloth.																											
» *tetragona* F. Roem.																											
» *subcordiformis* Kays.																											
» *triangularis* Zeiller																											
Orthotheles umbraculum v. Schloth.																											
Retzia ferita v. Buch																											
Rhynchonella sp.																											
» cfr. *Henrici* Barr.																											
» *d'Orbigniana* Schn.																											
» *pila* Schn.																											
Spirifer sp.																											
» *aculeatus* Schn.																											
» *arduennensis* Schn.																											
» *aureolatus* Sandb.																											

	Bockenberg	Fischelbacher Höhe	Hessenburg	Südl. Fischelbachufer	Schmalseite	Weidelbachtal	Volkholz	Mandeln	Langenbachtal	Grube Gonderbach	Simmersbach	Ober-Ilsetal	Abhang der Heiligenborner Seite	Ilseschlucht	Oberhalb Linnefeld	Nördlich Fischelbach	Unterhalb Fischelbach	Südabhang der Burg
Spirifer cultrijugatus A. Roem.																		
» *paradoxus* Quenst.					+		+			+			+					
» *speciosus* v. Schloth.																		
» *subcuspidatus* Schn.					+						+							
» » var. *alata* Kays.																		
» *carinatus* Schnur					+			cf.										
» *trisectus* Kays.											+							
» *curvatus* v. Schloth.								?										
Strophomena sp.											+							
» *piligera* Sdb.							+											
» *interstrialis* Phil.							cf.											
» *rhomboidalis* Wilck												+	+					
» *taeniolata* A. Roem.												+	+					
» *minor* A. Roem.												+	+					
Pentamerus ex aff. *Hébérti* Oehlert						+					+							
Nucleospira lens Schn.						+					+							
Rensselaeria sp.	+										+							
Avicula sp.											+							
Pterinea sp.											+							
» *fasciculata* Goldf.											+							
» *laevis* Goldf.											+							
» *ovalis* Follmann											+							
Buchiola secrostata A. Roem.											+							
Puella rigida A. Roem.											+							
Conocardium sp.											+							
Naticopsis sp.											+							
Pleurotomaria sp.											+							
Murchisonia sp.											+							
» *Losseni* Kays.											+							
Loxonema sp.											+							
Orthoceras communatum Gieb.											+							

	Nördl. Fischelbachufer	Im Scheid	Unterhalb Hesselbach	Bernshausen	Gasthaus Blecher in Banfe	Östl. Volkholz	Ilsetal	Unteres Ilsetal	Bahnhof Feudingen	Wiesenbach	Breidenbach	Burgberg bei Achenbach	Roßberg bei Biedenkopf	Roßbach bei Biedenkopf	Stade bei Breidenbach	Lahntal oberhalb Wallau	Amtshausen	Hemschlar	Hasenkopf	Schieferbruch bei Banfe	Schiefer von Leun	*Calceola*-Sch. der Eifel	Wissenbacher Sch. des Harzes	*Calceola*-Sch. des Harzes	*Speciosus* Sch. des Harzes	Ostthüringen	Papiermühle bei Haiger
Spirifer cultrijugatus A. Roem.																											
» *paradoxus* Quenst.							+																				
» *speciosus* v. Schloth.						+		+																			
» *subcuspidatus* Schn.																											
» » var. *alata* Kays.																											
» *carinatus* Schnur																											
» *trisectus* Kays.																											
» *curvatus* v. Schloth.																											
Strophomena sp.																											
» *piligera* Sdb.																											
» *interstrialis* Phil.																											
» *rhomboidalis* Wilck																											
» *taeniolata* A. Roem.																											
» *minor* A. Roem.																											
Pentamerus ex aff. *Hébérti* Oehlert																											
Nucleospira lens Schn.																											
Rensselaeria sp.																											
Avicula sp.																											
Pterinea sp.																											
» *fasciculata* Goldf.																											
» *laevis* Goldf.																											
» *ovalis* Follmann																											
Buchiola secrostata A. Roem.																											
Puella rigida A. Roem.																											
Conocardium sp.																											
Naticopsis sp.																											
Pleurotomaria sp.																											
Murchisonia sp.																											
» *Losseni* Kays.																											
Loxonema sp.																											
Orthoceras communatum Gieb.																											

	Bockenberg	Fischelbacher Höhe	Hessenburg	Südl. Fischelbachufer	Schmalseite	Weidelbachtal	Volkholz	Mandeln	Langenbachtal	Grube Gonderbach	Simmersbach	Ober-Ilsetal	Abhang der Heiligenborner Seite	Ilseschlucht	Oberhalb Linnefeld	Nördlich Fischelbach	Unterhalb Fischelbach	Südabhang der Burg	Nördl. Fischelbachufer	Im Scheid	Unterhalb Hesselbach	Bernshausen	Gasthaus Blecher in Banfe	Östl. Volkholz	Ilsetal	Unteres Ilsetal	Bahnhof Feudingen	Wiesenbach	Breidenbach	Burgberg bei Achenbach	Roßberg bei Biedenkopf	Roßbach bei Biedenkopf	Stade bei Breidenbach	Lahntal oberhalb Wallau	Amtshausen	Hemschlar	Hasenkopf	Schieferbruch bei Banfe	Schiefer von Leun	*Calceola*-Sch. der Eifel	Wissenbacher Sch. des Harzes	*Calceola*-Sch. des Harzes	*Speciosus*-Sch. des Harzes	Ostthüringen	Papiermühle bei Haiger
Orthoceras vertebratum Sdb. . .																																													
» »*Arthrophyllum*« Beyr.												+																																	
Pinacites Jugleri A. Roem. . . .																																													
Goniatites compressus Beyr. . .																																													
» *Dannenbergi* Beyr. . .																																													
» *subnautilinus* v. Schloth.												+																																	
Anarcestes vittatus Kays. . . .																																													
» *lateseptatus* Beyr. . .																																													
» *Wenkenbachi* Koch. . .												+																																	
Tornoceras circumflexiferum Sdbg.																																													
Tentaculites sp.	+																																												
» *acuarius* Richt. . .																																													
Styliolina laevis Richt. . . .																																													
Hyolithes?																																													
Pleurodictyum sp.																																													
Favosites sp.																																													
Fenestella?																																													
Zaphrentis ovata Ludw.																																													
» sp.																																													
Crinoiden																																													
Ctenocrinus sp.																																													
Actinocrinus sp.																																													
Phacops sp.																																													
» *fecundus* Bayle. . . .																																													
» *(Trimeroc.)micromma* Roem.																																													
Cryphaeus atavus Schmidt . . .	+																																												
Proëtus sp.																																													
Homalonotus sp.				?																																									
Arethusina longicornis A. Roem. .																																													
Receptaculites sp.																																													

Über die jüngeren Ablagerungen ist nur wenig zu sagen.

Ein Äquivalent der Stringocephalenschichten bilden in unserem Gebiete mächtige quarzitische Grauwacken. Sie setzen die Höhen im südöstlichen Zipfel des Wittgensteiner Landes zusammen und hören gerade an der Kreisgrenze auf.

Das einzige Anzeichen von organischem Leben bilden gelegentliche Kriechspuren, wie ich solche am Abhange des Hasenkopfes bei Banfe fand.

Gelegentlich — so am Spreitzkopf bei Banfe — wechseln diese Grauwacken mit Schiefern. Dies ist insofern von Interesse, als weiter nördlich, bei Nuttlar im Ruhrtal, die gleichalterigen Ablagerungen vorwiegend aus abbauwürdigen Schiefern bestehen.

Im Südosten des Gebietes enthalten die Ablagerungen gleichen Alters Diabase, die an verschiedenen Orten Gegenstand lebhafter Gewinnung sind. Besonders gilt das von den Höhen nördlich von Oberdieten.

Ebenso verhält es sich mit den Diabasen des Oberdevons, die bei Steinperf und Eisenhausen meist als Paläopikrite ausgebildet sind.

Die oberdevonischen Schichten zeigen die Merkmale von Flachmeerbildungen viel deutlicher als das Obere Mitteldevon. So besitzen die sandigen, mit tonigen Schichten wechsellagernden Bänke vielerorts Wellenfurchen.

Die Culm-Kieselschiefer lagern konkordant auf dem Oberdevon. Bemerkenswert ist, daß in unserem Gebiete z. B. an der Haver bei Riechstein dem Kieselschiefer kalkreiche Bänke eingelagert sind, die durch Auslaugung merkwürdige Formen annehmen, die an die Pilzfelsen, wie sie durch Winderosion entstehen, erinnern. Bekannt sind solche Kalkbänke auch aus dem Culm südlich Unna.

Tektonik.

Es seien hier endlich noch einige Worte über die Tektonik des Gebietes angefügt. Wir haben in der besprochenen Gegend zwei Systeme von Verwerfungen: Eines streicht SSW. — NNO., das andere fast senkrecht dazu, WNW. — OSO. Ein Profil, das man von SW. nach NO. legt, zeigt von S. nach N. Unterkoblenz, Koblenzquarzit, Oberkoblenz, Ilseschiefer, Mitteldevonquarzite, Oberdevon und Culm. Die Verwerfungen sind fast überall von Gangquarz begleitet. Besonders auffällig wird dessen Auftreten bei Simmersbach, an der Hessenburg, zwischen Eibelshausen und Eiershausen.

Wie mehrfach erwähnt, sind die Schichten, wie im ganzen rheinischen Gebirge, stark gefaltet. Eine Ausnahme machen der Koblenzquarzit im Zuge der Haincher Höhe und das Mitteldevon der Banfer Gegend. Die Mitteldevonquarzite oder quarzitische Grauwacke des Mitteldevons vom Hasenkopf, Wartholzkopf und Ahlertsberg überlagern hier die Ilseschiefer fast flach.

Diese flache Lagerung ist in der Literatur bisher nicht erwähnt. Im Oberdevon der Gegend kommt dieselbe flache Lagerung bei Laasphe am Entenberg vor, dessen Gipfel von einer kleinen Scholle von Culm-Kieselschiefer gebildet wird.

Deutliche Schichtenfaltung kann man im Norden wie im Osten beobachten, so im Oberdevon des Lahntales zwischen Laasphe und Sassmannshausen und im Culm von Riechstein. Auch auf beiden Seiten des Laasphetales lassen sich im Oberdevon zahlreiche Falten beobachten.

Die folgende Tabelle gibt einen Überblick über die Beziehungen der Ablagerungen des behandelten Gebietes zu gleichalterigen Schichten anderer Gebiete.

Nachbar-Gebiete (Dillgebiet, Eifel, Harz usw.)						Dreiherrnstein-Gebiet
Culm	Kieselschiefer					
Oberdevon	Cypridinenschiefer, Pönsandstein usw. Flinz z. T.					Cypridinen-Schiefer, örtlich mit Diabasen
Mitteldevon	Stringocephalen-Schichten	Flinz, z. T. Schiefer von Nuttlar				Quarzitische Sandsteine und Grauwacken. örtlich Diabase
		Jüngere Lenneschiefer	Schalsteine und Diabase			
	Calceola-Schichten	Ältere Lenneschiefer	Jüngere Wissenbacher Schiefer	Schiefer von Leun	2. Zone des *Pinac. Jugleri* Günteroder Kalk	Ilseschiefer: Banfer Kalkknollen Banfer Dachschiefer (Unter-Ilsetal)
	Cultrijugatus-Schichten (*Speciosus*-Schichten des Harzes)		Ältere Wissenbacher Schiefer		1. Zone des *Anarc. lateseptatus* Ballersbacher Kalk Greifensteiner »	Ilseschiefer: *Orbignyana*-Bank von Volkholz usw. Übergangsschichten des Ober-Ilsetales Porphyroide von Schameder Mandeln, Schmalseite
Unterdevon	Oberkoblenz (Rammelsberg-Schichten des Harzes)					
	Koblenzquarzit					Haincher Höhe
	Unterkoblenz					Fischelbacher Höhe (vermutlich)
	Siegener Schichten					Bockenberg

Marburg, den 3. Mai 1911.

Die Entstehung einer Insel im Seeburger See.

[Briefliche Mitteilung.]

Von Herrn **A. v. Koenen** in Göttingen.

Der Seeburger See östlich von Seeburg im Kreise Duderstadt, am Ostrande des Blattes Waake, hat jetzt noch eine Größe von etwa 100 Hektar, ist aber von einem breiten Schilfsaum sowie von teilweise moorigen Wiesen umgeben. Vor über 30 Jahren ist sein Wasserspiegel dem Vernehmen nach durch Entfernung eines Mühlenwehrs um mehrere Meter gesenkt worden, und nach freundlicher Mitteilung des Herrn Dr. Voss in Göttingen beträgt seine Tiefe auf der nördlichen Seite bis zu 5 m. Seine Entstehung verdankt er ohne Zweifel der Auslaugung von Salz, welche ein unregelmäßiges Einsinken des Mittleren Buntsandsteins der Tagesoberfläche zur Folge hatte. Die hierdurch entstandenen tieferen Einsenkungen sind dann durch hineingespülten Schutt von Buntsandstein und durch Lehm sowie endlich auch durch Moor- und Torfboden großenteils ausgefüllt worden.

Sonntag den 20. August bemerkten die Bewohner von Seeburg zum ersten Male eine neue Insel in dem See. Diese lag etwa 300 m östlich von der Mündung des Aue-Baches und erstreckte sich 50 m weit nach Osten als schmaler Kamm mit einer offenen Spalte oben, in welche eine Stange mehrere Meter tief hineingesteckt werden konnte; sie endigte an einem kurzen, ähnlichen, nach Norden gerichteten Kamm, der ebenfalls oben eine Spalte zeigte. Bei meinem Besuch mit Herrn Dr. Voss fand ich die Insel schon stark eingesunken, namentlich erheblich kürzer; sie

bestand aus moorigem Torf und war bedeckt von zahlreichen *Unio* und *Anodonta*, aber auch *Bithynia* usw., die im Seeburger See eben leben. Die Entstehung der Insel ist ohne Zweifel darauf zurückzuführen, daß der Wasserspiegel des Sees infolge des ganz ungewöhnlich trockenen Sommers sich um mehr als 30 cm gesenkt hatte, und daß die muldenförmig liegende, plastische Moorerde des Untergrundes durch Seitendruck an dieser Stelle emporgepreßt worden war. Später ist die Insel ganz verschwunden. Vor längeren Jahren soll schon einmal in dem See eine Insel entstanden und wieder verschwunden sein.

Göttingen, den 20. September 1911.

Geologisches über Salzpflanzen des norddeutschen Flachlandes.

Von Herrn **A. Jentzsch** in Berlin.

Im norddeutschen Flachlande sind seit alters her viele vereinzelte Stellen bekannt, an denen Kochsalz (Chlornatrium) im Boden oder im Quellwasser nachweisbar ist. In früheren Jahrhunderten wurden solche Stellen eifrig aufgesucht und selbst Quellen von sehr geringem Salzgehalt auf Kochsalz versotten. Einige der stärksten dieser Quellen werden noch heute zu gleichem Zwecke oder auch zu heilenden Bädern und Trinkkuren verwendet. Die schwächeren Quellen können bei den heutigen Verhältnissen im praktischen Wettbewerb mit den unermeßlichen Steinsalzschätzen Norddeutschlands keinen unmittelbaren Nutzen mehr gewähren. Wohl aber sind sie bedeutsam für die Wissenschaft, die sie zur Erklärung ihrer noch immer rätselhaften Verteilungsweise auffordern. Und da seit langer Zeit die Mehrzahl der Beobachter auch jene schwachen Salzquellen als Ausflüsse reicherer, in der Tiefe verborgener Lagerstätten betrachtet hat, so haben auch wiederholt Versuche, reichere Quellen oder Lagerstätten zu erschließen, an solche an sich geringwertige Salzstellen angeknüpft. Schon vor einem halben Jahrhundert hat freilich Gustav Bischof in seiner Chemischen Geologie sich über die Frage, ob solche schwachen Salzquellen mit starken zusammenhängen, recht skeptisch ausgesprochen. Aber noch heute ist das Rätsel nicht endgültig gelöst.

Der erste Schritt auf dem Wege dazu ist ein Verzeichnis der sämtlichen bekannten Stellen, wozu Geologen, Botaniker und Landeskundige aller Art in den verschiedensten Gegenden Norddeutschlands seit langer Zeit beigetragen haben. Die feinsten Spuren geringfügigen Salzgehaltes zeigen sich dem Floristen. Denn da gewisse Pflanzenarten salzhaltigen Boden bevorzugen oder gar nur auf solchem wachsen, so entdeckt der Botaniker in dem rein örtlichen Auftreten solcher Pflanzenarten Salzstellen auch dort, wo noch niemals ein menschlicher Beobachter einen Salzgehalt etwa durch den Geschmack oder durch chemische Prüfung des Wassers bemerkt hatte.

Die Flora reagiert also sehr empfindlich auf Salz. Indessen muß auch dieses Reagenz mit gewissen Vorsichtsmaßregeln angewandt werden, damit nicht Trugschlüsse entstehen.

Denn völlig chlorfrei (d. h. kochsalzfrei) ist kein Boden, und bei der großen Zahl der äußeren Bedingungen, von denen das Leben einer Pflanze beeinflußt wird, mag sehr wohl ein Minus der einen Wirkung durch ein Minus oder Plus anderer Wirkungen ganz oder teilweise aufgehoben werden. Betreffs der Salzwirkung dürfte da vielleicht an Wärme und Trockenheit zu denken sein?

Ferner wird dort, wo die Abfälle menschlicher Siedelungen hingelangen, der Gehalt an Chloriden im Boden angereichert. Das sind die Fundstätten der bekannten Ruderalflora. Auch gewerbliche Abfälle verschiedener Art können örtlich die Flora beeinflussen. Es bleibt, je mehr die Floristik fortschreitet, nur eine verhältnismäßig kleine Zahl von Pflanzenarten übrig, die als entschieden halophil zu gelten haben; manche andere, früher als Salzpflanzen bezeichnete Arten sind im letzten Menschenalter auch auf anderem Boden gefunden worden, und diejenigen Orte, welche man früher etwa nur auf Grund solcher vereinzelter Funde als Salzstellen deutete, sind aus der Liste der letzteren zu streichen. Andererseits wird man Orte, an denen mehrere nicht unbedingt an Salz gebundene, aber immerhin vorwiegend auf Salzboden vorkommende Arten naturwüchsig nebeneinander gedeihen, auch ferner als Salzstellen bezeichnen müssen.

Auf Grund solcher botanischen Forschungen hat vor 52 Jahren P. Ascherson[1]) die Salzstellen der Provinz Brandenburg verzeichnet, und zahlreiche Geologen, wie Klöden, Lossen, E. Geinitz, Deecke, Struck, der Verfasser und andere haben Verzeichnisse für andere Teile Norddeutschlands gegeben und daran geologische Betrachtungen geknüpft. Letztere ließen jedoch die Möglichkeit offen, daß in den verschiedenen Provinzen und Ländern vielleicht verschiedenartige Ursachen ähnlich erscheinende Salzquellen erzeugt haben mögen.

Verfasser begrüßte es daher freudig, als auf seine Anregung der noch immer rüstige, nunmehrige Geheime Regierungsrat Universitätsprofessor Dr. P. Ascherson, der anerkannt genaueste Kenner der märkischen Flora, gütigst versprach, zu seinem alten, grundlegenden Aufsatz einen, dem neuesten Stande der Forschung entsprechenden Nachtrag zu liefern. Letzterer ist als nächstfolgender Aufsatz dieses Jahrbuches abgedruckt.

