Jahrbuch

der

Königl. Preussischen

Geologischen

Landesanstalt

Do
1588

XXXIII

1912

Teil II

Do 1588 N>
40

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

1912.

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI CHEMICZNEJ

NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT IN DANZIG. DER
BIBLIOTHEK

Band XXXIII, Teil II.

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

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGJI

Berlin.

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

1914.

7

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
III 15008

Inhalt.

Seite

Die vulkanischen Trümmergesteine von Schackau in der Rhön. Von Herrn H. Gachot in Straßburg. (Hierzu Tafel 1 und 2) 1

Über einen interglazialen Süßwasserkalk von Vevais bei Wriezen. Von Herrn J. Korn in Berlin. (Hierzu Tafel 3) 41

Einige neue oder weniger bekannte Molluskoiden und Mollusken aus deutschem Devon. Von Herrn A. Fuchs in Berlin. (Hierzu Tafel 4—8) . 49

Die geologische Position der Wasserwerke im Oberschlesischen Industriebezirk. Von Herrn R. Michael in Berlin. (Hierzu Tafel 9) . . . 77

Zur Geologie des mittleren Emsgebietes; vergleichende Untersuchungen über die Entwicklung des alten Diluviums im Westen und Osten des norddeutschen Flachlandes. Von Herrn O. Tietze in Berlin. (Hierzu Tafel 10—13 und 11 Textfiguren) 108

Zur Frage der Urstromverbindung zwischen Unterweser und Unterems. Von Herrn F. Schucht in Berlin. (Hierzu Tafel 14) 201

Über einige Ophiuren aus der Trias von Oberschlesien und Thüringen. Von Herrn F. Schöndorf in Hannover. (Mit 4 Figuren) 215

Ein Stegocephalenschädel von Helgoland. Von Herrn H. Schroeder in Berlin. (Hierzu Tafel 15—21) 232

Cultrijugatuszone und Unteres Mitteldevon südlich der Attendorn-Elsper Doppelmulde. Mit einem paläontologischen Anhange. Von Herrn W. E. Schmidt in Berlin. (Hierzu Tafel 22 und 23 und 4 Figuren im Text) 265

Zur weiteren Kenntnis der Quellmoore in Norddeutschland. Von Herrn H. Hess v. Wichdorff in Berlin. (Mit 11 Figuren) 319

Cenomanschichten in Pommern. Von Herrn L. Schulte in Berlin . . . 342

Über die geologischen Bedingungen des preußischen Normalhöhenpunktes. Von Herrn A. Jentzsch in Berlin 350

Das Präzisions-Nivellement Lauenburg-Neustadt-Rheda. Eine Studie zur Frage nach senkrechten Bodenbewegungen. Von Herrn A. Jentzsch in Berlin. (Mit 2 Karten, Tafel 24 und 25) 367

Das Ratzeburger Diluvialprofil und seine Bedeutung für die Gliederung des Schleswig-Holsteinschen Diluviums. Von Herrn C. Gagel in Berlin. (Mit 1 Profil im Text) 385

Über fossilführende Interglazialablagerungen bei Oschersleben und Ummendorf (Prov. Sachsen) und über die Gliederung des Magdeburg-Braunschweigischen Diluviums im allgemeinen. Von Herrn Th. Schmierer in Berlin. (Mit 2 Textfiguren) 400

Neue Beiträge zur Geologie des Niederrheinischen Tieflandes. Stück I und II. Von Herrn G. Fliegel in Berlin. (Hierzu Tafel 24) 418

Amtlicher Teil.

Bericht über die wissenschaftlichen Ergebnisse der geologischen Aufnahmen im Jahre 1912 455

Bericht über die Tätigkeit der Königlichen Geologischen Landesanstalt im Jahre 1912 594

Arbeitsplan der Königlichen Geologischen Landesanstalt für das Jahr 1913 619

Personal-Bestand der Königlich Preußischen Geologischen Landesanstalt am 31. Dezember 1912 633

Sach-Register 646

Orts-Register 661

Druckfehler und Berichtigungen 668

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Die vulkanischen Trümmergesteine von Schackau in der Rhön.

Von Herrn **Heinrich Gachot** in Straßburg.

Hierzu Tafel 1 und 2.

Literatur.