In Ergänzung der wertvollen geologischen Arbeit v. Linstow's[2]) möge es gestattet sein, vorläufig Folgendes über die vermutete geologische Entstehung jener Salzstellen zu sagen.

Stellenweise in Norddeutschland, so namentlich in Mecklenburg und Pommern, sind die Salzquellen zu Reihen angeordnet, welche sichtlich einem Schichtenstreichen entsprechen. Dies scheint zu beweisen, daß dort das Salz einer von der letzten größeren Schichtenstörung jener Gegend noch betroffenen, mithin einer mesozoischen oder paläozoischen Lagerstätte entstamme. Bohrungen von über 200 m Tiefe haben an mehreren Punkten Pommerns (so Kolberg, Cammin, Heringsdorf, Swinemünde) zu stärkeren Solquellen geführt, als bis dahin in jener Gegend zu Tage traten. Dadurch wird bestätigt, daß das Salz aus der Tiefe kommt, und zwar — da diese Quellen teils in der Kreide, teils im Mittleren Lias erbohrt wurden — aus vorjurassischen Schichten. Im Hinblick auf die norddeutsche Verbreitung des Zechsteinsalzes

[1]) Die Salzstellen der Mark Brandenburg in ihrer Flora nachgewiesen. Zeitschr. d. D. geolog. Gesellsch. XI, 1859, S. 90—100.

[2]) Salzflora und Tektonik in Anhalt, Sachsen und Brandenburg, dieses Jahrb. f. 1910, Bd. XXXI, Teil II, S. 23—37, mit 1 Kärtchen.

und Triassalzes muß man mit ziemlicher Wahrscheinlichkeit vermuten, daß auch jene pommerschen Quellen dem Zechstein oder der Trias ihr Salz verdanken. Da aber keine der dortigen Bohrungen gesättigte Sole getroffen hat (die stärkste Colberger Quelle hat nur 4,4 % Chlornatrium), und da ferner in Pommern die mesozoischen Schichten gebrochen sind und teilweise geneigt lagern, so sind wohl alle geologischen Beurteiler darüber einig, daß jene pommerschen Salzquellen ihr Salz nicht unmittelbar senkrecht aus der Tiefe beziehen, sondern daß jene Bohrungen in wasserführenden mesozoischen Schichten stehen, deren Wasser seinen Salzgehalt seitlich entfernteren Lagerstätten verdanken mag, so daß eine Vertiefung der Bohrung wirkliches Steinsalz dort entweder gar nicht oder erst in sehr großer Tiefe finden würde.

In Ostpreußen liegen in der marinen Oberen Kreide Wasserhorizonte, die stellenweise Süßwasser, aber im Memeldelta und bei Tilsit artesisches Wasser mit etwa $^1/_3$ % Chlornatrium führen. Auch weiter südlich, zu Ponnau bei Wehlau, hat in alter Zeit eine Saline bestanden, deren Gehalt aber nicht stärker war und — nach dem Gesamtbilde des ostpreußischen vordiluvialen Untergrundes — sichtlich einem Kreidehorizonte entstammte. Es ist nicht undenkbar, daß auch jener etwa 100 m unter dem Meeresspiegel sich über viele Geviertmeilen hinziehende Solhorizont durch bisher unbekannt gebliebene Quellen aus einem in sehr großer Tiefe darunter hinziehenden Salzlager gespeist würde. Denn der deutsche Zechstein ist, freilich ohne eine Spur von Salz, nordwärts bis Memel und Kurland verfolgt. Aber es wäre doch auch nicht undenkbar, daß in den mehrere hundert Meter mächtigen, fast ganz Ostpreußen und Westpreußen unterlagernden Meeresabsätzen der Kreide sich Anteile des cretaceischen Meeressalzes erhalten hätten, die nun noch immer genügen, regional jenen Wasserhorizont mit 0,3 % Salz zu versehen. Höchstwahrscheinlich ist jenes Kreidegebiet seit seiner Ablagerung niemals über das Meer getaucht, im Gegensatz zu den in Tagesaufschlüssen seit hundert Jahren bekannten anderen Kreidegebieten Deutschlands. Letztere mußten natürlich ausgelaugt werden, während in den tiefgebliebenen Kreideschichten Ost-

preußens die Auslaugung weit langsamer wirken konnte. Von diesem Gesichtspunkte aus ist es bemerkenswert, daß unter der schwache Sole führenden Kreide des Memeldeltas am Südrande des letzteren bei Labiau Juraschichten mit mächtigem artesischem Auftrieb ungesalzenen Wassers erbohrt worden sind. Alles spricht dafür, daß jener Jura zur Zeit der Unteren Kreide über dem Meeresspiegel lag; so konnte er, obwohl marin abgelagert, ausgesüßt werden, während später die Obere Kreide derselben Gebietsteile unausgesüßt blieb. In Westpreußen sind in der Kreide Solquellen von ähnlich geringem Salzgehalt zu Tiegenhof im Weichseldelta sowie bei Schwetz und Thorn erbohrt, während auch in Westpreußen an mehreren anderen Stellen die Kreide treffliches Trinkwasser führt, namentlich im Weichseldelta und an dessen Rändern. Die Solquellen Westpreußens sind also nicht, wie diejenigen Ostpreußens, regional, sondern (soweit bisher bekannt) punktförmig. Sie nähern sich dadurch den pommerschen Verhältnissen, denen Westpreußen geographisch und (wenigstens teilweise) auch geologisch näher steht[1]).

In der Gegend zwischen Thorn, Bromberg und Hohensalza scheint der Schlüssel zum Verständnis zu liegen. Dort sind weite, vertorfte oder einst versumpft gewesene Talebenen Träger von Salzflora. Und an 3 Stellen ist in jener Gegend — freilich zum Teil in sehr großer Tiefe — Steinsalz erbohrt worden. Aber dazwischen liegen mesozoische Schichten voll Süßwasser: der unmittelbare Zusammenhang fehlt also, wenigstens scheinbar. Als vor mehr als 60 Jahren dort (zu Pinsk bei Schubin), an der Stelle einer alten geringfügigen Salzgewinnung, die ersten Bohrversuche gemacht wurden, nahm der Salzgehalt mit der Tiefe ab.

Andererseits traf im benachbarten russischen Gebiete zu Ciechocinek an der Weichsel der Bohrer mitten in Jura-Schichten

[1]) Vergl. Jentzsch, Über die neueren Fortschritte der Geologie Westpreußens. Schriften der Naturf. Gesellsch. zu Danzig. N.F., Bd. VII, Heft 1, 1888, S. 155 bis 179. Die dort von mir (S. 177) zuerst aufgestellte Störungslinie Schonen-Inowrazlaw (Hohensalza)-Sandomir, welche die durch Karpinsky und Süss beschriebene Linie Sandomir-Mangyschlak nach Nordwesten fortsetzt, durchschneidet Westpreußen; sie wird neuerdings auch durch Tornquist in dessen Geologie von Ostpreußen (Berlin 1910) anerkannt.

eine Sole, die zwar weit entfernt vom Sättigungspunkte ist, aber noch heute zu Badezwecken benutzt wird.

Weiter westlich, insbesondere in den Provinzen Brandenburg und Sachsen, wird nun die Herkunft des Salzes aus der Zechsteinformation immer deutlicher. Aber auch hier ist nicht daran zu denken, daß eine Salzstelle ein sicheres Anzeichen eines vertikal darunter befindlichen Salzlagers sei. Denn auch z. B. im Berliner Untergrunde liegt die erbohrte schwache Sole in jüngeren Schichten, nämlich im Oligocän. Die Herkunft aus Zechstein oder Trias kann jedoch hier kaum zweifelhaft sein.

Viele Rätsel bietet aber noch das Aufsteigen der Sole. Denn an fast allen Stellen ist ein Herabsinken derselben aus höher aufragenden Salzlagern oder salzhaltigen Schichten ausgeschlossen. Ebenso ausgeschlossen ist hydrostatischer Druck, da auch für einen solchen fast überall ein genügend hoch gelegenes Sole-Reservoir fehlen würde. Wo salzhaltige Quellen als solche (sei es von Natur, sei es in Bohrlöchern) zu tage treten, erreichen sie ihre Ausflußhöhe durch hydrodynamischen Druck, der durch die mikroseismischen Schwingungen und Kriechbewegungen der mit einem Teile (aber nur einem Teile) ihres Gewichtes auf der soleführenden Schicht lastenden Gesteinsbänke fortwährend neu erzeugt wird. Ich habe in kurzen Worten das m. E. sehr wichtige geodynamische und hydrodynamische Prinzip bereits vor Jahren[1]) ausgesprochen. Da meine Ausführungen aber fast unbeachtet geblieben sind, betone ich, daß ich, entgegen den Anhängern der landläufigen, physikalisch unhaltbaren hydrostatischen Erklärung artesischer Quellen, an jener hydrodynamischen Erklärung festhalte, welche zugleich die physikalische Möglichkeit der geognostisch nachgewiesenen horizontalen Gesteinsmassenbewegungen (d. h. Blattverschiebungen usw.) begreifen lehrt.

Neben dem mechanischen Emporquellen der Sole spielt sicher noch die Diffusion mit. Sie führt Salzmoleküle langsam aber unaufhaltsam den höheren Süßwasserhorizonten zu.

[1]) Über die Theorie der artesischen Quellen und einige damit zusammenhängende Erscheinungen. Z. d. D. geolog. Gesellsch., LVI, 1904, Sitzungsber. S. 5–6.

So haben wir also m. E. den Werdegang: Salz oder salzreiches Gestein (Zechstein, Trias oder Kreidemergel); Überlagerung durch Schichten mit Süßwasserhorizonten; Öffnung von Verbindungswegen durch tektonische Klüfte oder durch Erdfälle; Aufsteigen starker Salzlauge durch hydrodynamischen Druck + Diffusion in Süßwasser-Horizonte; Austritt dünner Soole aus letzteren als Quell oder lediglich als salzige Durchdringung des Bodens, auf welchem sich nun eine Salzflora ansiedeln kann. Daß die Salzstellen meist auf kleinere Flächenräume beschränkt bleiben, aber gern gruppenweise auftreten, dürfte darauf beruhen, daß solche Stellen eben nur dort entstehen können, wo alle Vorbedingungen zusammentreffen; dies wird meist in der Schnittlinie des Schwachsolhorizontes mit einer bedingenden Fläche sein, d. h. mit einer Talkehle oder in seltenen Fällen mit einer tieferen tektonischen oder stratigraphischen Grenze. Mit Vorliebe liegen Salzflorastellen in Talwiesen: entweder in der Nähe der in den Kehlen aufbrechenden oder zusammenfließenden Quellen; oder auch dort, wo infolge minimal höherer Lage der ganz schwach gesalzene Boden durch Austrocknung relativ salziger wird.

Neben den geologischen und physikalischen Vorbedingungen bedarf jede Salzflora auch der Zeit zu ihrer Ansiedelung: Bei Sperenberg, wo durch die Grubenwässer des immer tiefer dringenden Gipsbaues der dicht südlich gelegene See und dessen Umgebung erst seit wenigen Jahren versalzen wurden, ist bisher noch keine Salzflora beobachtet worden; ihr fehlte die Zeit; wohl aber wurde neuerdings von einer getrennt davon am Mellensee gelegenen Stelle Salzflora gemeldet. Und bei Alt-Buchhorst östlich von Berlin, wo hart am Ufer des Möllen-Sees im diluvialen Talsande ganz schwache Sole gefunden wird, fehlt jede Salzflora, weil darüber ein Süßwasser-Flachmoor hoch aufgewachsen ist.

Berlin, den 17. Juli 1911.

Verzeichnis der in ihrer Flora bekannten Salzstellen der Provinz Brandenburg.

Von Herrn **P. Ascherson** in Berlin.

I. Mittleres Haveltal zwischen Brandenburg und Potsdam.

1. Brandenburg: Pewesin s. A 97[1]).
2. Brandenburg: Rietz s. A 96.
3. Zwischen Brandenburg und Lehnin: Am Nordwestende des Netzener Sees zwischen Trechwitz und Netzen 1872 Willmann und Lehmann, 1909 O. E. Schulz, Bot. Ver. d. Prov. Brandenburg LI 53.
4. Brandenburg: Deetz hinter den Wurthzäunen am Bruchgraben Schramm, Nachtrag zur Flora von Brandenburg (1861) 4. *(Apium graveolens)* und Havelwiesen Schramm a. a. O. 11. *(Aster tripolium.)*
5. Potsdam: Wiesen beim Neuen Palais s. A. 99.
6. Potsdam: Uetz s. A 98, 99, 1859 von P. Ascherson und O. Reinhardt bestätigt.

II. Große Havelländische Niederung.

7. Rathenow: Luchwiesen bei Mützlitz Plöttner, Bot. Ver. d. Prov. Brandenburg XL L. (nur *Glaux*).
8. Nauen: Zwischen den Jahnbergen und dem Brädikower Damm s. A 98, hier noch von R. Schlechter ca. 1891 bestätigt.

[1]) Die Seitenzahlen beziehen sich auf die Abhandlung von Ascherson, Die Salzstellen der Mark Brandenburg, in ihrer Flora nachgewiesen. Zeitschr. d. D. geolog. Gesellsch. 11. Bd., 1859, S. 90—100, Taf. II.

9. Nauen: Zwischen den Jahnbergen und Lobeofsund s. A 98.
10. Nauen: Mangelshorst s. A 98.
11. Nauen: Selbelanger Jägerhaus, jetzt Vorwerk Bienenfarm s. A 97.
12. Nauen: Weinberg s. A 98.
13. An der Chaussee von Nauen nach Kremmen östlich bei Vorwerk Jägelitz Grantzow (nur *Glaux maritima*).
14. Nauen: Zeestow s. A 98.

III. Nuthe- und Nieplitz-Niederung.

15. Trebbin:
    a) Nuthegrabenbrücke (auf der Karte ist dieser Graben richtiger als Nieplitz- [Königs-] graben bezeichnet) bei Tremsdorf s. A 99, später (1861) von W. Frenzel bestätigt (Bot. Ver. d. Prov. Brand. III, IV 256).
    b) Brücke zwischen dem Schiasseer- und Krössin-See nach dem letzteren hin 1859 O. Reinhardt, s. Bot. Ver. d. Prov. Brandenburg I 4, 11, 19.
    c) Westlich vom Gröbener Kietz Grantzow, Bot. Ver. d. Prov. Brandenburg I 4, 11, 19, 24, 1875 Droysen und O. Hoffmann.
    d) An der Nordwestecke des Gröbener Sees Grantzow, Bot. Ver. d. Prov. Brandenburg 1, 1859 O. Reinhardt, a. a. O., 1878 v. Seemen, a. a. O. XXIV 82, XXVIII 17.
    e) An der Südwestecke des Gröbener Sees, nördlich von Gütchensdorf 1878 O. v. Seemen, a. a. O.
    f) An der Südwestecke des Krössin-Sees. W. Frenzel ca. 1861.
    g) Blankensee, auf dem sog. Upstall südlich vom Breiten Damm (Straße nach Stücken) 1861 W. Frenzel, Bot. Ver. d. Prov. Brand. III, IV 256.
16. Beelitz: Salzbrunn s. A 99. Von Ascherson 1879 bestätigt.
17. Treuenbrietzen: Zwischen Schlalach und Brachwitz und Mordellwiesen s. A 99.

IV. Zossen.

18. Wiesen südlich von Mellen am Ostufer des Mellener Sees 1910 F. Hoffmann, Bot. Ver. d. Prov. Brandenburg LII (18). Diese Stelle ist nur wenige km von Sperenberg entfernt.

V. Luckau.

19. Zwischen Kahnsdorf und Frankendorf s. A 100, teilweise von Bohnstedt, Flora Luccaviensis II. Aufl. 64 bestätigt (*Glaux*).

VI. Storkow.

20. Marstall (Wiese am Wege von Storkow nach Groß-Schauen) Lautsch, Bot. Ver. d. Prov. Brandenburg II, 174, 185 (*Aster trip.*, *Glaux*), Dr. Arthur Schultz.
21. Stuttgarten Arthur Schultz.

VII. Ucker-Randow-Gebiet.

22. Pasewalk: Koblenz s. A 100.
    Von der ebendaselbst von A. erwähnten Stelle bei Biesenbrow sind weitere entschiedene Salzpflanzen nicht bekannt geworden.
23. Prenzlau:
    a) Seehausen nach der Klosterruine hin Grantzow, Flora der Uckermark 36 (*Spergularia salina*).
    b) Zwischen Seehausen und Potzlow Fiek, Grantzow, a. a. O. 103 (*Apium graveolens*).
    c) Am Potzlower See Grantzow, a. a. O. (*Apium graveolens*).

Berlin, den 28. April 1911.

Zur Geologie der Umgebung von Lübeck.

Eine Erwiderung auf den Aufsatz von Herrn Prof. Dr. C. Gagel über »Die Entstehung des Travetales«.

Von Herrn **P. Friedrich** in Lübeck.

Mit 3 Figuren.

Nachdem Herr Prof. Gagel in seinem Aufsatz über »Die sogenannte Ancylushebung und die Litorinasenkung an der deutschen Ostseeküste« (Dieses Jahrb. 1910) einige meiner Angaben über die Zusammensetzung unserer Litorinabildungen und über das Maß der Litorinasenkung richtig zu stellen versucht hat, beschäftigt er sich in seiner vor kurzem (ebenda 1910, Bd. XXXI, Teil 2) erschienenen Arbeit über »Die Entstehung des Travetales« eingehend mit meinen sämtlichen Veröffentlichungen über die Geologie Lübecks und unterzieht sowohl die Ergebnisse meiner Untersuchungen als die Methode meiner Arbeit in einem z. T. gereizten Ton einer durchaus abfälligen Kritik. Der Direktion der Geologischen Landesanstalt spreche ich dafür, daß sie mir das Jahrbuch zu einer sachlichen Erwiderung der Gagel'schen Kritik zur Verfügung gestellt hat, meinen ergebensten Dank aus.

Über die lübeckische Geologie ist in den letzten Jahren viel geschrieben worden. Wenn die Auffassungen der Verfasser weit auseinander gehen, so ist das zum großen Teil darauf zurückzuführen, daß die Verfasser aus Gründen, die hier nicht erörtert werden können, so gut wie keine persönliche Fühlung mit einander hatten. Dazu kommt, daß es mir, dem Ortsansässigen, aus

gesundheitlichen Gründen versagt war, die hier gewonnenen Anschauungen mit den Forschungsergebnissen der berliner Geologen in anderen Teilen unseres Vaterlandes an Ort und Stelle zu vergleichen. Daher darf es nicht überraschen, daß ich bei der Bearbeitung eines in geologischer Hinsicht so schwierigen Gebietes, wie es die Umgebung Lübecks ist, bereits manche verfehlte Auffassung zugunsten der auf weit ausgiebigerer Erfahrung beruhenden Anschauungen des im Auftrage der Preußischen Geologischen Landesanstalt im benachbarten Lauenburg und in der Nähe Lübecks kartierenden Geologen Prof. Dr. Gagel aufgegeben habe.

Wenn trotzdem noch mehrere Meinungsverschiedenheiten bestehen, so beruhen diese teils darauf, daß ich nicht imstande bin, eine Reihe von Beobachtungen mit der Auffassung des Herrn Prof. Gagel in Einklang zu bringen, teils darauf, daß es diesem nicht vergönnt gewesen ist, in frühere große Erdaufschlüsse einen Einblick zu tun, endlich auch darauf, daß Herr Prof. Gagel manche meiner Ausführungen entweder gar nicht oder nur flüchtig gelesen hat.

Die letzte ausschließlich gegen mich gerichtete Abhandlung des Herrn Prof. Gagel muß den Anschein erwecken, daß es mir trotz langjähriger Tätigkeit in meinem kleinen Arbeitsgebiet nicht gelungen ist, einwandfreie Beobachtungen zu machen oder eine einzige richtige Auffassung aus dem geologischen Werdegang unseres Landes zu gewinnen, und daß das Endergebnis meiner Arbeit statt eines Fortschrittes in der Erkenntnis nur Verwirrung darstellt. Gegenüber dieser Kritik erkläre ich, daß ich in den Ausführungen des Herrn Prof. Gagel fast Seite für Seite die sachlich einwandfreien Grundlagen vermisse und damit zahlreiche seiner Schlußfolgerungen für gänzlich verfehlt halte. Diese Erklärung will ich im Folgenden an einer Reihe von Beispielen aus den Arbeiten des Herrn Prof. Gagel zu begründen suchen.

1. Litorinabildungen und Litorinasenkungen. Ich halte es für eine selbstverständliche Gepflogenheit, in wissenschaftlichen Arbeiten die Literatur zu berücksichtigen, soweit sie bei der Abfassung einer neuen Arbeit gedruckt vorliegt, und, falls man es für notwendig

hält, sich mit einem Gegner auseinanderzusetzen, die Darlegungen desselben genau durchzulesen. Diese Gepflogenheit hat Herr Prof. Gagel mir gegenüber nicht immer beachtet.

In seinem Aufsatz über »Die sogenannte Ancylushebung und die Litorinasenkung an der deutschen Ostseeküste (1910)« sucht Herr Prof. Gagel nachzuweisen, daß ein von mir abgeleiteter Senkungsbetrag von **56 m** im Mündungsgebiet der Trave »ohne irgend einen Beweis haltlos in der Luft schwebe.« Diese Zahl, die Herr Prof. Gagel achtmal festnagelt, schwebt nicht in der Luft, sie existiert in meinen Arbeiten überhaupt nicht. Es handelt sich in meiner Litorinaarbeit (1905, S. 45) um ein Senkungsmaß von **50 m**. Diese auffallend hohe Zahl habe ich aber durch eigene Überlegung schon längst aufgegeben. In meiner Festgabe zum Deutschen Geographentag 1909 habe ich für die einst höhere Lage unseres Landes vor der Litorinasenkung aus Funden von Süßwasserbildungen unter marinen Ablagerungen bei Travemünde (S. 48 und 49) die Zahl 24, aus den Tiefen des alten Travebettes (S. 54) die Zahl 30 als Mindestmaß abgeleitet und S. 49 hinzugefügt, daß aus den tieferen Bohrungen auf dem Priwall, u. a. aus der Bohrung beim Kohlenlager, »Alluvialbildungen, die auf eine frühere höhere Festlandslage schließen ließen, bis jetzt nicht bekannt wären.« Damit war die Bohrung, aus welcher ich zuerst den Senkungsbetrag von 50 m abgeleitet hatte, ausgeschaltet und zugleich die Änderung meiner Auffassung über das Maß der Senkung klar ausgesprochen. Wenn trotzdem Herr Prof. Gagel noch gegen meine frühere Auffassung ankämpft, so beweist er nur, daß er meine Arbeit von 1909 nicht berücksichtigt hat.

Aber noch mehr. Auf Seite 218 seiner Ancylusarbeit (1910) sagt Herr Prof. Gagel über die Bohrung am Kohlenlager bei Travemünde, wo alluviale Bildungen fast bis 56 m u. N. N. hinabreichen: »Es ist in diesen angeblichen Litorinabildungen am Kohlenlager nicht das mindeste Fossil gefunden; es sind überhaupt von dieser Bohrung keine Proben zur Untersuchung aufgehoben gewesen. Die Bohrakten, auf Grund deren die angeblichen Tone jetzt für Litorinaton erklärt werden, widersprechen

sich; . . . . . dieser »Beweispunkt« ist also durchaus hinfällig.« Auch diese Ausführungen waren völlig überflüssig, denn meine im Anschluß an genaue Untersuchungen mehrerer Trockenbohrungen in der Nähe des Kohlenlagers in meiner Litorinaarbeit 1905, S. 30 ausgesprochenen Vermutungen haben durch eine im Herbst 1909 dicht beim Kohlenlager ausgeführte Trockenbohrung, deren geologische Ergebnisse von mir in einem kleinen Aufsatz in den Lübeckischen Blättern vom 15. Dezember 1909 kurz zusammengestellt und einige Tage später Herrn Prof. Gagel mitgeteilt wurden, eine glänzende Bestätigung gefunden. Herr Geheimrat Wahnschaffe erwähnt den kleinen Aufsatz im Frühjahr 1910[1]), Herr Prof. Gagel, den meine Untersuchungen aus naheliegenden Gründen am meisten interessieren mußten, hat ihn, wie er selbst brieflich zugibt, übersehen.

Herr Prof. Gagel hätte in seiner letzten Arbeit, die sich auch mit der postglazialen Landsenkung beschäftigt, noch Gelegenheit gehabt, auf diesen Punkt zurückzukommen und ferner zu meinen übrigen Darlegungen in meiner Arbeit vom Jahre 1910 zur Begründung einer früher höheren Lage unseres Landes, vor allem zu der Bewertung der Ergebnisse der Priwallbohrungen (1910, S. 13, 14) Stellung nehmen können. Er hat es nicht getan; er hat nur meine Bemerkungen über die bis unter die Meereshöhe hinabreichenden kreuzgeschichteten Sande im Endmoränengebiete herausgenommen und sie kritisiert.

Daß in der Endmoräne die Schmelzwässer wenigstens zum Teil mit erheblichem Druck herausgekommen sein werden, bezweifle ich nicht. Wie konnten sich aber solche charakteristische kreuzgeschichtete Sande in Lübeck (beim Schlachthause, bei Nöltingshof) in 5 m über N. N. und noch tiefer gelegen, weit von der Endmoräne entfernt mitten in der Talsandebene bilden zu einer Zeit, als der einzige Abfluß des Lübecker Stausees durch das Stecknitztal und über die 20 m über Meeresspiegel gelegene Überlaufschwelle bei Mölln gen Süden stattfand?

[1]) Felix Wahnschaffe, Anzeichen für die Veränderungen des Klimas seit der letzten Eiszeit im norddeutschen Flachlande. Z. d. D. Geol. Ges., Bd. 62, 1910, Heft 2, S. 277.

Ich muß hier nochmals auf die Priwallbohrungen zurückkommen. Herr Prof. Gagel vermag nur aus der Bohrung bei Villa Possehl in Travemünde einen Nachweis der Litorinasenkung abzuleiten und zwar ein Mindestmaß von 12 m. Der in mehreren Priwallbohrungen bis etwa 24 m Tiefe nachgewiesene characeenreiche Süßwasserkalk kann sich nach ihm »ebensogut in einer vorher vorhandenen Kryptodepression gebildet haben« (Anclyusarbeit 1910, S. 216), beweist also für eine Senkung nichts. Gegenüber dieser Auffassung des Herrn Prof. Gagel wiederhole ich, daß nach den Untersuchungen des Herrn Dr. Bärtling im Ratzeburger See kalkreicher Characeenschlamm nur innerhalb der 4—5 m tiefen Uferzone vorhanden ist, und daß das Zusammenvorkommen von Resten des Edelhirsches, von *Succinea* und *Sphagnum imbricatum* (Bohrung Holzmann II) doch recht wenig zu der Annahme eines hier einst 24 m tiefen Seegrundes paßt. Wenn ich auf Grund dieser Beobachtung schließlich zu einem Mindestmaß von rund 20 m für die Litorinasenkung bei Travemünde gekommen bin (Beiträge zur Geologie Lübecks 1910, S. 12), und noch vor der Gagel'schen Arbeit, so stimmt diese Zahl auch mit Beobachtungen an anderen Stellen der deutschen Ost- und Nordseeküste überein[1]).

2. Ich komme zu dem wichtigsten Gegenstand der Gagel-schen Kritik, **zur Gliederung unsrer Staubeckensande und -tone**. Dem Fernerstehenden muß ich nochmals das schon oft wiederholte Schema vom Aufbau des Diluviums im Stadtgebiete Lübecks vorführen.

jüngster Talsand	Staubecken-ablagerungen
oberer oder gelber Talton	
Talsand	
unterer oder blauer Ton	
Geschiebemergel	
unterste Diluvialsande, Hauptgrundwasserstockwerk.	

[1]) Im Herbst 1911 sind auf dem Priwall neue Bohrungen ausgeführt worden, in denen unter marinen Ablagerungen bis 0,5 m mächtige Torfmudde aufgeschlossen wurde. Auf Grund eingehender Untersuchung dieser Torfmudde kommt Herr Prof. C. Weber, Bremen auch zur Annahme eines Senkungsmaßes von 20—21 m.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Die einzelnen Ablagerungen glaube ich in meiner Festgabe zum Deutschen Geographentag (Programm des Katharineums, 1909), in welcher ich alles das zusammengestellt habe, was bis dahin über die geologischen Verhältnisse Lübecks veröffentlicht war, hinreichend scharf charakterisiert zu haben. Die Namen »gelber« und »blauer« Ton habe ich gewählt, weil diese Tone von unserer einheimischen Bevölkerung allgemein so bezeichnet werden. Daß der obere Ton in seinen tiefsten Lagen und in Moorniederungen blaugraue Farbe besitzt, daß der blaue Ton durch Verwitterung eine gelbliche Farbe annimmt, glaubte ich den Flachlandsgeologen nicht erst eingehend auseinandersetzen zu müssen.

Herr Prof. Gagel hat sich nun der mühevollen Arbeit unterzogen, aus meinen früheren Veröffentlichungen bis zurück zum Jahre 1895 zahlreiche aus ihrem Zusammenhang herausgerissene Angaben zusammenzustellen und so eine Reihe von Widersprüchen in meinen Auffassungen von damals und damals, sowie von damals und heute festzustellen. Derartige historische Betrachtungen sind ganz gewiß wenig geeignet, die Sache zu fördern und sie bereichern schließlich die Fachliteratur mit einem Ballast von veraltetem Stoff; aber Herr Prof. Gagel muß sie wohl für nötig gehalten haben, um den Fachgenossen zu beweisen (S. 178), daß durch die Art, wie ich hier ein reiches Beobachtungsmaterial gesammelt und bearbeitet habe, der Fortgang einer geologischen Lokalforschung geradezu gehemmt worden ist.

Daß ich, wie Herr Prof. Gagel mit Bestimmtheit behauptet (S. 174), die Trennung der beiden Tone »ursprünglich zugestandenermaßen nur nach der Farbe« ausgeführt haben soll, und daß ich bis fast zum Jahre 1905, also während meiner ganzen Kartierungsarbeit, »jeden blauen Ton als unteren« bezeichnet hätte (S. 175), ist eine völlig in der Luft schwebende Behauptung. Die sämtlichen Profile in meinen Veröffentlichungen seit dem Jahre 1899 lassen ganz unzweideutig erkennen, daß für die Trennung der beiden Tone in allererster Linie die Lagerungsverhältnisse maßgebend waren.

Die paar Beispiele, die Herr Prof. Gagel in seiner Kritik

aus meinen Grundwasserarbeiten gegen mich heraushebt, sind nicht glücklich gewählt.

1. Bohrung in der St. Jürgendampfmühle. Die oberen Schichten sind in meinen Beiträgen zur lübeckischen Grundwasserfrage II, 1900, S. 5 folgendermaßen angegeben:

0— 1,40 m Auftrag,
1,40— 4,90 » feiner gelber Sand,
4,90— 5,95 » grauer fetter Ton,
5,95—11,50 » weißer Spatsand,
11,50—23,20 » Unterer Geschiebemergel usw.

Herr Prof. Gagel macht aus dem »grauen« Ton »blauen« Ton (S. 174) und ist nun erstaunt, daß unter dem blauen Ton hier ganz abweichend von meinem Schema noch 5,50 m Sand liegt. Hier hat sich Herr Prof. Gagel einmal gründlich geirrt. Hätte er die in der Geologischen Landesanstalt aufbewahrten Unterlagen zu meinen Kartierungsarbeiten auf Meßtischblatt Lübeck nachgesehen, so würde er sofort bemerkt haben, daß der »graue« Ton der Bohrung oberer Ton ist und durch Durchkartieren von der Stadt aus, sowie durch eine Reihe von Sielbohrungen als solcher zweifelsfrei festgestellt ist. Es fehlt hier, wie auch aus dem Kärtchen S. 36 in der Festschrift des Katharineums zum Deutschen Geographentag 1909 zu ersehen ist, der untere oder blaue Talton.

2. Hof Moisling (Beiträge zur Lüb. Grundwasserfrage III, 1902, S. 8). Hier hatte ich zwischen dem blauen Ton noch tonigen Kies angegeben. Bei nochmaliger Durchsicht der Bohrproben konnte ich feststellen, daß die untere 1,50 m starke Bank von blauem Ton ein sehr fetter steinarmer Geschiebemergel ist. Das Profil ist jetzt folgendes:

0— 0,15 m sandiger Mutterboden,
0,15— 4,50 » gelber Ton,
4,50— 5,00 » Talsand,
5,00—14,60 » blauer Ton,
dann Geschiebemergel.

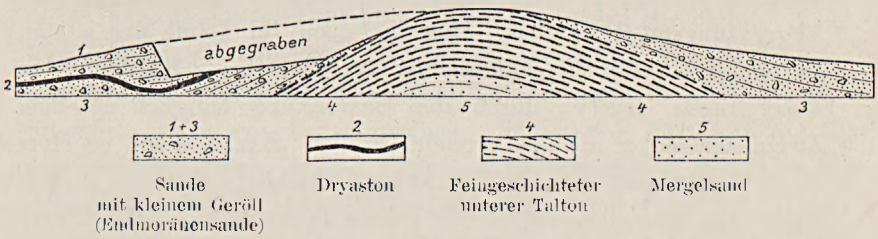
Diese Verbesserung hat bereits in meiner letzten Arbeit 1910, S. 27 ihren Ausdruck gefunden, also noch vor der Gagel'schen Kritik. Auch dieses Profil zeigt keine Abweichung vom Schema.

3. Konservenfabrik von Carstens, Lübeck, Hüxtertorallee (ebenda S. 10). Hier sind unter dem blauen Ton 0,60 m Sand angegeben, aber es handelt sich hier um eine Spülbohrung und lediglich um den Bericht eines Bohrmeisters. Herr Prof. Gagel wird selbst wissen, welchen Wert der Geologe den Ergebnissen von Spülbohrungen beizumessen hat. Nur etwa 50 m von der Bohrstelle entfernt zeigte der Kanaleinschnitt den blauen Ton unmittelbar über dem Geschiebemergel (Aufsatz über geologische Aufschlüsse im Wakenitzgebiet der Stadt Lübeck 1903, Taf. 4), die Angabe des Bohrmeisters beruht offenbar auf einem Irrtum.

Mit Recht weist Herr Prof. Gagel darauf hin, daß es oft schwer hält, den blauen Ton von steinarmem, fettem Geschiebemergel zu unterscheiden, vor allem in Bohrproben. Wenn er aber aus den Angaben von ganz verschiedenen Mächtigkeiten des Tones und seiner sehr wechselnden Beschaffenheit, ferner aus den sehr voneinander abweichenden Höhenlagen der einzelnen Vorkommen die Vermutung ableitet, es möchte manches von dem blauen Ton zum Geschiebemergel gehören, so übersieht er, daß ich im Laufe der Jahre in der Beurteilung dieser Frage doch auch einige Erfahrung erlangt habe, und daß die großen Schwankungen in der Mächtigkeit und in der Zusammensetzung des Tones auch in großen Tagesaufschlüssen beobachtet werden konnten. Ich erwähne hier den 15 m tiefen Kanaleinschnitt am Burgtor mit seinem völlig ungeschichteten, fetten, steinfreien Ton, unsere Erdabtragungen und Stammsielbauten. In langen Profilwänden zeigte der blaue Ton linsenförmige Einlagerungen von reinem Sand und Mergelsand (Burgtor, Heiligengeistkamp, Zuchthaus). In dem Senkbrunnen des Hauses Dr. Gusmann in Schlutup wurde aus 10—21 m Tiefe der blaue Ton in großen Stücken zutage gefördert, die einen erstaunlichen Wechsel von fettem und magerem Material in den mannigfachsten Biegungen, Verschiebungen und Zerreißungen erkennen ließen (1905 S. 24). Diese Erscheinung möchte ich, ebenso wie die steile, auch im inneren Aufbau erkennbare Aufwölbung des Tonrückens südlich von der Herrenfähre und bei Dänischburg (Fig 1), auf den seitlichen Druck des Eises bei seinem vorübergehenden Vorrücken zurückführen.

Meine nach Herrn Prof. Gagel's Meinung falsche Auffassung von der Gliederung unserer Staubeckenablagerungen soll u. a. darauf beruhen, daß »mir von meinem reichen Beobachtungsmaterial anscheinend im wesentlichen nur das vor Augen stehe, was zu meiner augenblicklichen Anschauung gerade passe« (S. 175). Aus den Grenzen, mit denen z. T. auf meinen Karten der obere gelbe von dem unteren blauen Ton abgegrenzt ist, ergibt sich nach Herrn Prof. Gagel (S. 176) »für jeden, der Sinn für Lagerungs- und Abgrenzungsmöglichkeiten hat«, daß ich mich selbst bei meiner Kartierung »nicht unvoreingenommen von den natürlichen Verhältnissen habe leiten lassen«.

Figur 1.



Südwand des Uferbahneinschnittes bei der Haltestelle Dänischburg.
August 1906.
Höhe 8 m, Länge 460 m.

Ich habe die Empfindung, daß es jeden ortsansässigen Geologen, der viele Jahre hindurch in seinem kleinen Arbeitsgebiete Hunderte von Beobachtungen sammelt und diese in einer einheitlichen Darstellung aneinander reiht, peinlich berühren muß, wenn ein fremder Fachgenosse, der nur vorübergehend hier und da einen Einblick in den Boden erhält, sich zu einer derartigen Kritik verleiten läßt, um so mehr, wenn diese Kritik sich auf Vermutungen und recht dürftige Beweisstücke gründet, nicht aber auf eine sorgfältige Prüfung der Arbeiten des Einheimischen. Gegenüber der Kritik des Herrn Prof. Gagel erkläre ich, daß ich als Ortsansässiger das gesamte Beobachtungsmaterial weit besser vor Augen habe als der fremde Geologe, der nur vorüber-

gehend hier weilt und eine größere Zahl von Arbeitsgebieten beherrschen soll, und ferner, daß es Herrn Prof. Gagel's Pflicht war, sich in die Arbeiten seines Gegners gründlicher zu vertiefen, bevor er seine scharfe Kritik niederschrieb.

Als Belegstücke für seine Kritik bringt Herr Prof. Gagel außer den oben genannten Bohrprofilen:

1. das Vorkommen einer auch mir bekannten unbedeutenden Scholle von sandigem Ton innerhalb des Talsandes bei Buntekuh,
2. das geologische Kartenbild von Marli,
3. das Stadtprofil Engelsgrube—Weiter Lohberg (1910).