1. 1783. J. C. W. Voigt, Mineralogische Beschreibung des Hochstiftes Fuld. Dessau und Leipzig.
2. 1816. J. Schneider, Naturhistorische Beschreibung des hohen Rhöngebirges. Frankfurt.
3. 1827. K. C. v. Leonhard, Die Phonolithberge der Rhön. Zeitschr. für Min. S. 97 ff.
4. 1845. W. C. J. Gutberlet, Über die Phonolithe und Trachyte der Rhönberge. N. Jahrb. für Min. S. 129 ff.
5. 1852. Ders., Briefl. Mitteilung in Zeitschr. d. D. geol. Ges., Bd. IV, S. 520 ff.
6. 1853. Ders., Einschlüsse in vulkanoidischen Gesteinen, Fulda.
7. 1880. H. Bücking, Basaltische Gesteine aus der Gegend südwestlich vom Thüringer Wald und aus der Rhön. Dieses Jahrbuch für 1880, S. 149 ff.
8. 1894. K. W. v. Gümbel, Geologie von Bayern, Cassel.
9. 1903. H. Bücking, Über die vulkanischen Durchbrüche in der Rhön und am Rande des Vogelberges. Gerland's Beitr. zur Geophysik VI, Heft 2.
10. 1907. Ders., Über einige merkwürdige Vorkommen von Zechstein und Muschelkalk in der Rhön. Festschr. zum 70. Geburtstage von A. v. Koenen.
11. 1907. Ders., Über die Phonolithe der Rhön und ihre Beziehungen zu den basaltischen Gesteinen. Sitzungsber. der Kgl. Preuß. Akad. der Wiss. Berlin XXXVI, S. 699 ff.
12. 1910. Ders., Blatt Kleinsassen der Geol. Spez.-Karte von Preußen nebst Erläuterungen. Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt.
13. 1910. Ders., Die Basalte und Phonolithe der Rhön, ihre Verbreitung und chem. Zusammensetzung. Sitzungsber. der Kgl. Preuß. Akad. der Wiss. Berlin XXIV, S. 490 ff.

Geschichtliches.

Die vulkanischen Trümmergesteine bei Schackau und Kleinsassen in der Rhön sind schon über 100 Jahre bekannt.

Als erster gibt uns Voigt von ihnen Kunde in seiner Mineralogischen Beschreibung des Hochstiftes Fuld (1, 37). Er nennt sie eine »schwarzgraue thonige Lava, in welcher viel Schörlkrystalle (Hornblendekryst.) inneliegen und die an einigen kahlen Rändern ein schaumiges und hökriges Ansehn hat.«

Klarer und wichtiger sind die Mitteilungen, welche Schneider im Jahre 1816 (2, 46) gemacht hat. »Dicht bei diesem Dorfe (Schackau) steht ein schroffer Fels des eigentlichen Basalt- oder Trapptuffes an, der einzige Punkt, wo derselbe in seiner eigentlichen Form erscheint. Er hat ein mittleres Korn und in die Thonmasse von lichtgrauer Farbe sind unendlich viele Krystalle des glasigen Feldspates und einzelne Hornblendesäulchen eingesprengt.«

Elf Jahre später beschreibt K. C. v. Leonhard, der unter Schneider's Führung die Rhön besucht hatte, ausführlich den Tuff »am Stetterain unmittelbar beim Dorfe Schackau« (3, 20ff.) Er kommt zu dem Ergebnis, »daß wir es hier wohl ohne Zweifel mit einem, den Phonolithen zunächst sich anschließenden Tuffe, mit einem Phonolithtuffe zu tun haben«.

Schneider und Leonhard wissen auch, »daß man in der Nähe von Sassen hin und wieder Rollstücke von Glimmerschiefer trifft«. Ihre Abstammung aber bleibt rätselhaft, da man sie fast nur aus dem Thüringer Walde herleiten kann (3, 30).

Nach Leonhard erwähnt zunächst Gutberlet im Jahre 1845 wieder (4, 134) den »an Basalteinschlüssen so reichen Tuff bei Schackau« und später (5, 523) den trachytischen Tuff des Stetterains bei Schackau« und (6, 9) »das so interessante Terrain nordwärts und nordwestlich der Milseburg«. »Man findet da Glimmerschiefer, Gneis und Tonschiefer von einer Ausbildung, wie sie kaum der 18 Stunden entfernte Thüringer Wald und Spessart aufweiset«.