Was Herr Prof. Gagel an der geologischen Kartierung von Marli zu bemängeln hat, hüllt sich in dunkle Andeutungen von Abgrenzungsmöglichkeiten. Hier ist noch im Laufe der letzten Jahre durch zahlreiche Erdarbeiten das geologische Kartenbild so sichergestellt, wie es durch die Bearbeitung lediglich mit dem Zweimeterbohrer niemals erreicht worden wäre. Wenn es Herr Prof. Gagel nun gar als Tatsache bezeichnet, daß auf meiner Karte »im Streichen des oberen gelben Tones plötzlich der untere blaue Ton auftritt, nämlich da, wo jener in ein niedrigeres Niveau unter den Grundwasserspiegel kommt«, daß ich also den oberen Ton in einem niedrigeren Niveau als unteren Ton kartiert habe, so kann ich, da es Herr Prof. Gagel unterlassen hat, einen einwandfreien Beweis zu bringen, hier nur mit dem Wunsche erwidern, daß diese Art von Kritik in wissenschaftlichen Kreisen keine Nachahmung finden möchte.

Nachdem ich den Schichtenaufbau der über dem Geschiebemergel liegenden Tone und Sande in den großen Bodenaufschlüssen beim Bahnhofsneubau, bei den Kanal- und Sielbauten in jahrelangen Beobachtungen kennengelernt habe und den gleichen Schichtenaufbau in zahlreichen Bohrungen habe verfolgen können, steht für mich das Bild unseres Bodenaufbaues klar vor Augen. Wenn Herr Prof. Gagel trotzdem meint, meine Teilung der lübischen fluvioglazialen Gebilde »beruhe auf der Verallgemeinerung von Bohrergebnissen und auf konstruierten Querprofilen, deren

Grundlagen z. T. sehr mangelhaft sind« usw. (S. 175), so irrt er sich in mehrfacher Beziehung. Er übersieht, daß mir die Anschauung langer Profilwände zur Verfügung stand, und daß die Profile (z. B. das Querprofil Engelsgrube—Weiter Lohberg (1910, Tafel 1, S. 10) aus mehr Einzelbeobachtungen hervorgegangen sind, als die eingetragenen Bohrstellen erkennen lassen.

Da, wo Herr Prof. Gagel bisher kartiert hat — südlich und westlich von Lübeck —, ist er nicht imstande, die Gliederung in zwei, in sich einheitliche und voneinander völlig getrennte Tonhorizonte durchzuführen (S. 177). Das gebe ich gern zu, denn der untere Ton fehlt dort auf großen Flächen, oder er ist nicht in geschlossener Ausdehnung vorhanden, oder er liegt so tief, daß er mit dem Zweimeterbohrer nicht erreicht werden kann, z. B. in Krummesse, Berkenthin, Gartenhaus bei Strecknitz. Auf Blatt Ratzeburg hat aber Herr Prof. Gagel den oberen Talton mit darunter und darüberliegendem Talsand, also die drei oberen Staubeckenablagerungen, angegeben. Wenn sich dort nun unter dem unteren Talsande noch eine zweite mächtige Tonbank verfolgen ließe, würde Herr Prof. Gagel diese mit einer besondern Signatur bezeichnen? Doch ganz gewiß! Und er hat es bereits getan, aber in der durch keine direkte Beobachtung begründeten Annahme, daß es sich dort um unterdiluvialen Ton handle. Mitten im Talsandgebiet von Beidendorf, Hornsdorf und Gr. Grönau hat er Durchragungen von steinfreiem Ton nachgewiesen, von dem er selbst (Erläuterungen zu Blatt Ratzeburg, S. 27) nicht weiß, ob es jungglazialer Talton ist, oder ob er mit dem am Steilufer des Ratzeburger Sees unter Geschiebemergel hervortretenden unterdiluvialen Ton zu identifizieren ist. Stellt sich nun später heraus — was ich für sehr wahrscheinlich halte —, daß der Ton mitsamt dem benachbarten Geschiebemergel in die letzte Eiszeit gehört, so wird bei einer Neuauflage von Blatt Ratzeburg für diese Gebilde die Farbe und die Signatur, sonst nichts geändert So und nicht anders ist es in und bei Lübeck. Hätte ich gleich beim Beginn meiner Kartierungsarbeiten den unteren oder blauen Ton nicht als unterdiluvial, sondern als jungglazial aufgefaßt, ich

hätte die Trennung der beiden Tone mit derselben Schärfe durchgeführt. Ich weiß auch heute noch nicht, wie ich es hätte anders tun können, und muß bei meiner Auffassung beharren, so lange Herr Prof. Gagel nicht ganz andere Gründe gegen sie geltend macht.

3. Steine im Talsand und im Untergrunde von Lübeck. Ich will hier nicht von neuem auf die Frage eingehen, ob der wallartige Geschiebemergelzug von Blankensee als Endmoränenbildung aufzufassen ist, da Herr Prof. Gagel die Möglichkeit einer solchen jetzt selbst zugibt. Hinsichtlich der isolierten Steinanhäufungen möchte ich hier nur die Vermutung aussprechen, daß es doch einmal gelingen dürfte, sie miteinander zu verbinden und so eine oder mehrere schnell vorübergehende Eisrandlagen zu konstruieren.

Ich habe nicht, wie Herr Prof. Gagel hervorhebt, behauptet, daß der Talsand der ganzen Lübecker Mulde durchaus frei von Steinen sei. Das Fehlen gröberen Materials ist nur dem Talsande in der Nähe der Stadt eigentümlich; in den Randgebieten (1909, S. 37), so bei Blankensee und zwischen Krempelsdorf und Schönböken, wo der Geschiebemergel stellenweise fast bis zur Erdoberfläche heraufkommt, sind mir größere Geschiebe schon längst bekannt, ebenso beim neuen Friedhof, wo der Geschiebemergel in größeren Flächen ansteht. Herr Prof. Gagel sagt mir hier (S. 178) durchaus nichts Neues.

Herr Prof. Gagel macht mir ferner einen Vorwurf daraus, daß ich die zahlreichen Steine, die in der alten Stadt Lübeck zu Fundamenten und zur Einfassung von Senkgruben verwendet sind, als ursprünglich vom Menschen hintransportiert betrachte. »Man stelle sich«, fährt Herr Prof. Gagel fort, »bei den früh mittelalterlichen Transport- und Wegeverhältnissen vor, daß die großen Mengen großer Findlinge meilenweit über Land gebracht wurden, um im Untergrunde vergraben zu werden!! Das ist denn freilich eine sehr bequeme Methode«.

Ich bin erstaunt über die Sicherheit, mit der auch hier wieder Herr Prof. Gagel an der Auffassung des ortsansässigen Geologen

Kritik übt. Niemals habe ich die Möglichkeit bestritten, daß innerhalb des Stausees hier und da Findlinge durch Eisberge verbreitet sind. Wenn nun Herr Prof. Gagel im oberen Talton von Legan und Schönböken schon bei einem flüchtigen Besuche Findlinge gefunden haben will, so muß ich dem entgegenhalten, daß es mir weder in der Stadt Lübeck noch in deren näherer Umgebung bisher geglückt ist, in den vorübergehenden Aufschlüssen und in den Ziegeleigruben einwandfreie Geschiebe innerhalb von Staubeckenniederschlägen nachzuweisen. Wenn Herr Prof. Gagel dann weiter behauptet, daß die zahlreichen im mittelalterlichen Lübeck vermauerten Findlinge von Eisbergen stammen, die hier an einer vom »Lübecker Stadthügel« gebildeten Untiefe gestrandet wären, so übersieht er, daß der an nur ein paar eng umgrenzten Stellen bis 15 m Höhe ansteigende Hügel gar nicht merklich über den Boden des ehemaligen Stausees emporragt, also auch keine besondere Untiefe bezeichnet. Hätten die Lübecker im Mittelalter den ganz schmalen höchsten Streifen des Hügels mit Steinblöcken bestreut gefunden, wie es Herr Prof. Gagel annimmt, so müßten ganz gewiß auch hier und da in den noch nie von Menschenhand berührten Taltonen und Talsanden innerhalb der Stadt Findlinge liegen. Das ist aber nach meiner langjährigen Erfahrung nicht der Fall.

Die Findlinge in der alten Stadt Lübeck sind ebensowenig bodenständig wie das Kirchenfundament von Alt-Lübeck; sie sind erst vom Menschen hierher gebracht, aber nicht im frühen Mittelalter, denn Lübeck wurde erst 1143 gegründet und erst im 13. und 14. Jahrhundert vollendet, auch nicht auf beschwerlichen Landwegen, sondern, wie aus den urkundlichen Angaben hervorgeht — an diese Möglichkeit hat Herr Prof. Gagel gar nicht gedacht — auf dem Wasser. Der im 13. und 14. Jahrhundert mächtig aufblühenden Hansastadt fehlte es ganz gewiß nicht an Hilfsmitteln zur Beschaffung großer Mengen von Steinblöcken. Diese lieferten in unbegrenzten Mengen das Brodtener und Mecklenburger Ufer, ferner der Norden. Zu den einer noch späteren Zeit angehörenden Festungsbauten lieferten das Steinmaterial auch die

Gegend von Reinfeld und Mölln (vergl. meine Arbeit über den Rückgang und die Erhaltung des Brodtener Ufers 1901 S. 12, Anm.).

4. Das Endmoränenstück bei der Herrenfähre. Die Sande und Kiese zu beiden Seiten der Trave von Dänischburg bis Schlutup habe ich in meinen sämtlichen Veröffentlichungen als Sandr bezeichnet, und ich habe nicht in Erfahrung bringen können, daß Herr Prof. Gagel, der diese Gegend seit dem Beginn seiner Kartierungsarbeiten in Lauenburg-Lübeck aus eigener Anschauung kennt, bis vor etwa 2 Jahren gegen diese Auffassung Einspruch erhoben hat. Gegenüber der großen Erfahrung des Herrn Prof. Gagel wage ich nicht, bei meiner bisherigen Auffassung zu beharren.

Der Aufbau des Diluviums bei der Oldenburgschen Sandgrube nahe der alten Herrenfähre ist folgender:

Kiese und Sande (Endmoräne),
Dryaston,
Kiese und Sande (Endmoräne),
unterer, blauer, steinfreier Ton,
Geschiebemergel,
Sande und Kiese (Hauptgrundwasserhorizont).

Aus diesem Profil habe ich geschlossen, daß sich das Inlandeis nach einem schnellen Rückgang bis in die Gegend von Waldhusen-Pöppendorf (so daß in dem Stausee zwischen Lübeck-Waldhusen-Schlutup sich der blaue Ton als feinste Gletschertrübe niederschlagen konnte) sich wieder vorwärts bewegt hat (Sande und Kiese über dem blauen Ton) und nach einem abermaligen Rückzuge (Dryaston) nochmals vorgestoßen ist (Sande und Kiese über dem Dryaston).

Herr Prof. Gagel hat nun meine Auffassung, daß die Sande und Kiese von jenseits der Trave gekommen sind, und daß das Travetal hier jünger ist als der jüngste Endmoränensand, einer scharfen Kritik unterzogen, ich sage völlig mit Unrecht. Ich bitte ihn, die von ihm selbst angefertigten Karten der Lübecker Niede-

rung nochmals anzusehen, 1. die Skizze des Gebietes zwischen Lübeck und Büchen zur 23. Pfingstexkursion der Geographischen Gesellschaft in Greifswald (1910), 2. die Karte in seiner letzten Arbeit, S. 180[1]). Ich bitte ihn ferner, auf der letzteren Karte die Endmoränensignatur, die er gerade in dem umstrittenen Herrenfähregebiet weggelassen hat, nachzutragen. Und nun frage ich ihn, woher wohl die Eis- und Wassermassen gekommen sein mögen, welche diesen jetzt isolierten Endmoränenzipfel aufgeschüttet haben, von jenseits der Trave, also im allgemeinen von Norden, oder von Mecklenburg, also von Osten her durch die Talsandebene von Alt-Lauerhof hindurch, wo der blaue steinfreie Ton in größeren Flächen teils zutage tritt, teils mit dem Zweimeterbohrer erreicht wurde, und wo von Endmoränenaufschüttungen keine Spur zu finden ist.

Ich bitte Herrn Prof. Gagel ferner, auf der schönen Ohnesorge'schen Karte oder auf dem Meßtischblatt Schwartau die nordsüdlich gerichteten schmalen Sandrücken bei Waldhusen und beim Pöppendorfer Hünengrabe, sowie die in Nordsüdrichtung aneinander gereihten und nordsüdlich gestreckten Torfkessel zu beachten.

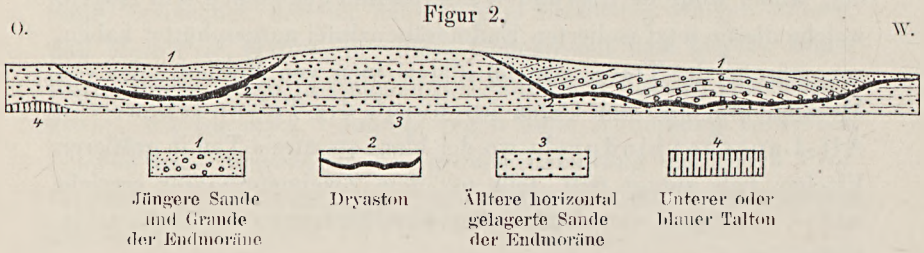
Weisen nicht alle diese Erscheinungen darauf hin, daß der Gletscherschub und die Zufuhr von Gletscherschutt von Norden her, also von jenseits der Trave erfolgte?

Wiederholt habe ich (1905, S. 36; 1910, S. 36) auf einen Rest eines Dryastonbeckens in der Stegmann'schen Sandgrube bei der Herrenfähre am rechten Traveufer hingewiesen, das sich dereinst da ausgebreitet hat, wo jetzt die Trave fließt, und daraus geschlossen, daß hier an Stelle der Trave einst Land war. Wenn

[1]) Der südliche Teil der Lübecker Niederung ist ferner auf einem Exkursionsblatt für den Deutschen Geographentag 1909 (»Skizze des Gebietes zwischen Lübeck und Büchen, 1 : 200000«) dargestellt. Die 3 Karten stammen von demselben Verfasser und beruhen auf dessen mehrjährigen Kartierungsarbeiten. Warum sind auf den 3 Karten die Staffeln I und III der südlichen Hauptendmoräne zwischen Mölln, Nusse und Trittau so außerordentlich abweichend von einander dargestellt? Warum beginnt das Einhäuser Trockental auf dem einen Blatte am Ratzeburger See, auf den beiden anderen nicht? Warum besteht der Hügelzug bei Beidendorf auf zwei Blättern aus Geschiebemergel, auf dem dritten aus Talsand? Welche Kartenskizze ist denn nun die richtige?

Herr Prof. Gagel behauptet, »er habe an Ort und Stelle absolut nicht den Eindruck gewinnen können, daß hier wesentliche Stücke der Dryastone bei der Erosion entfernt sind« (S. 183), so beweist das gar nichts, denn der Aufschluß, den ich am 21. September 1904 beobachten und zeichnen konnte, verschwand bei dem Abbau des Sandes bald wieder.

Figur 2.



Böschung der Uferbahn östlich von der Herrenbrücke.
Länge 1 : 4000, Höhe 1 : 800.

Der weitere Einwand, daß die Sande und Kiese über dem Dyaston in der Oldenburgschen Sandgrube »ein deutliches Einfallen nach der Trave zeigen, also nach der Richtung hin, von der sie hergekommen sein sollen«, beweist ebenfalls nichts. Die stark geneigten Sande fallen jetzt wohl zu der hier ihren Lauf schnell ändernden Trave ein, aber nicht nach Norden, sondern nach Osten. Daß die Richtung der einfallenden Sandschichten nicht immer mit der Richtung des zuströmenden Wassers übereinstimmt, beweist, wie ich schon einmal (1910, S. 37) ausgeführt habe, der Einschnitt der Uferbahn zwischen der Herrenbrücke und der Kücknitzer Mühle. Hier wurden im Sommer 1906 die Endmoränensande mit dem eingelagerten Dryaston in einer fast 1 km langen Profilwand aufgeschlossen. Die Unterlage der Sande bildet hier wie bei der Herrenfähre der untere, blaue Talton in zwei kuppenartigen Emporragungen; ganz in der Nähe tritt an der Trave unter dem blauen Ton der Geschiebemergel zutage. Der grandige Sand, welcher das westliche Dryastonbecken ausfüllt, zeigte ein deutliches Einfallen der Schichten nach links und rechts, d. h. nach Osten und Westen. Hier ist offensichtlich der Schuttkegel senkrecht zur Richtung des

einströmenden Wassers durchschnitten; die Zufuhr des Gletscherschuttes erfolgte von Norden her (Fig. 2).

5. Die Dryastone. Ich komme zur Kritik, die Herr Prof. Gagel an meiner Altersbestimmung der lübeckischen Dryastone ausgeübt hat. Er schreibt S. 184: »Hier spielt m. E. sehr wesentlich die ganz falsche Horizontbestimmung der Dryastone mit. Herr Prof. Fr. parallelisiert nämlich immer die fossilführenden Ablagerungen der lübischen Mulde mit den »Dryastonen«, d. h. mit Ablagerungen aus dem Anfang der Postglazialzeit, und diese Parallelisierung ist völlig falsch. Der zuerst von Nathorst beschriebene Dryaston von Projensdorf bei Kiel liegt weit hinter der »großen« Endmoräne auf Oberem Geschiebemergel, ist also merklich jünger als die große Endmoräne und soll den Anfang der Postglazialzeit bezeichnen. Die Lübischen Dryastone liegen unter der »großen« Endmoräne auf bezw. im »gelben« Talton, sind also merklich älter als die »große« Endmoräne und wesentlich älter als der Kieler Dryaston, also sicher noch glazial.«

Wenn Herr Prof. Gagel das alles als »unzweifelhafte Tatsache« bezeichnet, so muß ich doch erklären, daß seine Ausführungen, soweit ich sie durch gesperrten Druck hervorgehoben habe, den Tatsachen durchaus nicht entsprechen. Wir haben bei Lübeck drei Dryastone zu unterscheiden:

1. den Dryaston innerhalb der Endmoräne (Herrenfähre, Uferbahn, Schlutup, vielleicht auch Kleverhof);
2. den Dryaston über dem oberen oder gelben Talton in der Lübischen Niederung (Einsegel, Vorwerker Schule, Buntekuh, Burgtor usw.);
3. den Dryaston über dem Geschiebemergel (Nusse).

Die Dryastone 1 liegen, wie aus den Profilen in meiner Arbeit von 1905 zu ersehen ist, nicht unter, sondern innerhalb der Endmoräne, sie sind also nicht, wie Herr Prof. Gagel als unzweifelhafte Tatsache hervorhebt, merklich älter als die Endmoräne, sondern gehören dem letzten Zeitabschnitt der Endmoränenaufschüttung an. Unter der Endmoräne liegt der ältere, steinfreie, blaue Ton.

Die von mir auf dem oberen oder gelben Ton nachgewiesenen Dryastone liegen von der Endmoräne weit entfernt. Wie Herr Prof. Gagel von diesen behaupten kann, sie lägen unter der Endmoräne und wären älter als diese, ist mir unverständlich. Bei Israelsdorf, wo der obere gelbe Ton ins Endmoränengebiet hineinreicht, breitet er sich in den Niederungen zwischen den einzelnen Sandkuppen aus; er liegt hier auf Sanden und Kiesen, wird aber nach meiner Erfahrung nirgends von den jüngsten Sanden und Kiesen bedeckt. Auch bei Schwartau (Umgebung der Waldhalle) und Dänischburg konnte ich in Tagesaufschlüssen, Brunnengrabungen und Bohrungen immer nur beobachten, daß der gelbe Ton über den Sanden der Gagel'schen Endmoräne liegt, also nicht älter, sondern jünger ist als die jüngsten Endmoränensande. Nach allen bisherigen Erfahrungen muß ich jetzt annehmen, daß die Dryastone der lübeckischen Talsandebene jünger sind als die Dryastone im Endmoränengebiete bei der Herrenfähre usw. Daß auch sie noch dem Diluvium angehören, lehrt die Überlagerung durch Sande von z. T. ansehnlicher Mächtigkeit.

Herrn Dr. Menzel stimme ich vollkommen bei, wenn er annimmt, daß unsere Dryastone stratigraphisch einem älteren Horizonte angehören als die von Range beschriebenen Dryastone von Nusse und Sprenge[1]). Aber Herr Dr. Menzel wird mir kaum widersprechen, wenn ich behaupte, daß zu der Zeit, als sich über den jüngsten Staubeckentonen der lübeckischen Niederung eine Tundraflora ansiedelte, auf den nur wenige Kilometer entfernten, schon längst vom Eise befreiten Geschiebemergelhochflächen nicht bloß bei Nusse, sondern höchstwahrscheinlich auch in der Nähe des Ratzeburger Sees, bei Palingen und an noch näher gelegenen Stellen, wo die Tundraflora schon längst ihren Einzug gehalten hatte, dasselbe Vegetationsbild noch weiter bestand. Die Dryastone der Lübecker Mulde gehören zweifellos

[1]) H. Menzel, Die Klimaänderungen im nördlichen Deutschland seit der letzten Eiszeit auf Grund der in den Ablagerungen sich findenden Binnenmollusken. Zeitschr. d. D. Geol. Ges., Bd. 62, Jahrg. 1910, Heft 2.

noch dem Diluvium an. Während nun aber Herr Prof. Gagel die dicht benachbarten Dryastone der Geschiebemergelhochfläche, die zwar nie wieder vom Eise und seinen Schmelzwässern bedeckt wurden, aber noch lange das Inlandeis gewissermaßen vor sich sahen, bereits zum Postglazial rechnet, erscheint mir die Auffassung Menzel's verständlicher, nach welcher die Dryastone der Lübecker Mulde als glazial (interstadial), die Dryastone von Nusse und Sprenge und ebenso die Nathorst'schen Funde von Projensdorf als spätglazial zu bezeichnen sind.

Herr Prof. Gagel macht mir (S. 172) ferner einen Vorwurf daraus, daß ich auch diejenigen Vorkommnisse von oberem Talton, in welchen ich Anodonten fand, mit dem Horizont der Dryastone vereinigt habe. Nach Herrn Gagel's Auffassung sind die Mollusken schon in den großen Stausee, in welchem sich der obere oder gelbe Ton ablagerte, eingewandert. Ob diese Einwanderung kurz vor dem Verschwinden des Stausees geschah oder, nachdem der Seespiegel bereits soweit gesunken war, daß größere Flächen freien Landes zwischen einzelnen Wassertümpeln emportauchten, erscheint mir als eine Frage von ganz untergeordneter Bedeutung. Das Zusammenvorkommen von landbewohnenden Moosen mit Anodonten und anderen Süßwassermollusken spricht aber dafür, daß die Land- und Süßwasserbewohner sich zu gleicher Zeit bei uns ansiedelten. Den Untergrund der später von Sanden zugeschütteten Wassertümpel bildete naturgemäß der noch schlammige Talton. Hätten die Anodonten schon den großen Stausee bevölkert, so müßten ihre Schalen doch auch außerhalb der erwähnten kleinen Bodeneinsenkungen zu finden sein. Bisher habe ich derartige Funde in unseren großen Aufschlüssen vergeblich gesucht.

6. Die Entstehung des Travelaufs. In Bezug auf die Entstehung der Untertrave stehen zwei Ansichten einander gegenüber. Herr Prof. Gagel hält das ganze Travetal von Lübeck abwärts für ein glaziales Schmelzwassertal. Nach seiner Meinung haben sich noch innerhalb der Talsandebene die Schmelzwässer fern von der Endmoräne durch die Staubeckensande und -tone flußaufwärts

hindurchgearbeitet. Nach meiner Auffassung ist wenigstens in der Umgebung Lübecks, oberhalb wie unterhalb der Stadt, die Arbeit von unmittelbar dem Eise entströmenden Schmelzwässern völlig ausgeschlossen. Hier sind durch die erodierende Kraft des Inlandeises tiefe wannenartige Einsenkungen entstanden und später von Staubeckensanden und -tonen zum Teil ausgefüllt; in letztere erst hat sich die Trave durch Erosion in der Richtung zur Ostsee eingesägt.

Alles, was Herr Prof. Gagel (S. 188) gegen meine Auffassung geltend macht, beweist nur, daß er meine Ausführungen nur flüchtig gelesen hat. Wenn er nun gar einen von mir 1895 geschriebenen Satz: »Unsere Täler und wannenartigen Vertiefungen waren bereits vorhanden vor der Entstehung des Bändertones« gegen meine heutige Auffassung hervorhebt, so hat er übersehen, daß ich in meiner Arbeit 1910, S. 36 noch genau dasselbe ausspreche. Herr Prof. Gagel verwechselt Travetal mit dem alten Travebett.

Ich gebe die Möglichkeit zu, daß ein großer Teil der Untertrave durch glaziale oder subglaziale Schmelzwässer entstanden ist. Die Gagel'sche Auffassung macht die Unebenheiten im alten Travebett verständlich, vor allem den hohen Querriegel oberhalb Schwartaus, ferner die seeartigen Ausweitungen des Flusses, aber ich kann auch heute ein Bedenken dagegen, daß die subglazialen und glazialen Schmelzwässer das Flußbett allein geschaffen haben sollten, nicht unausgesprochen lassen. Es ist doch sehr auffallend, daß die Flußtiefen, abgesehen von den paar Querriegeln, seewärts immer mehr zunehmen von 10 m u. N. N. in Lübeck bis fast 23 m u. N. N. am Stulperhuk. Weiter flußabwärts sind, abgesehen von dem ganz abweichenden, bis 56 m bezw. 46 m u. N. N. hinabreichenden Priwallprofil, alte Flußtiefen noch nicht nachgewiesen. Die Zahl 35, die Herr Prof. Gagel für die Flußsohle in Travemünde als »durch Bohrungen erwiesen« ohne Quellennachweis angibt (Ancylusarbeit 1910, S. 217), ist mir neu und scheint wohl wiederum auf einem Mißverständnis zu beruhen. Wenn Herr Prof. Gagel behauptet, daß das alte Travebett bei der Struckfähre 6 m

tiefer läge als bei Gothmund (Ancylusarbeit 1910, S. 210, Anm. 1), so beweist er wieder, daß er meine Festgabe zum Geographentag (1909, S. 49) nicht beachtet hat.

Nach meiner bisherigen Auffassung haben sich die Wassermassen des gewaltigen Lübecker Stausees den Durchgang durch die Endmoräne geschaffen. So lange der Eisrand nördlich von Lübeck festlag, floß das gesamte Wasser des Stausees, wie es Herr Prof. Gagel mehrfach angibt (Erläuterungen zu Meßtischblatt Ratzeburg, S. 11 und 39, Mölln, S. 11, 31, ferner »Über die geologischen Verhältnisse der Gegend von Ratzeburg und Mölln«, S. 75) durch das Stecknitztal über die 20 m hohe Bodenschwelle bei Mölln südwärts ab. Der Stausee konnte sich erst entleeren zu einer Zeit, als seine ungeheuren Wassermassen einen Abfluß in der Richtung zur heutigen Ostsee fanden. Weil nun alle meine Beobachtungen dafür sprechen, daß die Travefurche bei der Herrenfähre und wahrscheinlich auch zwischen Schlutup und Herrenwick noch nicht vorhanden war zur Zeit der dortigen Dryastone und ihrer Zuschüttung durch den jüngsten Gletscherschutt, so neigte ich zu der Ansicht, daß die Trave auch unterhalb Schlutups erst später entstanden ist und zwar durch den Überlauf des Stausees.

Daß es dem Wasser des Stausees recht wohl möglich war, in dem stark kupierten Endmoränengebiet unterhalb Schlutups bei der Annahme der unveränderten gegenseitigen Höhenlage des Geländes noch in der heutigen 20 m-Höhe und vielleicht noch niedriger einen Abfluß zu finden, lehrt der Blick auf die Ohnesorge'sche Karte[1]). Hier steigt das Land nicht, wie Herr Prof. Gagel (S. 187) behauptet, überall bis über 20 m an, hier liegen ferner größere Flächen noch unter 15 m, und es ist die Möglichkeit, daß hier im heutigen breiten Travetal in dem unruhigen Gelände noch niedrigere Durchlässe vorhanden waren, nicht ohne weiteres abzuweisen.

Herr Prof. Gagel macht S. 187 gegen meine Annahme eines

[1]) Historisch-physikalische Karte der Umgebung von Alt-Lübeck. 1 : 25000. Lübeck 1908 (Zeitschr. d. Ver. f. Lüb. Gesch. u. Altertumsk. X).

spätglazialen — nach ihm postglazialen — Stausees geltend, daß unmittelbar oberhalb des angeblichen Durchbruchstales »erheblich unter der angegebenen Höhe die abflußlosen Kessel der Endmoränenlandschaft liegen, die nicht zugefüllt sind, weder mit Sand noch mit Ton, was bei einem Stausee mit so enormen Wassermassen doch zuerst zu verlangen wäre.« Hier tritt Herr Prof. Gagel zu sich selbst in Widerspruch, denn er weist in den Erläuterungen zu Blatt Ratzeburg und Mölln selbst auf diesen Stausee mit seinem Abfluß zur Elbe mit aller Bestimmtheit hin. Wenn er ferner gegen mich hervorhebt, daß von Strandlinien und Uferterrassen des hypothetischen Stausees »nicht die geringste Spur zu finden ist weder in 12, noch in 20 m Höhe«, und wenn er dann fortfährt: »Das ist die Hypothese des Herrn Prof. Friedrich und ihre Konsequenzen!«, so muß ich erklären, daß der von Herrn Prof. Gagel konstruierte Stausee (siehe auch seine letzte Arbeit, Karte S. 180) und der von mir angenommene Stausee schließlich dasselbe Gebilde sind.

Die »jungdiluviale oder vielleicht schon alluviale« Terrasse um den Ratzeburger See in 10—12 m Meereshöhe (Gagel, Über die geologischen Verhältnisse der Gegend von Ratzeburg und Mölln, S. 73) liegt, wie Herr Prof. Gagel richtig angibt, weit von dem Travedurchbruch entfernt, aber das Gelände nördlich vom Ratzeburger See ist offen, und Herr Prof. Gagel wird mir zugeben, daß ein höher gelegener Wasserspiegel am Ratzeburger See nahezu die gleiche Höhenlage des Wasserspiegels in der Lübecker Niederung zur Folge hatte.

Ich bin mir der Schwierigkeiten wohl bewußt, welche die letzten Phasen aus dem geologischen Werdegang der Lübecker Niederung allen Erklärungsversuchen entgegensetzen, aber ich muß dabei verharren, daß die Entleerung des Stausees bei der Ausgestaltung unserer Flußbetten eine hervorragende Rolle gespielt hat. Eine Hauptschwierigkeit bildet das Vorkommen der Dryastone zwischen dem oberen Talton und den jüngsten Talsanden in niedrigen Höhenlagen der Niederung. Auf Grund dieser Funde hatte ich angenommen, daß sich der Stausee zu einer Zeit

wenigstens zum Teil entleerte, als in ihm der obere Talton als feinste Gletschertrübe zur Ablagerung gelangte, und daß er kurze Zeit darauf noch einmal gebildet wurde. Weil ich der Meinung war, daß die Dryastone über dem Talton bei Lübeck und im Endmoränengebiet bei der Herrenfähre gleichzeitige Gebilde wären, kam ich zu dem Schluß, daß unsere Flußbetten jünger seien als die jüngsten Talsande. Ich habe jetzt eine andere Auffassung gewonnen.

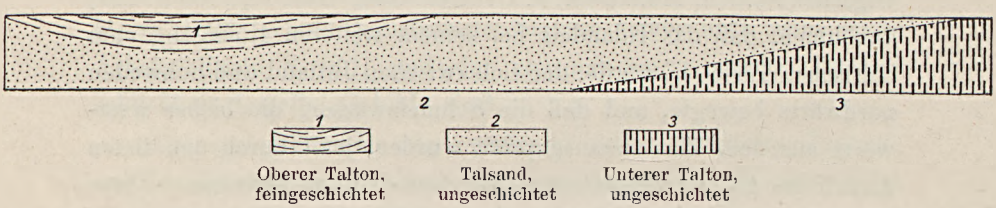
Die Entleerung des Lübecker Stausees konnte erst geschehen, als das Wasser in ein tieferes Niveau abfließen konnte, d. i. zu einer Zeit, als unser Gebiet durch den großen Belt hindurch entwässert wurde. Dieses Ereignis ist wahrscheinlich sehr bald eingetreten, wenn wir mit Wolff (Über die Entstehung der schleswigschen Förden, Monatsber. d. Deutsch. Geol. Ges. 61, 1909 S. 225) annehmen, daß das Inlandeis bei seinem weiteren Rückgang zum baltischen Eisstrom wurde, der sich zwischen Jütland und Schweden nordwärts bewegte, und daß die Schmelzwässer, die bisher westwärts aus dem Eise herausgepreßt wurden, jetzt durch den tiefen Kanal des großen Beltes subglazial nach Norden abflossen. Diese Veränderung trat für Lübeck ein, als sich der obere Talton niederschlug, also lange nach der Entstehung und Zuschüttung der Dryastone im Endmoränengebiet (Herrenfähre). Ob damals im Endmoränengebiet unterhalb Schlutups schon ein einheitlicher Wasserschlauch oder mehrere noch nicht miteinander verbundene Kolke vorhanden waren, wissen wir nicht. Wohl aber glaube ich aus meinen oben dargelegten Erfahrungen den Schluß ziehen zu können, daß bei der Herrenfähre und bei Lübeck, sowie höchstwahrscheinlich auch zwischen Schlutup und Herrenwiek das einheitliche tiefe Flußbett der alten Trave und ihrer Nebenflüsse erst jetzt geschaffen wurde. Die Schwierigkeit der Wasserbeschaffung[1]) ist mit der Wolff'schen Auffassung beseitigt. Der ungeheure

[1]) Auf diese Schwierigkeit der Wasserbeschaffung habe ich in meiner letzten Arbeit (1910, S. 37, Zeile 25) besonders hingewiesen. Ich erwähne dies hier im Gegensatz zu der Bemerkung des Herrn Prof. Gagel, S. 191, die Hypothese der Wasserbeschaffung mache mir keine Mühe.

Wasservorrat des Stausees und längere Zeit nachher auch die dem langsam zurückweichenden Eisrande entströmenden Schmelzwässer waren recht wohl imstande, die gesamte Erosionsarbeit auszuführen.

Die teilweise Überschüttung des oberen Taltones und der Dryastone durch den jüngsten Talsand hat eine erneute Aufstauung des Wassers in der Lübecker Niederung zur Voraussetzung. Die kleinen wannenartigen Einsenkungen im Gebiete des oberen Taltones, in denen uns die Flora und Fauna des Dryastones erhalten sind, sind durch feine, bis 3,5 m mächtige, ungeschichtete Sande so völlig ausgefüllt, daß sie im Oberflächenbilde unserer Landschaft jetzt nicht mehr hervortreten und nur durch zufällige Erdeinschnitte und durch Bohrungen nachgewiesen werden konnten.

Figur 3.



Eisenbahneinschnitt bei der Kronsforder Allee.

Länge : Höhe = 1 : 3, Höhe 3,5 m.

Über die Herkunft dieser Sande wissen wir noch nichts. Vielleicht sind es zum Teil nur umgelagerte, schon vorhandene Talsande. Für die schmale Zone von Sanden, die die Lauerholzniederung in etwa 5—12 m Meereshöhe als Terrasse umsäumen, möchte ich annehmen, daß sie vom höheren Gelände zu einem Stausee hinabgeführt sind. Es ist auffallend, daß der Wasserspiegel dieses jungen Lauerholzsees mit der von Herrn Prof. Gagel am Ratzeburger See nachgewiesenen Terrasse übereinstimmt.

Sind die jüngsten Talsande wenigstens zum Teil als neue Auflagerungen auf dem Boden des ehemaligen Lübecker Stausees aufzufassen, so weisen andere Erscheinungen auf beträchtliche Abtragungen des ehemaligen Seebodens hin. Die ganz isolierte Tal-

tonscholle, die ich beim Umbau des Hauses der Schiffergesellschaft in der oberen Engelsgrube beobachten konnte (1910, S. 5 u. Taf. 1), wird nach dieser Richtung hin immer ihre Bedeutung behalten. In nicht zu verkennender Weise lassen auch sonst vereinzelte Vorkommnisse von oberem Talton (Fig. 3) in der Talsandebene die Wirkungen von abtragenden Kräften erkennen.

7. Marine Konchylien im lübeckischen Diluvium. In meiner etzten Arbeit (1910, S. 39) habe ich alle mir bekannten Funde mariner Schalenreste aus unserem Diluvium zusammengestellt. Inzwischen hat sich ihre Zahl durch neue Funde vermehrt. Die Frage, ob sich diese marinen Konchylienreste zum Teil auf primärer Lagerstätte befinden, wage ich nicht zu beantworten. Da sie sich teils unter dem gesamten Geschiebemergel, teils in den Sanden zwischen zwei Geschiebemergelbänken, teils im Talsand, an einigen Stellen sogar im Geschiebemergel befinden, möchte ich annehmen daß alle diese Vorkommnisse sekundär sind. Auch hier hat Herr Prof. Gagel mancherlei, aber mit Unrecht, auszusetzen. Wenn er behauptet (S. 192), ich hätte von Behlendorf und Hollenbek »verschwemmte marine Konchylien angegeben, ohne allerdings die einzelnen gefundenen Arten anzuführen, so daß man über den Charakter und die Zusammensetzung der Fauna kein Urteil habe«, so bitte ich ihn, in meiner letzten Arbeit S. 40 die vollständige Liste nachzusehen; und wenn er es für »wünschenswert hält, daß die vorkommenden Arten genau angegeben würden« (S. 192), so läßt er damit wieder erkennen, daß er meine Ausführungen nur sehr flüchtig gelesen hat. Bis auf die schlecht erhaltenen Reste von Tapes sind alle Konchylien nach ihrer Spezies genau bestimmt.

Lübeck, den 11. August 1911.

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
III 15008

Sach-Register.

(*Die Fossilnamen sind cursiv gedruckt. — Die Zahlen der Seiten, welche Abbildungen, Profilzeichnungen, Analysen etc. enthalten, und die Tafelnummern sind* ***fett*** *gedruckt.*)

Seite

A.