Während die früheren Autoren die Herkunft der krystallinischen Gesteine nicht erklären können, bezw. sie für Geschiebe aus dem Thüringer Wald ansehen, nimmt GUTBERLET an, daß sie durch vulkanische Tätigkeit aus der Tiefe emporgeschleudert wurden. Ihr Vorkommen beweist ihm »wie in unbekanntem Abgrunde unter den Sedimenten hinweg die Schale der krystallinischen Schiefer fortstreichet« (6, 10).

In der Geologie von Bayern kommt GÜMBEL 1894 zweimal (8, 662 u. 669) auf »das tuffähnliche Gestein am Großen Ziegenkopf« zu sprechen. Es umschließt »nicht bloß Brocken von Sanidin, Bimstein, Rotliegendem, Buntsandstein, Wellenkalk, sondern auch reichlich Bruchstücke von Phyllit, Glimmerschiefer, Gneis, Hornblendeschiefer und Granit«. »Daraus ist der Schluß gerechtfertigt, daß dem Rhöngebirge ein innerer tiefer Kern von Urgebirge und permischen Schichten zur Grundlage dient«.

Während alle bisher genannten Forscher sich nur vorübergehend mit einzelnen Aufschlüssen im Gebiete der Agglomerate beschäftigt haben, hat H. BÜCKING in neuerer Zeit durch die geologische Spezialaufnahme des Gebietes (12) die Ausdehnung der vulkanischen Trümmergesteine und ihre Beziehungen zu den umliegenden Sedimenten festgestellt.

In den Erläuterungen zu Blatt Kleinsassen gibt uns der Autor eine kurze Beschreibung und Entstehungsgeschichte der Schlotbreccien und traßähnlichen Gesteine in der Nähe von Kleinsassen (12, 29 u. 30), während er schon früher (7, 151) verschiedene Basaltvarietäten aus dem Konglomerat untersuchte und im Jahre 1903 den Durchbruch am Stetterain geschildert hatte.

Auch in seinen Abhandlungen über die Basalte und Phonolithe der Rhön (11 u. 13) erwähnt BÜCKING mehrfach die Schlotbreccie am Ziegenkopf. Es wird die Altersbeziehung zwischen dem »Tuff von Schackau« und dem Phonolith des Großen Ziegenkopfes erörtert (11, 15, 16, 26 u. 29) und ein »trachytischer Phonolith«, der sich in der »Tuffbreccie« eingeschlossen findet, ausführlich beschrieben (13, 515 u. 516).

Verbreitung der vulkanischen Trümmergesteine.

Heute bedecken die vulkanischen Trümmergesteine bei Schackau und Kleinsassen auf 3 durch Sedimente getrennten, ungleichgroßen Flächen ein Areal von ungefähr 1,1 qkm.

1. Zwischen Schackau, Kleinsassen und Großem Ziegenkopf lagern die Schlotbreccien und tuffähnlichen Gesteine auf einem 0,05 bis 1 km breiten und im Maximum 1,5 km langen Gebiet, dessen Grenzen auf der Westseite von Röt und Muschelkalk, im Süden und Osten von Keuper, Mittlerem Buntsandstein und Muschelkalk und im Bereich der Ziegenköpfe von Phonolith und Basalt gebildet werden.
2. Dicht beim Dorfe Schackau, am Stetterain, »liegt (bis herunter in das Tal und auch im Bachbett anstehend) ein Konglomerat mit vielen Brocken von Muschelkalk und Basalt, früher gewöhnlich als »Phonolithtuff« bezeichnet, über eine elliptische Fläche von 250 m Breite und 500 m Länge ausgedehnt; es ist ringsum von Mittlerem Buntsandstein und Röt umgeben und entspricht offenbar einer alten Schlotausfüllung« (9, 285).
3. Das dritte und kleinste Brecciengebiet im Osten von Kleinsassen, dicht bei dem Hofe Delzen, wird von Mittlerem und Oberem Buntsandstein eingeschlossen.

Zusammensetzung der vulkanischen Trümmergesteine.

Bei den vulkanischen Trümmergesteinen oder Schlotbreccien von Schackau und Kleinsassen lassen sich lockere Auswurfsmassen, Agglomerate und Brockentuffe unterscheiden je nach der Beteiligung und der Beschaffenheit des Bindemittels. Ein und dieselbe Ausbildungsweise hält jedoch gewöhnlich nur auf kurze Erstreckung hin an.