Abies pectinata 131
Absonderungen im Amphibolit . 8
Acanthoceras Mantelli 327
Acer campestre 128, 137
» *platanoides* 128, 137
Actinocamax granulatus 235
» *verus* 235
» *westfalicus* . . 233, 235
Actinocrinus sp. 425
Aegoceras capricornu 313
Alethopteris sp. 370
Algenwatte **191**
Alnus glutinosa 125, 137
Altdiluviale Durchragung, Lauenburg 144
Amaltheenschichten, Osning . . 313
Amaltheus costatus 314
» *depressus* 314
» *laevis* 314
» *margaritatus* 314
» *spinosus* 314
Amblystegium fluitans 130
Amphibol-Chloritschiefer . . . 32
Amphibolit, Absonderungen . . 8
» Dynamometamorphose 40
» Kontaktmetamorphose 42
Amphibolite Ostthüringens . . . 43
» des Thüringer Waldes Taf. **1—3**
Anarcestes lateseptatus . 443, 449, 475

Seite

Anarcestes Wenkenbachi . 428, 450, 475
Annularia radiata 370
Anoplotheca Ilsae 425, 428, 430, 436, 437, 438, 439, 440, 458, 474
» *lamellosa* 458
» *lepida* 459
» *venusta* 423, 428, 441, 458
Anorganogene Inseln 187
Apatit im Meso-Amphibolit . . 22
Aporrhais speciosa 170
Aptien, Hildesheim 234
Arietenschichten, Osning . . . 313
Artesische Quellen in Ostpreußen 490
Arthrophyllum 428
Astarte elegans 316
» *Kickxii* 170, 172
Asterophyllites grandis 370
» *longifolius* 370
Atmosphärische Verwitterung des Basalts 283
Atrypa reticularis 418, 424, 426, 428, 429, 430, 436, 437, 438, 439, 441, 458
Aucella gryphaeoides 327
» *Keyserlingi* 352
» *Pallasi* 325
» sp. 327
» *volgensis* 325
Aucellina aptiensis 232, 233
» *gryphaeoides* 186
Aufpressungs-Oser 89
Augit, Chloritisierung 271

Seite

Augit in Basalt 254
Avicula sp. 426
Axinus sp. 167

B.

Basalt, Einschlüsse im 257
» , Verwitterung 283
» , lateritische Zersetzung des —s 286
» , Zersetzungsformen des —s 251
» , Zersetzungsprodukte des -s 242
» Bramburg 244, 247, 248, 251
» » , Analyse . . **284**
» » , Mineralbestandteile des —s . 284
» » , Zersetzung des —s 295
» » , Zersetzungsprodukte des —s 286
Basalte des Sollings, Taf. **8—10** 242
Basaltgang, zersetzter 275
Basaltwacke 255
Batrachium sp. 127
Bausandsteinzone des Mittleren Buntsandsteins 149
Belemnites acutus 149
» *canaliculatus* 322
» *fusiformis* . . . 315, 316
» *giganteus* . . . 315, 316
» *minimus* 326
» *paxillosus* 314
» *quadratus* 235
» sp. . . 186, 232, 314, 316
» *subquadratus* 325
» *ultimus* 186
»Bergbaken«. 302
Bernsteinformation im Samland, Taf. **13** 344
Betula alba 124
» *verrucosa* 124
Bi-Ås 83
Biloculina turgida 175
Biotit im Meso-Amphibolit . . 23
Bison priscus 72
»Blaue Erde« 345
Bodenstedt-Lengeder Mulde . . 235

Seite

Bohrung Breetze 172
» Bunzlau 53
» Cranz 350
» Freiwaldau 58
» Heide 186
» Homburg v. d. H. . . 98
» Ladenbeck 181
» Neuengamme, Taf. **7** 162, 166
» Rosenthal 167
» Wauriehen 353, 361, 362, 363, 364, 365, 369
Bohrungen bei Lübeck 503
» im Ögelsee 202
» Steinitten 349
» Tiefstack 181
» Wilhelmsburg bei Hamburg 181
Brasenia purpurea 126
Brauneisenkonglomerat 235
Brauneisenphosphoritkonglomerat 236
Brauneisensteine 276
Bröckelschiefer 220
Brongniartipläner, Osning . . . 328
Buchiola rigida 457
» *sexcostata* 456
Buntsandstein, Germete 148
» Helgoland . . . 184

C.

Calamites sp. 370
Calluna-Eriophoretum, interglaziales 136
» *vulgaris* 129
Capitosaurus nasutus 183
Caprieornu-Schichten Osning . . 313
Cardioceras cordatum 318
Cardiola sexcostata 442
Cardium comatulum . . . 170, 172
» *Kochi* 170
Carex dioica 121
» *filiformis* 121
» *Pseudo-Cyperus* . . 121, 137
» *riparia* 121
» *rostrata* 121
» *sectio Carex* 121
» » *Vignea* 121

Seite

Carex vesicaria 121
Carpinus Betulus 124, 137
Caryophyllaceae sp. sp. 125
Cenococcum geophilum 131
Cenoman, Helgoland 186
» , Lüneburg 186
Cenomankalk, Osning 328
Cenomanmergel, Osning 327
Cenomanpläner, Osning 327
Ceratitenschichten, Osning . . . 312
Ceratophyllum demersum 126
» *submersum* . . . 126
Cervus tarandus 73
Chlorit-Amphibolite des Thüringer Waldes 30
Chloritisierung an Dolerit . . . 270
Chloritschiefer d. Thüringer Waldes 32
Chonetes dilatata 418, 423, 424, 428, 429, 439, 468
» *embryo* 418, 468
» *plebeja* . 423, 424, 425, 428, 429, 468
» *sarcinulata* 423, 424, 428, 429, 430, 441, 468
» *semicircularis* 468
» sp. 425, 437
Coeloceras commune 314
Comarum palustre 127
Conocardium sp. 441
Cordaites sp. 371
Cornbrash, Osning 317
Cornus sanguinea 129
Corydalis fabacea 131
Corylus Avellana 123, 137
Cosmoceras Jason 317
Craniella cassis 424, 469
Crataegus Oxyacantha 127
Creseis maxima Taf. 7, Fig. 1—4 171, 173, **176**
» *striata* 178
Crioceras sp. 329
Cristellaria arcuata 175
» *brachyspira* 175
» *compta* 175
» *declivis* 175
» *depauperata* 175

Seite

Cristellaria gladius 175
» *inornata* 175
» *Kubingii* 175
» *princeps* 175
» *simplex* 175
Cryphaeus atavus 417, 448
Ctenocrinus sp 425
Cucullaea sp. 314
Culmkieselschiefer, Dreiherrnstein 482
Cuvieripläner, Osning 329
Cyclas sp. 324
Cypridea valdendis . . . 319, 323
Cyprina Brongniarti 318
Cyrena Bronni 324
» *ovalis* 324
» sp. sp. 324
Cyrtina heteroclita 425, 428, 429, 437, 439, 440, 441, 462, 473

D.

Dacrydium pygmaeum 170
Dentalium Kickxii 170
Devon, Homburg v. d. H. . . . 93
Diabas, Umwandlung in Amphibolit 13
Diabasdecken, metamorphosierte . 11
Diluviale Flora Norddeutschlands 109
» Senkungen im Taunusvorland 106
Diluvialschotter, Bohrung Wauriechen 362
Diluvium, Homburg v. d. H. . . 99
» lübeckisches 521
» Niederrhein 358
Discina marginata 443
Discoidea cylindrica 328
Dislokationen, jungmiocäne, Solling 246
Dogger, Osning 315
Dolerit, Chloritisierung an . . . 270
» Kugelbildung 267
» Schrumpfungs-Struktur . 267
» Zersetzungsformen des — s 265
» Zersetzungsprodukte, Analyse **297**
Dolerite bei Polier, Zersetzung **263, 265,** 297

Seite

Dolerite bei Polier und Amelith . 263
Doleritwacke 272
Drepanocladus vernicosus . . . 130
Drumlinlandschaft, Nimmersatt, Fig. 11 . . . . . 407, **409**
Dryastone, Lübeck 513
Dulichium spathaceum 120
» *vespiforme* 121
Durchragung, altdiluviale, Lauenburg 144
Dutenkalk (Tutenkalk) . . 313, **433**
Dynamometamorphose an Amphiboliten 40

E.

Einschlüsse in Basalt 257
Eisenerze in Basalt 255
Eis, Rückzugsgeschwindigkeit des 87
Elephas primigenius 73
Emscher, Hildesheim 232
» Osning 329
» Regression des . . . 232
Endmoräne, Collaten 408
» Dolzig bis zur russischen Grenze . . 68, **69**
» Lissa 60
» Lübeck 510
» von der Oder bis Dolzig 60
» Pleschen 71
» zwischen Storchnest und der Oder . . . **61**
Endmoränensande Lübeck . . . 512
Epi-Amphibolit, Thüringer Wald 27
Epidiabas, Ruhla, Analyse . . . **34**
» Thüringer Wald . . 13
Epidot-Amphibolit, Thüringer Wald 29
Equisetum limosum 116
» *palustre* 116
Equus caballus 73
Erdfälle 222
Erdgas, Neuengamme, Analyse . **164**
Eriophoro-Callunetum 114
Eriophoretum, interglaziales . . 136
Eriophorum vaginatum 121
Erosionsdiskordanz 234
Eruptionsspalte, präexistierende . 250

Seite

Eßkohle, Bohrung Waurichen . 374
Estheria Alberti 228
Eupatorium cannabinum 130
Exogyra virgula 318

F.

Faulschlamm (Sapropel) 193
Favosites sp. 439, 440, 469
Fenestella sp. 440, 470
Flammenmergel, Osning . . . 326
Flora, diluviale, Norddeutschlands 109
Fraxinus excelsior 130, 136
Fusus multisulcatus 174

G.

Gangquarz auf Verwerfungen . . 483
Gasausbrüche aus Mooren . 210, 214
Gasbohrung Neuengamme Taf. **7** 162
Gaudryina siphonella 175
Gebirgsbau, Osning 334
Gehängeschutt, Homburg v. d. H. 104
Gekrösefeuerstein 362
Genistpakete 188
Geranium columbinum 132
Germeter Achse . . . 152, 153, 154
Gerölle im Unteren Buntsandstein 226
Geröllhorizont in Serpulit . . . 321
Geschiebemergel, Osning . . . 330
»Gewanderte Hornblende« . . . 14
Gigas-Schichten, Osning . . . 318
Gipskeuper, Osning 312
Gipskeupergräben, Ossendorfer . 154
Gipslager im Mittleren Muschelkalk 311
Glandulina inflata 175
» *laevigata* 175
Glazialerscheinungen, Rummelsberg i. Schl., Taf. **11** . . . 301
Gletschertopf, Rummelsberg, Schlesien 304
Glimmerschiefer, Kontaktmetamorphose 42
Goniatites compressus . . 440, 442, 443
» *Dannenbergi* 442
» *lateseptatus* 442
» *subnautilinus* . . 442, 450

Seite

Goniatites vittatus 442
» *Wenkenbachi* 450
Goniomya sp. 232
Gramineae 120
Granat in Meso-Amphibolit . . 21
Granat-Amphibolit 19
» , Ötztal, Tirol, Analyse . . **34**
»Grauerde« 358
Gresslya gregaria 316
Gr.-Bülten-Adenstedter Mulde . 235
Groß-Rachwitzer Scaphitenmergel 57
Grünsand, Osning 325
Grünstein, Ilmenau, Analyse . . **35**
Gryphaea arcuata 313
» *cymbium* 149

H.

Hamites aequicingulatus 233
» sp. 232
Haplophragmium placenta . . . 175
Hauptlettenkohlensandstein, Germete 149
Hauptterrasse, Niederrhein . . . 359
» Waurichen . . . 361
Hauterivien, Osning 325
Haut-See bei Eisenach . . 188, 189
Hersumer Schichten, Osning . . 318
Heteroceras Reussianum 329
Hexorygmaphyllum ovatum . . . 469
Hippuris vulgaris 129
Hochmoorbildungen, interglaziale 138
Holaster subglobosus 328
Homalonotus laevicauda . . 449, 474
» sp. 449
Hoplites Schrammeni 326
Hornblende, »gewanderte« . . . 14
» in Meso-Amphibolit 19
» -Chloritfels, Ruhla, Analyse **34**
Hydrocharis morsus ranae . . . 120
Hydrodynamische Solquellen, Entstehung 492
Hyolithes sp., Taf. **15**, Fig. 3 443, **471**
Hypnum intermedium 130
» *striatum* 131

Seite

I.

Ilmenit in Dolerit 266
» » Meso-Amphibolit . . 22
Ilseschiefer 426, 430, 474
» , Kieselgallen im . . 430
» , Verlehmungszone im 431
Inoceramen der Kreide 375
Inoceramus acuteplicatus 386
» *acutirostris* 386
» *adunca* 386
» *aequivalvis* 386
» *alatus* 386
» *altus* 387
» *alveatus* 387
» *ambiguus* 387
» *Andersoni* 387
» *andinus* 387
» *anglicus* 387
» *angulosus* 387
» *anisopleurus* 387
» *annulatus* 387
» *aratus* 387
» *argenteus* 387
» *aucella* 387
» *aviculoides* 387
» *Balchii* 387
» *Balli* 387
» *balticus* 388
» *Barabinoi* 388
» *Baumanni* 388
» *Beyrichi* 388
» *biformis* 388
» *bilobatus* 388
» *Böhmi* 388
» *bohemicus* 388
» *Brancoi* 388
» *Brongniarti* 388
» *Brooksi* 389
» *Browni* 389
» *Brunneri* 389
» *calcinatus* 389
» *canadensis* 389
» *cancellatus* 389
» *capax* 389
» *capulus* 389
» *cardissoides* 389

		Seite
Inoceramus	*Carsoni*	232, 318
»	*chamaeformis*	389
»	*comancheanus*	389
»	*complanatus*	389
»	*concentricus*	389
»	*confertim-annulatus*	389
»	*confusus*	389
»	*conicus*	390
»	*Conradi*	390
»	*constrictus*	390
»	*contortus*	390
»	*convexus*	390
»	*Coquandianus*	390
»	*cordiformis*	390
»	*corrugatus*	390
»	*costellatus*	390
»	*cracoviensis*	390
»	*cranium*	390
»	*crassus*	390
»	*crenistriatus*	390
»	*Cripsi*	390, 391, 392
»	*Cumminsi*	392
»	*cuneatus*	392
»	*cuneiformis*	329, 392
»	*curvatus*	392
»	*Cuvieri*	329, 392
»	*cycloides*	392
»	*cymba*	393
»	*Damesi*	393
»	*Decheni*	393
»	*deformis*	393
»	*digitatus*	393
»	*dimidius*	393
»	*diversus*	393
»	*dubius*	314
»	*Ellioti*	393
»	*eocenicus*	393
»	*erectus*	393
»	*Escheri*	393
»	*Etheridgei*	393
»	*Ewaldi*	393
»	*excentrica*	393
»	*eximius*	393
»	*exogyroides*	394
»	*expansus*	394
»	*ezoensis*	394

		Seite
Inoceramus	*fasciatus*	394
»	*Felixi*	394
»	*flaccidus*	394
»	*flexuosus*	394
»	*fragilis*	394
»	*Frechi*	394
»	*Fritschi*	394
»	*Geinitzianus*	394
»	*gibbosus*	394
»	*gibbus*	394
»	*giganteus*	394
»	*Gilberti*	394
»	*glaber*	394
»	*Glatziae*	395
»	*globosus*	395
»	*Goldfussianus*	395
»	*Gosseleti*	395
»	*grandis*	395
»	*gryphaeoides*	395
»	*Haenleini*	395
»	*Haueri*	395
»	*Héberti*	395
»	*hercynicus*	395
»	*Howelli*	395
»	*Humboldti*	395
»	*hungaricus*	395
»	*ibex*	395
»	*impressus*	395
»	*inaequivalvis*	395
»	*incertus*	396
»	*incurvus*	396
»	*inflatus*	396
»	*involutus*	396
»	*irregularis*	396
»	*insulensis*	396
»	*intermedius*	396
»	*Jaccardi*	396
»	*Kiliani*	396
»	*klamathensis*	396
»	*Kleini*	396
»	*Kneri*	396
»	*Koeneni*	396
»	*labiatus*	328, 396
»	*laevigatus*	397
»	*laeviusculus*	397
»	*Lamarckii*	397

		Seite
Inoceramus	*Langi*	397
»	*latus*	397
»	*Laubei*	397
»	*Lerouxi*	397
»	*lezennensis*	397
»	*Lingua*	397
»	*lobatus*	397
»	*lucifer*	398
»	*lunatus*	398
»	*Lynchii*	398
»	*maculatus*	398
»	*Mantelli*	398
»	*marathonensis*	398
»	*maximus*	398
»	*Montezumae*	398
»	*monticuli*	398
»	*moresbyensis*	398
»	*Mortoni*	398
»	*Mülleri*	398
»	*multiplicatus*	398
»	*multistriatus*	398
»	*Munsoni*	399
»	*mytiloides*	399
»	*mytilopsis*	399
»	*nasutus*	399
»	*Naumanni*	399
»	*nebrascensis*	399
»	*neocomiensis*	399
»	*niobrarensis*	399
»	*nobilis*	400
»	*Nowaki*	400
»	*obliquus*	400
»	*oblongus*	400
»	*orbicularis*	327, 400
»	*Ostreopinnites*	400
»	*ovatus*	400
»	*Palacii*	400
»	*paradoxus*	400
»	*peculiaris*	400
»	*pennatus*	400
»	*percostatus*	400
»	*pernoides*	400
»	*perovalis*	400
»	*perplexus*	400
»	*pertenuis*	400
»	*peruanus*	401
Inoceramus	*Picteti*	401
»	*pictus*	401
»	*pinnatus*	401
»	*Piocchi*	401
»	*planus*	401
»	*platinus*	401
»	*plicatus*	401
»	*polyplocus*	315
»	*porrectus*	401
»	*praedigitatus*	401
»	*problematicus*	401
»	*pro-obliquus*	401
»	*propinquus*	401
»	*proximus*	401
»	*pseudomytiloides*	402
»	*pyriformis*	402
»	*quatsinoensis*	402
»	*radians*	402
»	*regularis*	402
»	*Requieni*	402
»	*retrorsus*	402
»	*revelatus*	402
»	*rimosus*	402
»	*robustus*	402
»	*Roemeri*	402
»	*russiensis*	402
»	*sagensis*	402
»	*salebrosus*	403
»	*Salomoni*	403
»	*saxonicus*	403
»	*Schlotheimi*	403
»	*Schlüteri*	403
»	*Schmidti*	403
»	*Schroederi*	403
»	*sebianus*	403
»	*Sensensi*	403
»	*siliqua*	403
»	*simplex*	403
»	*Simpsoni*	403
»	*sinuatus*	403
»	sp.	186
»	*spiralis*	403
»	*Steinmanni*	403
»	*striatus*	404
»	*striato-concentricus*	404
»	*strigosus*	404

	Seite
Inoceramus subcardissoides . . .	404
» *subcompressus* . . .	404
» *subconvexus*	404
» *subdepressus*	404
» *sublabiatus*	404
» *sublaevis*	404
» *subquadratus* . . .	404
» *subsulcatus*	404
» *subtriangulatus* . . .	404
» *subulatus*	404
» *subundatus*	404
» *sulcatus*	404
» *Sutherlandi*	404
» *tegulatus*	405
» *tenuilineatus*	405
» *tenuirostratus* . . .	405
» *tenuirostris*	405
» *tenuis*	405
» *texanus*	405
» *tippanus*	405
» *transsilvanicus* . . .	405
» *transversoplicatus* . .	405
» *triangularis*	405
» *truncatus*	405
» *typicus*	405
» *umbonatus*	405
» *undabundus*	405
» *undulatus*	406
» *undulatoplicatus* . .	406
» *unduloplicatus* . . .	406
» *vancouverensis* . . .	406
» *Vanuxemi*	406
» *varius*	406
» *ventricosus*	406
» *virgatus* . . . 327,	406
» *volviumbonatus* . . .	406
» *Websteri*	406
» *Whitneyi*	406
» *Winkholdi*	406
» *Zitteli*	406
Insel, anorganogene	187
» neu entstandene	187
» » » , im Ögelsee	**199**, 201
» » » , im Seeburger See .	485
Insel, organogene	188
» periodisch versinkende . .	191
Interglazial II, Lauenburg . . .	143
» -e Hochmoorbildungen	138
» -er Torf, Lauenburg .	114
» -es Zwischenmoor . .	136
Iris Pseud-Acorus	122

J.