Am besten zugänglich sind die Trümmergesteine in der Nähe von Schackau.

Das am längsten bekannte und schon von Leonhard ausführlich beschriebene Vorkommen liegt am Stetterain, dort, wo die Bieber das Dorf verläßt. Der bewaldete Steilhang auf der

linken Bachseite geht allmählich in senkrechte, kahle Tuffwände über, die annähernd 5 m hoch sind und aus Brockentuff von hellgrauer bis weißer Färbung bestehen.

In dem tuffigen Bindemittel, das hier vorwaltet, liegen viele Basalt- und Muschelkalkbrocken, daneben auch noch reichlich Phonolith und »Sanidinit«; etwas spärlicher vertreten sind Stücke von sanidinartigem Feldspat, Buntsandstein, Rotliegendem und krystallinen Schiefern; selten werden noch beobachtet: lose Augit- und Hornblendekrystalle, Teilstücke von Plagioklas, Blättchen von Biotit, Körner von Magnetit und Titanit.

Die Krystall- und Gesteinsfragmente sind im Tuff regellos verteilt; eine Schichtung läßt sich nicht erkennen, wohl aber ein schaliger Zerfall[1]) parallel der Verwitterungsoberfläche. In der Mitte der Wand stehen die Schalen senkrecht, biegen aber, wie man in einer Rinne beobachten kann, nach oben um, so daß sie über dem Steilabfall eine fast horizontale Lage besitzen.

Mannigfaltiger und zahlreicher als an dem eben genannten Orte sind die Einschlüsse der Breccie am NO.-Fuße der Ziegenköpfe. Hier, im Gewann Saurain, befindet sich der beste Aufschluß des ganzen Gebietes, und zwar an der etwa 5 m breiten und 150 m langen Böschung des Weges, der von Schackau nach dem Ziegenkopf führt. Die Schlotbreccie ist hier braun gefärbt und setzt sich aus den verschiedenartigsten Gesteinen zusammen. Die einen sind Teile des Magmas, dessen hochgespannte Gase den Schlot ausgesprengt haben, und Fragmente tertiärer Eruptivgesteine von älteren Ausbrüchen, die anderen gehören dem Grundgebirge und der darüber lagernden Sedimentdecke an.

»So kann man neben gewöhnlichem Basalt und Phonolith auch schlackigen Basalt, Hornblendebasalt, lose Hornblende- und Augitkrystalle, sodann Sanidinit, trachytische und andesitartige Gesteine, ferner Quarzporhyr, Granit, Gneis, Glimmerschiefer, Quarzitschiefer und Hornblendeschiefer in oft kopfgroßen, meist an den Kanten etwas gerundeten Stücken, daneben aber auch kleine, weiße Milch-

[1]) Diese »Neigung zum schaligen Zerklüften« erwähnt auch schon Schneider (2, 47).

quarze, Stücke von Buntsandstein, Muschelkalk und Rotliegendem sammeln« (11, 29).

Die Größe der Auswürflinge und Bomben ist sehr wechselnd; es finden sich neben haselnußgroßen reichlich solche von Faust- oder Kopfgröße, vereinzelt aber auch Blöcke von 40 cm Durchmesser.

Die Anordnung der Gesteinsfragmente ist meist eine zufällige. Nur am West- und Südabhange des Großen Ziegenkopfes, wo gelbbraune, traßähnliche Tuffe am Fahrweg anstehen, tritt eine deutliche Bankung hervor.

Von der Tuffwand am Stetterain und vom Hauptaufschlußweg im Gewann Saurain stammen die allermeisten der untersuchten Handstücke und Stufen. Sie wurden teilweise von Prof. Bücking im Jahre 1879, zum größeren Teile vom Verfasser im Herbst 1910 und Pfingsten 1911 gesammelt.

Das Bindemittel

ist bei den verschiedenen Arten der Schackauer Trümmergesteine gleich zusammengesetzt.

Es besteht aus staubförmigen, isotropen Ascheteilchen und winzigen Mineralsplittern. Estere wiegen stets vor, die letzteren sind in wechselnden, aber immer untergeordneten Mengen vorhanden und löschen wegen ihrer Feinheit nur sehr unvollkommen aus. Sie sind, soweit sie bestimmbar waren, vorwiegend sanidinartiger Feldspat, zum kleinen Teil Hornblende, Augit und Magnetit.

Zuweilen ist die Zwischenmasse von Calcit durchtränkt, der von zertrümmerten Sedimenten des Muschelkalkes herrührt, sie enthält auch hin und wieder durch Säuren zersetzbare, natronhaltige Silikate, so daß manche Partieen mit Salzsäure aufbrausen, andere eine Gallerte bilden, in welcher Chlornatriumwürfel auskrystallisieren.

Trachyphonolith.

Von den zahlreichen Fragmenten der verschiedenartigsten Gesteine, die in dem grauen oder bräunlichen Bindemittel eingebettet liegen, werden diejenigen, welche dem zum Schlot gehörigen Eruptionsherd entstammen, als Bomben zusammengefaßt.

Die übrigen werden als Auswürflinge oder Einschlüsse bezeichnet und stellen entweder Trümmer von in der Tiefe anstehenden Gesteinen oder in den Krater gestürzte Teile von Sediment- oder Eruptivdecken aus höherem Niveau dar.

Auf Grund der mineralogischen und chemischen Zusammensetzung kann man bei den Bomben unterscheiden zwischen:

phonolithischen (Phonolithen) (s. S. 24),
trachytisch-phonolithischen (Trachyphonolithen)
und
sanidinreichen (Sanidiniten) (s. S. 19).

Die letzteren sind entweder selbständige Bestandteile der Schlotbreccien, oder sie werden in Form nuß- bis faustgroßer Stücke von den Trachyphonolithen umhüllt. Zwischen Sanidiniten und Trachyphonolithen kommen, wenn auch nur sehr selten, Übergangsglieder vor.

Die unter dem Namen Trachyphonolith zusammengefaßten Gesteine hat Bücking als »trachytisch und andesitartig« und als »Ausscheidungen aus phonolithischem Magma« bezeichnet (12, 29). Von der hornblendereichsten Varietät hat er eine ausführliche petrographische Beschreibung gegeben. Sie »erinnert bei ihrem Reichtum an Hornblende und ihrer dichten, grauen Grundmasse äußerlich an Amphibolandesit« und wurde »bis jetzt nur in der Breccie von Schackau, sonst nirgends in der Rhön, gefunden« (13, 516).

Die hornblendeärmeren Gesteine sind oft Trachyten sehr ähnlich und scheinen gleich den amphibolreichen auf das Vorkommen im Gewann Saurain beschränkt zu sein, da sie weder am Stetterain noch bei Delzenhof beobachtet wurden.

Auffallend ist, daß sich unter den hierhergehörigen Gesteinen kaum 2 finden lassen, die vollständig identisch sind, stets kommen im Aufbau der Grundmasse oder in der Zahl und Art der Einsprenglinge größere oder geringere Verschiedenheiten vor.

Die verschiedenen Abarten sind gewöhnlich kompakt ausgebildet, bei vielen ist aber die Grundmasse porös oder enthält einzelne kleinere oder größere, unregelmäßige Hohlräume, welche ganz oder teilweise von Calcit erfüllt sind.

Entsprechend der verschiedenen Zusammensetzung schwankt das spezifische Gewicht bei den einzelnen Gliedern ziemlich beträchtlich; auch ist es größer bei den kompakten als bei den porösen Varietäten. Das höchste spezifische Gewicht wurde bei einer festen, hornblendereichen Stufe zu 2,630 ermittelt, das niedrigste bei einer porösen, hornblendeärmeren zu 2,214.

Der Trachyphonolith ist durchweg porphyrisch entwickelt. Das Mengenverhältnis zwischen den Einsprenglingen und der hell- oder dunkelgrauen Grundmasse beträgt im Durchschnitt 1 : 3; bedeutende Abweichungen in der einen oder anderen Richtung sind jedoch häufig.

Als Einsprenglinge kommen vor: Sanidinartiger Anorthoklas, Plagioklas, Hornblende, Augit, Biotit, Sphen und Apatit. Die drei zuerst genannten sind die häufigsten und wichtigsten, daneben spielen oft noch Augit und Biotit eine, wenn auch untergeordnete Rolle, während Sphen und Apatit auf wenige Bomben beschränkt sind. Bei den hornblendereichen Gesteinen ist Plagioklas häufiger als »Anorthoklas«, bei den amphibolarmen Gliedern ist gewöhnlich das Umgekehrte der Fall.