Juncus conglomeratus	191
Jungmiocäne Dislokationen des Sollings	246
» Schichtenbewegung in Lippe	161

K.

Kaolin s. unter »Rohkaolin«	
Keuper, Calldorf	158
» Germete	149
» Osning	312
Kieselgallen im Ilseschiefer . .	430
Kieseloolithschotter, Bohrung Waurichen	363
Kimmeridge, Transgression . .	331
» Osning	318
Knörze (Knollen)	221
Kohlenflöz, miocänes	362
» -e, Westfalen	323
Kohlenlager, Travemünde . . .	499
Kohlenquarzit, Dreiherrnstein . .	419
Kohlensäuerling, Bodenfelde, Anal.	**280**
» -e, salzhaltige . .	280
Kohlensäure-Ausströmungen . .	283
» » Solling	280
» -Linien	156
Kontaktmetamorphose an Amphibolit .	42
» » Glimmerschiefer	42
Korallenoolith, Osning	318
Kreide, Inoceramen der	375
» Helgoland	185
» Löwenberg-Bunzlau . .	57
» rote, Helgoland	186
» Osning	323
Kugelbildung der Dolerite . . .	267

Seite

Kupfererze in Buntsandstein . . 183
Kuttener Os 85

L.

Labiatae sp. 130
Larix decidua 131
Lateritische Zersetzung von Basalt 286
Leda Deshayesiana . . . 173, 174
» *glaberrima* 170
» *gracilis* 170
» *pygmaea* 167
» *sphaerica* 173
Lepidodendron aculeatum . . . 371
» *obovatum* . . . 370
Lepidophyllum sp. 371
Leptaena corrugata 466
» *minor* 466
» *rhomboidalis* 418, 423, 424, 426, 428, 429, 430, 438, 439, 465
» *rugosa* 441
» sp. 423
» *venusta* 465
Lettenkohle, Osning 312
Lias, Germete 149
» Osning 313
Liasgraben, Volkmarser 151
Limonitisierung . . . 257, 272, 282
Limopsis retifera 170
Lingula sp. 186
Linopteris Brongniarti 370
» *neuropteroides* . . . 370
Litorinabildungen bei Lübeck . 498
Litorinasenkung » » . 498
Lonchopteris rugosa 370
Löß, Niederrhein 358
Lötzener Os 88
Löwenberg-Bunzlauer Kreide . . 57
Löwenberger Mergelsandstein . . 57
Loxonema sp. 453
Lucina Schloenbachi 170
» *teutoburgiensis* 325
Ludwigsdorfer Quader 57
Lunulites hippocrepis 172
Lycopodites carbonaceus 371
Lycopus europaeus 130, 137
Lysimachia Nummularia 132

M.

Macrocephalenschichten, Osning . 317
Magnetit in Meso-Amphibolit . . 22
Malm, Osning 317
Marine Conchylien im lübeckischen Diluvium 521
Mariopteris muricata 370
Marsupites ornatus 235
Melania strombiformis 324
Menyanthes trifoliata 130
Meso-Amphibolit, Apatit in . . 22
» Biotit in . . 23
» Granat in . . 21
» Ilmenit in . . 22
» Magnetit in . 22
» Muscovit in . 23
» Pyrit in . . . 23
» Quarz in . . 23
« Rutil in . . . 22
» Struktur . . 23
-e, Thüringer Wald 18
Metamorphosierte Diabasdecken . 11
Micraster breviporus 329
Miliolina enoplostoma 175
Mimoceras compressum 450
» *gracile* 450
Mineralquellen, Calldorf i. L., Taf. 6 156
» Germete bei Warburg, Taf. 5 . . 155
Mineralwasser, Calldorf, Analyse 157
» Germete, » 146
Miocän, Bohrung Waurichen . . 364
» -es Kohlenflöz 362
Mitteldevon, Dreiherrnstein . . 443
Mitteloligocän, Neuengamme . . 172
Mittlerer Buntsandstein, Bausandsteinzone des —en —s. 149
» Muschelkalk, Gipslager im —en. 311
» » Osning . 310
Moehringia trinervis 125
Mollia sp. 130
Moorkohle 135
Murchisonia Bachelieri 454
» *Chalmosi* 454
» *Losseni* . . . 424, 453

Seite

Murchisonia polita 454
Muschelkalk, Osning 310
Muscovit in Meso-Amphibolit . . 23
Myriophyllum spicatum 129
Mytiloides-Mergel, Osning . . . 328

N.

Najas major 119, 137
Nassa Schlotheimi . . . 167, 169, 170
Natica achatensis 170, 173
» sp. 167
Naticopsis sp. 442, 453
Nephelinbasanit, Analyse . . . **296**
» Verwitterungsprodukte von —, Analyse . . . **296**
Neubildung von Plagioklas . . 19
Neuropteris flexuosa 370
» *gigantea* 370
» *heterophylla* 370
» *obliqua* 370
» *rarinervis* 370
» sp. . . . . .
» *tenuifolia* 370
Neu-Warthauer Horizont . . . 57
Neu-Warthau-Wehrauer Sprung . 58
Nodosaria approximata 175
» *capitata* 175
» *divergens* 175
» *pungens* 175
» *soluta* 175
Nucleospira lens Taf. **15**, Fig. 5 424, 425, 428, **462**
Nucula Chastelii . . . 170, 172, 173
» *lacrima* 316
» *ornata* 316
» sp. 167
» *variabilis* 316
Nummulina germanica 173
Nunatak in Schlesien 303
Nuphar luteum 125
Nymphaea alba 125

O.

Oberdevon, Dreiherrnstein . . . 444
Oberes Mitteldevon, Dreiherrnstein 443

Seite

Oberkoblenz, verkieselt 421
Oberoligocän, Neuengamme . . 171
Oligocän, Bohrung Waurichen . 365
» Steinitten, Phosphorit im **346**
» -e Verwitterungsschichten 367
Oligocänscholle, Steinitten . . . **351**
Olivin, Serpentinisierung des . . 271
» in Basalt 255
Oolithzone, Osning 310
Opalinustone, Osning 315
Oppelia nisus 232, 233
Organogene Inseln 188
Ornatenton, Osning 317
Orthis circularis 441
» *eifliensis* 428, 465
» *hysterita* 427, 428, 429, 430, 438, 463
» *opercularis* var. *sacculus* . 465
» sp. 425, 441
» *striatula* . . 427, 429, 430, 463
» *subcordiformis* . . . 427, 464
» *tetragona* Taf. **14**, Fig. 5a, 5b. 424, 427, **464**
» *triangularis* 428, 429, 437, 439, 464
Orthoceras (*Arthrophyllum*) . . . 451
» *commutatum* . 442, 443, 450
» *crassum* 451
» *regulare* 450
» *vertebratum* 442
Orthothetes umbraculum 424, 425, 428, 429, 430, 465
Os von Bergenthal 83
» » Bodschanowen 83
» » Lötzen 88
» » Kutten 85
» bei Ortern 82
» von Peitschendorf 77
» » Warpuhnen 81
Oser auf Blatt Cabienen . . . 81
» in Ostpreußen, Taf. **4** . . 76
» der Sensburger Seenrinne . 78
» bei Surmowen 82
» » Willudden 87
Osgräben 78, 87, 88
Osrücken bei Sensburg **80**

Seite

Os-Zentren 87
Osning 306
» zwischen Bielefeld und Örlinghausen, Taf. **12** . . . 306
Osningachse 335
Osning-Grünsand 325
Osningsandstein 324
Osningsattel 336
Ossendorfer Gipskeupergräben . 154
Ostrea conica 186
» *Knorri* 317
» sp. 316, 318
» *vesicularis* 349
Otolithus (*Gadidarum*) *elegans* . . 170
» (*Percidarum*) sp. . . . 170

P.

Palāopikrit 446, 482
Palmatopteris furcata 370
Paludina fluviorum 324
Panopaea neocomiensis 325
Parkinsonia bifurcata 315
» *Parkinsoni* 316
» *planulata* 316
Pecopteris sp. 370
Pecten crassitesta 325
» *orbicularis* 232, 233
» *priscus* 314
» *semicingulatus* 170
Pentacrinus basaltiformis . . . 314
Pentamerus Heberti, Taf. **14**, Fig. 7 430, **462**
» aff. *Heberti* 425
? *Peripora variabilis* 171
»Pflanzenbarren« 188
Phacops fecundus 411, 448
» sp. . . . 438, 440, 443, 448
Phasianella sp. 172
Pholadomya sp. 325
Phosphorit, Georgenswalde, Analyse **348**
» Steinitten **346**
Phragmites communis 120
Picea excelsa 117
Pinacites Jugleri . . 443, 448, 475
Pinnularia columnaris 371
Pinus silvestris 118

Seite

Plagioklas, Neubildung von . . 19
Plagioklase in Basalt 254
» » Dolerit . . 266, 273
» » Meso-Amphibolit 20
Plagioklas-Amphibolit 19
» » Brotterode, Analyse . **34**
» » Ötztal, Tirol, Analyse . **35**
» » Ruhla, Anal. **34**
Plagioklasbasalt 254
Pleurodictyum sp. 440, 470
Pleurotoma Duchastelii 170
» *laticlavia* 170
» *turbida* 170
Pleurotomaria sp. 412, 453
Pliocān, Bohrung Waurichen . . 362
Polymorphina amygdaloides . . . 175
» *anceps* 175
» *gibba* 175
» *Humboldtii* . . . 175
» *obtusa* 175
» *problema* 175
» *rotundata* 175
Polyplocus-Schichten, Osning . . 315
Polyptychites latissimus 325
Populus tremula 123
Porphyroide, Schameder . . . 473
Posidonienschiefer, Osning . . . 314
Posidonomya Bronni 314
Posthume Störungen 246
Potamogeton crispus 119
» *densus* 119
» *filiformis* 119
» *natans* 119
» *praelongus* 119
» *pusillus* 119
» *trichoides* 119
» *zosterifolius* . . . 119
Präcretacische Störungen . . . 155
Priwallbohrungen 501
Proetus sp. 440
» 448
Pseudoglaziale Erscheinungen bei Homburg v. d. H. 103
Pseudomonotis echinata 317

Seite
Pseudotruncatulina Dutemplei . . 175
Pterinea fasciculata . 424, 428, 429, 430, 455
» *laevis* 424, 430, 455
» *ovalis* 440, 456
» sp. 418
Puella rigida 423, 443
Pulvinulina Partschiana 175
Pyramidella sp. 167
Pyrit in Meso-Amphibolit . . . 23

Q.

Quader, Ludwigsdorfer 57
Quadratenkreide, Transgression . 240
Quartär, Osning 330
Quarz in Meso-Amphibolit . . . 23
Quellen, artesische, in Ostpreußen 490
Quellhorizont im Ober- und Mitteldevon 447
Quercus pedunculata 125
» *Robur* 125, 136

R.

Rabendockenquader 57
»Rafts« 188
Ranunculus repens 127
Receptaculites? 439
» *eifeliensis* . . . 471
Regression des Emschers . . . 232
Rensselaeria sp. 417
Retzia ferita 428, 459
Rhamnus Frangula 128
Rhinoceros antiquitatis 73
» sp. 73
Rhynchonella curviceps 150
» *furcillata* 150
» *Grasana* 328
» *Henrici*, Taf. **14**, Fig. 6a, 6b . . . 428, 430, **457**
» *lineolata* 186
» *Mantelli* 329
» *Martini* 329
» *multiformis* . . . 325
» *d'Orbignyana*, Taf. **15**, Fig. 6 438, 439, **457**, 474
» *pila* . 424, 428, 429, 457
Seite
Rhynchonella plicatilis 328
» sp. 418, 425
» *variabilis* 314
Rimbecker Senkungsfeld . . . 154
Rippelmarken 420
Rogenstein 223
Rohkaolin 251, 257, 275, 279, 283, 292, 295
Röt, Germete 149
» Helgoland 184
» Osning 309
»Rote Kreide«, Helgoland . . . 186
Rotpläner, Osning 328
Rückzugsgeschwindigkeit des Eises 87
Rutil in Meso-Amphibolit . . . 22

S.

»Sagenit« 22
Salenia petalifera 328
Salix aurita 123
» *Reichardti* 122
» *repens* 131
» *Wimmeri* 122
Salzhaltiger Kohlensäuerling . . 280
Salzhorst, Bahlburg 182
Salzpflanzen der Provinz Brandenburg 494
Salzpflanzen des norddeutschen Flachlandes 487
Salzstellen der Provinz Brandenburg 494
Sander der Storchnester Endmoräne 64
Sandstein, Osning- 324
Sapropelit 198, 202
» -Insel im Stößensee . 192
Säuerling, Volkmarsen 156
Scaphitenmergel, Gr. Rachwitz . 57
Scaphitenpläner, Osning . . . 329
Scaphites Geinitzi 329
Scherfeder Abbruch 154
Schichtenbewegung, jungmiocäne in Lippe 161
Schiefergrube, Banfe 433
Schloenbachia varians 327
Schotter, gefaltet, Homburg v. d. H. 100, **102**, 103

Seite

Schrumpfungs-Struktur der Dolerite 267
Schuttkegel, Homburg v. d. H. . 100
Schwimmende Torfinsel 189
Schwingmoor 188
Scirpus lacustris 120
» sp. 120
»Sedds« 188
Sekundäre Verkieselung 422
Senkungen, diluviale, im Taunusvorland 106
Senkungsfeld, Rimbecker . . . 154
Serpentinisierung der Olivine . . 271
Serpula coacervata 319
Serpulit, Geröllhorizont im . . 321
» Transgression 332
» Osning 319
Siegener Schichten am Dreiherrnstein 416
Silbersande 364
Simbirskites lippiacus 325
» *speetonensis* 325
Solquellen, hydrodynamische Entstehung 492
Solquellen in der Mark 492
» » Ostpreußen . . . 490
» » Pommern 489
» » Westpreußen . . 491
Sorbus hybrida 127
Sparganium minimum 119
» *ramosum* 118
» *simplex* 118
» sp. 118
Sphärosiderite als Zersetzungsprodukte 269
Sphaerospongia Taf. **15**, Fig. 2 . **470**
» *megarhaphis* . . 470
Sphagnum imbricatum 501
Sphenophyllum cuneifolium . . . 370
» *myriophyllum* . . 370
Sphenopteris cf. *Schillingsi* . . . 370
» sp. 370
Spirialis carinata Taf. **7**, Fig. 5a bis 5c 171, 173, **178**
» *hospes* 179
» *parisiensis* 179
» *valvatina* 179

Seite

Spirialis ventricosa 179
Spirifer aculeatus . . 428, 429, 460
» *alatus* 425
» *arduennensis* 424, 429, 440, 561
» *auriculatus* Taf. **15**, Fig. 7 420, 423, 424, 430, 441, **460**
» *carinatus* . . 423, 424, 461
» *cultrijugatus* 425, 428, 430, 460
» *curvatus* 440
» n. sp. 425
» *paradoxus* 420, 423, 424, 425, 428, 429, 461
» sp. . 418, 424, 425, 440, 462
» *speciosus* Taf. **15**, Fig. 8 425, 439, 440, **460**, 474
» *subcuspidatus* 423, 425, 429, 430, 462
» *trisectus* 425, 441
Spiriferensandstein 420
Spiroplecta carinata 175
Stachys palustris 130
Staubeckenablagerungen, Lübeck 501, 520
Stau-Oser 89
Stausee, Lübeck 519
Steinkohlengebirge, Bohrung Wauriehen 369
Stigmaria ficoides 371
Störungen, posthume 246
» präcretacische . . . 155
» Homburg v. d H. . . 98
Stratiotes aloides 120
Streptorhynchus umbraculum . . 425
» » s. auch unter »*Orthothetes*«
Strophcodonta piligera 467
Strophomena comitans . . 466, 475
» *interstrialis* 424, 430, 438, 466
» *minor* . 442, 466, 475
» *piligera* . 423, 428, 429
» *rhomboidalis* . 439, 441
» sp. . 418, 424, 425, 467
Struktur der Meso-Amphibolite . 23
Stufe der *Parkinsonia bifurcata* im Osning 315

Seite

Styliolina laevis 441
» sp. 452
Sumpftorf 114

T.

Talbildung, Lübeck 505
» -en mit Steinen . . . 508
Taunusvorland, diluviale Senkungen im 106
Taxus baccata 116
Tegelenstufe 360
» , Bohrung Waurichen 361
Tektonik, Calldorf 159
» Dreiherrnstein . . . 483
» Germete 150
Tentaculiten im Oberdevon . . 445
Tentaculites acuarius 442, 443, 452, 475
» *maximus* 176
» sp. 417, 452
Terebratelbänke, Osning . . . 310
Terebratula Becksii 329
» *biplicata* 186
» *semiglobosa* 329
» *subsella* 318
Terebratulina chrysalis 186
» *gracilis* 186
Tertiär, Homburg v. d. H. . . . 98
Thalictrum sp. 126
Thermalprozesse 283
Thetis minor 325
Thuidium delicatulum 130
Thüringer Wald, Querprofil . . 6
Tilia platyphyllos 128, 136
» *ulmifolia* 128, 136
Tiphys Schlotheimi 170
»Titanomorphit« 22
Ton, Analyse **294**
» in Basaltschlacke, Analyse . **295**
Torf, interglazialer, Lauenburg . 114
Torfinsel, periodisch auftauchende 191
» schwimmende 189
Torfsattel, durch Aufpressung entstanden **192**
Tornatella pingius 166
Tornoceras circumflexiferum 443, 459
Trachydolerit 266

Seite

Transgression des Kimmeridge . 331
» der Quadratenkreide 240
» des Serpulits . . 332
» des Wealden . . 334
» im Weißen Jura, Osning 330
» -gerölle in Serpulit 332
Trapa natans 128, 137
Travetal, Entstehung . . 497, 515
Trigonia interlaevigata 316
» sp. 318
Trigonocarpus sp. 371
Trimerocephalus micromma 441, 442, 448
Trochitenkalk, Osning 311
Trockenleisten 226
Turbonilla subulata 170
Turon, Osning 328
Turrilites costatus 327
» sp. sp. 327
Turritella sp. 318
» *Geinitzi* 170
Tutenkalk **433**
» -mergel 313

U.

Überquadersandstein 57
Überschiebung, Eggegebirge . . 337
» Osning 336
Umwandlung von Diabas in Amphibolit 13
Unio cf. *Menckei* 324
Unterer Buntsandstein, Gerölle im —n . . . 226
» » auf Blatt Neustadt (Orla) 219, 222
Unterkoblenz-Schichten, Dreiherrnstein 417
Untermiocän, Neuengamme . . 167
» -oligocän, Phosphorit im . 344
Urtica sp. 125

V.

Vaccinium Oxycoccos 129
Valvatina umbilicata . . . 171, 173
Velopecten Studeri 186
Venericardia tuberculata 170

	Seite
Venus concentrica	325
» *neocomiensis*	325
Verkieseltes Oberkoblenz	421
Verkieselung, sekundäre	422
Verlehmungszone des Ilseschiefers	431
Verwerfungsquelle	446
Verwitterung, atmosphärische des Basalts	283
Verwitterungsschichten, oligocäne	367
Viburnum Lantana	130
Viola sp.	128
Volkmarser Liasgraben	151
Vordevon, Homburg v. d. H.	96

W.

Wackentone	251
Waldheimia numismalis	150
» sp.	325
»Wallsteine«	364
Warburger Achse	154
Wasser aus Bohrung Neuengamme, Analyse	**165**
Wealden, Transgression	334
» , Osning	323
Weißer Jura, Osning, Transgression	330
Wellenfurchen	226, 420
Wellenkalk, Osning	310
Wildbachschotter, Hohemark	107
Windschliffe	72
Windschliffsohle in Schlesien	75
Wirbeltier-Horizont, Zalesie	68

Z.

Zaphrentis ovata	425, 436, 437, 438, 439, 440, 469, 474
» sp.	440
Zechstein, Germete	148
Zersetzter Basaltgang	275
Zersetzung des Basaltganges Neuhaus	299
Zersetzung des Bramburgbasalts	296
» » Dolerits Polier	297
» durch Kohlensäure	278
» » kohlensäurehaltiges Wasser	292
Zersetzungsformen des Basalts	251
» » Dolerits	265
Zersetzungsprodukte des Basalts	242
» von Basalten, Analyse	**289**
Zoisit-Amphibolite, Thüringer Wald	28
Zone der *Parkinsonia Württembergica*, Osning	317
Zwischenmoor, interglaziales	136

Orts-Register.

Die Meßtischblätter sind gesperrt gedruckt. — Die Zahlen der Seiten, welche Abbildungen, Profile etc. enthalten, und die Tafelnummern sind ***fett*** *gedruckt.*

Seite

A.

Achenbach 430, 441
Adelebsen 246
Adenstedt 235
Adlig Heyde 345
Ahlendorf 223
Alleringersleben 241
Allermöhe 168, 181
Alt-Buchhorst 493
Altkranz 66
Alt-Marxöwen 84
Alt-Strunz 65
Amelith 272, 279
Attendorf 74
Aweyden 77, 79

B.

Banfe 430, 437, 442, 482
Bargen 64
Beddingen 235
Beelitz 495
Beeskow 199
Beidendorf 507
Bergebersbach 427
Bergedorf 162
Bergedorf 168, 181
Bergenthal 83
Berkenthin 507
Berlin 191
Bermershausen 436
Bernshausen 437

Seite

Biedenkopf 441, 446
Bielefeld 311
Biewende 240
Biezyn 61
Blankenburg 238, 240
Blankensee 508
Bleckede 172
Bodenfelde 280
Bodschanowen 83
Bonenburg 148
Börthen 227
Breidenbach 441, 446
Broistedt 235
Bronikowen 79
Brotterode 5, 15, 21
Brotterode 7
Buchenau 444
Budzilowo 70

C.

Camin 489
Carolinenhorst 124
Charlottenburg 208
Ciechocinek 491
Cichowo 61
Crummendorf 301

D.

Dabelow 191
Dänischburg 510, 514
Darkehmen 89

Seite

Deetz 494
Deutsch-Jeseritz 64
Diete 417
Dieterberg 435
Dill 417
Dillingen 96, 101
Dornholzhausen 105
Dreetz 195
Dreiherrnstein 412
Dreitzsch 221
Driburg 280
Düsseldorf 367

E.

Eibelshausen 418, 483
Eichau 66
Eiershausen 447, 483
Eisenach 188
Eisenberg 223
Eisenhausen 482
Emmerke 232
Erkelenz 359

F.

Feudingen . . . 422, 431, 435, 450
Fischelbach 417, 436
Frechenhausen 446
Friedrichsdorf 96

G.

Gadderbaum . . . 314, 319, 328
Gehrden 234
Geilenkirchen 353
Georgenswalde 348
Gera 223
Gibbischen 410
Gibbischen-Peter 410
Goldkaute 445
Gollenbitz 64
Gollmitz 64
Gönnern 446
Goslar 238
Grafenberg 367
Gräfinghagen 316
Grasswitz 304
Graudusz-Bartel 410

Seite

Gr.-Breitenbach 43
Gr.-Bülten 235
Gr.-Grönau 507
Gr.-Häuslingen 241
Groß-Schauen 496
Grube Fredlar 435
» Gonderbach 422
Grünberg 74
Gurzno 61
Güstrow 198
Gütchensdorf 495

H.

Hainchen 416
Halberstadt 238
Hartmannsdorf 223
Haut-See bei Eisenach . . 188, 189
Heiligelinde 78
Heiligenborn . . . 420, 422, 427
Helgoland 183
Hellinghausen 160, 161
Hemschlar 450
Herbertshausen 439
Heringsdorf 489
Herrenwoek 519
Herste 280
Hesselbach 430, 437
Hillegossen 312, 334, 337
Hirzenhain 447
Hohemark 101, 106
Hohenhausen 158, 161
Homburg v. d. H. 92
Hornsdorf 507
Höxter 280

I.

Ilgen 65
Ilmenau 44
Ingramsdorf 74
Israelsdorf 514

J.

Jakunowken 85
Jarotschin 68

Seite

K.

Kahnsdorf 496
Karkelbeck 408
Kerschken 86
Kiauten 345
Kirdorf 98, 105
Klauspuszen 408
Klein-Köllen 83
Klein-Otten 83
Klein-Schmalkalden 5
Kolberg 489
Königsee 43
Königshöhe 79
Königslutter 240
Kopitzsch 221
Köppern 96, 101
Kraxtepellen 89
Kremmen 495
Kruglanken 88
Krummesse 507
Kunken-Görge 410
Kutten 87

L.

Laasphe 439
Laasphe 445, 483
Labiau 491
Ladenbeck 168
Lagowo 61
Lahnhof 416
Lämmersbagen . . . 328, 333, 337
Langenberg 323
Langenholzhausen 159
Lauenburg a. d. Elbe 109
Lauenburg 167
Lausnitz 223
Legan 509
Lesse 235
Linnefeld 429
Lippen 67
Lissagora 69
Lixfeld 447
Lötzen 88
Lübeck 497
Luckau 496
Lüneburg 143

Seite

M.

Mandeln 420
Mandtkeim 89
Masserberg 43
Merzdorf 65
Mieschkow 68
Miesitz 221
Molbitz 220, 221
Mützlitz 494

N.

Nauen 494
Nemonien 212
Netzen 494
Nickelsdorf 223
Niederdieten 436
Neudorf am Berge 70
Neu-Eben-Ezer 313
Neuhaus 275
Neu-Horsterbusch 211
Neusorge 84
Neustadt 219
Neuwerk 360
Nusse 514
Nuttlar 482

O.

Oberdieten 430, 482
Oberstedten 101
Oberursel 101
Oegelsee 187, 200
Oeynhausen 161
Orlamünde 224
Oschek 69
Osning 306
Ossendorf 154
Ostdeep 314
Ottbergen 280

P.

Palingen 514
Pasewalk 496
Patmos 314
Peckelsheim 153
Peitschendorf 79
Pella 318

Seite

Pennin 32
Pewesin 494
Pichelswerder 209
Pinsk 491
Plön 195
Pohlitz 223
Polier 279
Ponnau 490
Pötrau 112
Potsdam 494
Potzlow 496
Prenzlau 496
Projensdorf 515

R

Raganen 89
Ratzeburg 507
Raumland 431, 435
Reinstedt 238
Rheindahlen 359
Riechstein (Ort) 482
Rietz 494
Roth 417, 418, 430
Rudolstadt 225
Ruhla 5, 8, 15, 21
Rüppershausen 431

S.

Salzungen 281
Sarstedt 234
Sauingen 235
Schameder 449
Schelecken 192
Schiefergrube Banfe 433
Schleusingen 46, 228
Schlinke 435
Schlutup 510, 519
Schmalkalden 7
Schönbōken 509
Schrimm 68
Schwartau 514
Schwetz 491
Schwetzkau 64
Seehausen 496
Seehesten 78
Seifartsdorf 223

Seite

Sensburg 78, 81
Sieker 314, 320, 334
Simmersbach . . . 418, 425, 483
Sperenberg 493
Sprenge 514
Sprottau 74
Stade 442
Stadtremda 225
Stanau 229
Stapelage 336
Steinbrücken 417, 418
Steinitten 345
Steinperf 446, 482
Stieghorst 314
Storchnest 61, 63
Storkow 496
Stössensee 192, 208
Strecknitz 507
Suhl 47
Swinemünde 489

T.

Teistimmen 83
Tevenhausen 160, 161
Thale 238
Theerwisch 84
Thorn 491
Tiefenfurt 59
Tiegenhof 491
Tilsit 490
Travemünde 169
Travetal 497
Trebbin 495
Trebchen 63
Trebnitzer Berge 71
Trechwitz 494
Tremsdorf 495
Trentitten 345
Treuenbrietzen 485
Triptis 224
Twergaiten 344

U.

Uetz 494
Uszaneiten 410

	Seite
V.	
Viersen	360
Viersen	367
Vietz	214
Vlotho	161
Volkholz	420, 437, 474
Volpriehausen	246
W.	
Waake	485
Wallau	442
Wandsbeck	181
Waterboer	328
Wengoyen	84
Wernigerode	240
Wissenbach	440
Willudden	86
Winsen	182
Winterberg	160
Wrachtrup	326
Wolfersdorf	229
Wolzhausen	435, 444, 446
Wüllner	318, 322
Wutha	7
Z.	
Zahren-See	191
Zalesie	72
Zelazno	61
Zossen	495

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
III 15008

Druckfehler und Berichtigungen.

Jahrbuch 1910, Teil II.

S. 363 Zeile 11 von unten lies: »*Pinus*« statt »*Punis*«.
» 395 » 8 » oben » »Igelsbett« statt »Iegelsbett«.

Jahrbuch 1911, Teil I.

S. 235 Zeile 9 von unten lies: »[5])« statt »[6])«.
» 239 » 6 » » » »Rheinisches Schiefergebirge« statt »Erzgebirge«.
» 295 » 6 » » » »Mn O« statt »Ma O«.
» 362 » 17 » oben » »abgerollten« statt »abgerollen«.



Tafel 14.

Fig. 1a, b, c. *Anoplotheca venusta* SCHN. Unterkoblenz-Schichten von Oberstadtfeld. Wachsabdrücke des Steinkerns bezw. Abdruckes, um die ursprüngliche Form zu zeigen. Etwas vergrößert S. 458. 459

Fig. 2a, b, c. *Anoplotheca venusta* SCHN. Oberkoblenz-Schichten von Volkholz. Wachsabdrücke. Vergrößert . . . . . S. 458. 459

Fig. 3a, b, c, d. *Anoplotheca Ilsae* n. sp. Ilseschiefer, oben Wachsabdruck, darunter Steinkern mit erhaltener Spirale, unten Steinkern der kleinen Klappe. Ein wenig vergrößert . . . . . S. 458. 459

Fig. 4a, b. *Anoplotheca lepida* GOLDF. Mitteldevon von Gerolstein. Vergrößert . . . . . S. 458. 459

Fig. 5a, b. *Orthis tetragona* F. ROEM. Wachsabdrücke a, der Stielklappe — b, der Armklappe, die Innenseite der Klappe zeigend, nach einem Steinkern. Oberste Koblenzschichten (Übergangsschichten) des Ober-Ilsetales . . . . . S. 464

Fig. 6a, b. *Rhynchonella* ex aff. *Henrici* BARR. Steinkern a, der Armklappe — b, der Stielklappe. Oberste Koblenzschichten (Übergangsschichten) des Ober-Ilsetales . . . . . S. 457. 458

Fig. 7a, b. *Pentamerus* ex. aff. *Héberti* OEHLERT. Oberste Koblenzschichten von Simmersbach, a Steinkern mit Schloß, b Steinkern einer kleinen Klappe S. 462. 463

Fig. 8. Desgl. Oberste Koblenzschichten (Übergangsschichten) oberhalb Linnefeld. Steinkern der großen Klappe . . . . . S. 462. 463

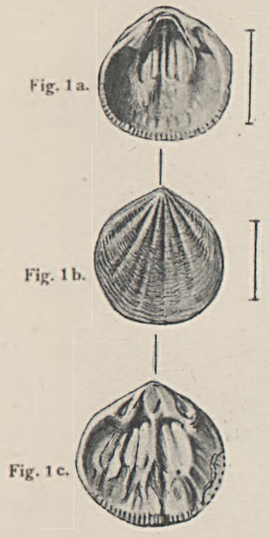

Fig. 1a.

Fig. 1b.

Fig. 1c.

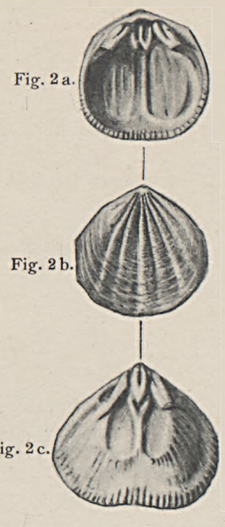

Fig. 2a.

Fig. 2b.

Fig. 2c.

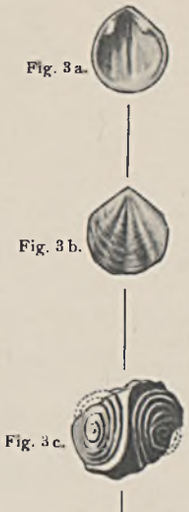

Fig. 3a.

Fig. 3b.

Fig. 3c.

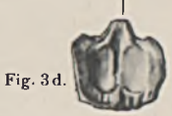

Fig. 3d.


Fig. 4a.

Fig. 4b.

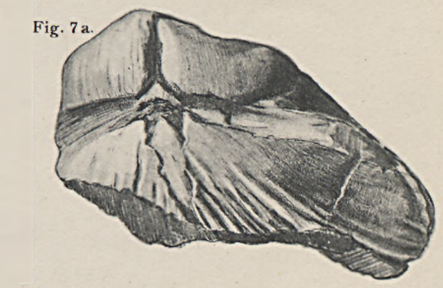

Fig. 5a.

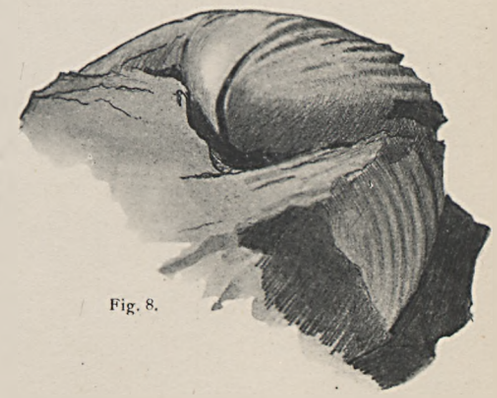

Fig. 5b.


Fig. 6a.


Fig. 6b.


Fig. 7b.


Fig. 7a.


Fig. 8.

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W 35.

Tafel 15.

Fig. 1a, b. *Pterinea ovalis* FOLLMANN. Wachsabdruck, gewonnen durch Ausgießen des Hohlraumes, den die verwitterte Schale hinterließ. Linke Klappe. Ilseschiefer des Ilsetales . . . . . S. 456

Fig. 2a. *Receptaculites* sp. bezw. *Sphaerospongia* ex. aff. *megarhaphis* SCHLÜTER. Ilseschiefer des Unter-Ilsetales . . . . . S. 470

Fig. 3. *Hyolithes* sp. Kalkknollen von Banfe . . . S. 471

Fig. 4a. *Arthrophyllum* BEYR. Kahleberg-Sandstein, Harz S. 451

b. » » Übergangsschichten des Ober-Ilsetales; das zerbrochene Stück ist in der Zeichnung ergänzt . . . . . S. 451

Fig. 5. *Nucleospira lens* SCHN. Oberkoblenz von Volkholz . . . . . S. 462

Fig. 6. *Rhynchonella d'Orbignyana* VERN. Östlich Volkholz, a Wachsabguß der kleinen, b desgl. der großen Klappe . . . . . S. 457

Fig. 7. *Spirifer cultrijugatus* F. ROEM. Übergangsschichten der Heiligenborner Seite. Wachsausguß eines Abdrucks: a des Schlosses von oben, b der großen Klappe, die Ohren zeigend . . . . S. 460

Fig. 8. *Spirifer speciosus* SCHN. Oberkoblenz von Simmersbach . . . . . S. 461

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Fig. 1a.

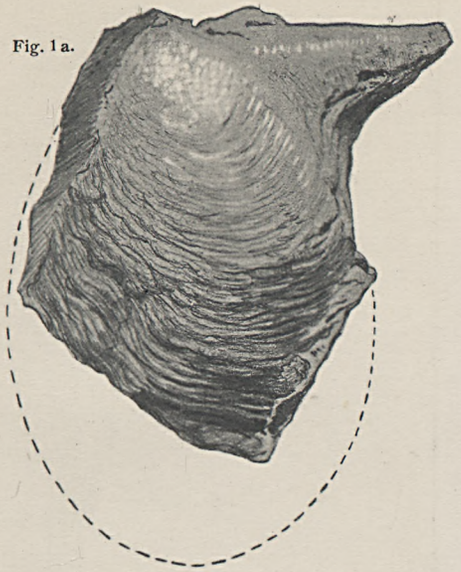


Fig. 1b.

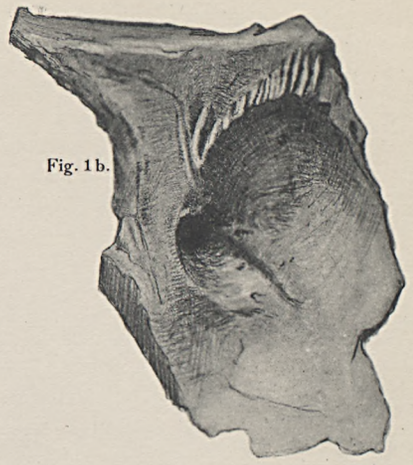


Fig. 2.



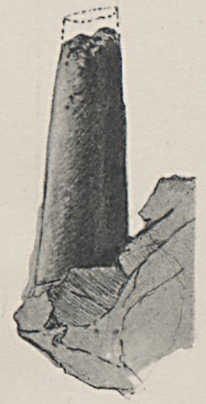


Fig. 3.

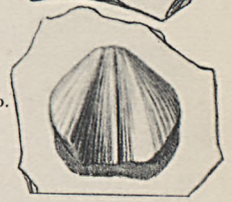
Fig. 5.



Fig. 6a.



Fig. 6b.



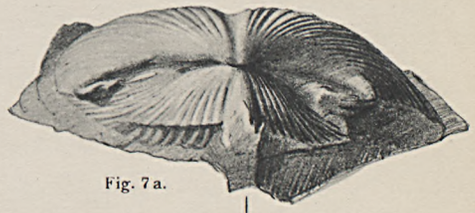


Fig. 7a.

Fig. 7b.

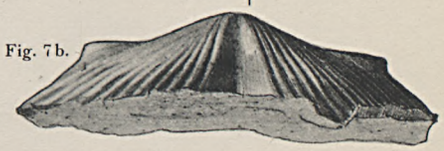




Fig. 4a.



Fig. 4b.

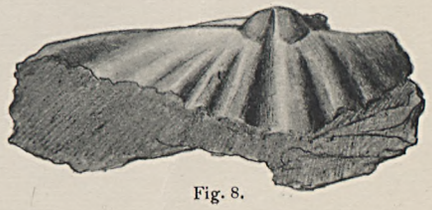


Fig. 8.

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W 35.

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD
GEOLOGII

BIBLIOTEKA
KATEDRY NAUK O ZIEMI
Politechniki Gdańskiej