Manche von den Feldspateinsprenglingen führen zahlreiche, meist zentrisch gehäufte, graue oder schwarze Einschlüsse, sind infolgedessen dunkelgefärbt und treten aus der Grundmasse nur undeutlich hervor.

Die nähere Untersuchung ergab Folgendes: Die Krystalle des sanidinartigen Anorthoklases, den bereits Bücking (13, 516) als solchen erkannt hat, werden bis 2 cm groß, sind breittafelig nach M und werden von M, P, T und y begrenzt; zuweilen bilden sie Karlsbader Zwillinge. Korrosionserscheinungen werden nur selten beobachtet.

Die Auslöschungsschiefe (auf Spaltblättchen gemessen) beträgt im Durchschnitt auf P + $2^1/_2{}^0$, auf M + $7^1/_2{}^0$.

Die größeren Krystalle sind in der Regel »im Innern reich an Einschlüssen von Hornblende, Apatitnadeln, Magnetit, Grundmasse und braunem Glas und erscheinen dadurch meist im Zentrum getrübt« (13, 516). Nur bei einigen Anorthoklasen sind die Ein-

schlüsse randlich gehäuft[1]) (Nr. 223[2]) und 161). Die eingeschlossenen Grundmassepartieen sind unregelmäßig begrenzt und können so groß und so zahlreich werden, daß die Feldspatsubstanz ihnen gegenüber zurücktritt.

Den zonaren Aufbau, der bedingt wird durch die zentrische oder peripherische Anhäufung der Einschlüsse, möchte ich so deuten: in einer Periode ruhigen Wachstums bildeten sich zunächst die klaren Kerne der einen Krystalle, dann folgte eine Zeit stürmischer Krystallisation, während welcher die Bildung der älteren Anorthoklase ihr Ende erreichte und die Ausscheidung der Feldspäte mit trübem Kern begann; infolgedessen beherbergen jene in den Randzonen und diese im Innern so überaus zahlreiche Einschlüsse. Später waren die Bedingungen wieder für ein ruhiges Wachstum günstig, und deshalb ist die äußere Hülle der allein noch fortwachsenden jüngeren Krystalle vollkommen klar und einschlußfrei.

Durch zahlreiche Kieselfluorpräparate wurde ein hoher Natrongehalt festgestellt; die erhaltenen Kryställchen gehörten stets in überwiegender Zahl dem hexagonalen Kieselfluornatrium, zum kleinen Teil dem regulären Kieselfluorkalium an.

Auch das spezifische Gewicht, welches zu 2,585 ermittelt wurde, weist darauf hin, daß ein natronreicher Feldspat vorliegt.

Die Plagioklaseinsprenglinge sind lang prismatisch nach der Brachyachse und zeigen meist eine ebenflächige Begrenzung; nur selten gelangten Krystalle mit magnetitreichen Korrosionsrändern zur Beobachtung (vergl. Bild 1 auf Tafel 2 aus Nr. 165). In der Regel bestehen die Kalknatronfeldspäte aus wenigen oder vielen nach dem Albitgesetz verzwillingten Lamellen. Die kleineren Einsprenglinge sind gewöhnlich gleichmäßig fein lamelliert, während bei den größeren die Zwillingsstreifen oft nicht den ganzen Krystall durchsetzen, sondern auf einzelne, unregelmäßig konturierte Stellen beschränkt sind.

---

[1]) Sie haben dann das gleiche Aussehen wie der in der mikroskopischen Physiographie der Min. von Rosenbusch-Wülfing (I 1, IV. Auflage) auf Tafel X abgebildete Feldspat aus einem Hornblendeandesit in Südserbien.

[2]) Die Nummern bezeichnen die Nr. der Handstücke.

Neben der einfachen Zwillingsbildung läßt sich auch hin und wieder eine doppelte, nach dem Albit- und Periklingesetz, feststellen. Die Krystalle erscheinen dann gegittert und werden von 2 Lamellensystemen durchsetzt, die sich unter wechselndem Winkel, in der Zone der Makroachse unter annähernd 90°, durchkreuzen.

Die Lichtbrechung der lamellierten und gegitterten Feldspäte ist stets deutlich größer als diejenige des Kanadabalsams. Da ferner die Auslöschungsschiefe in Schnitten senkrecht zur Längsfläche M zu $33^1/_2{}^0$ bestimmt wurde, so ist der Plagioklas zwischen dem Labrador und Bytownit einzureihen.

Zonarbau wurde nur ganz vereinzelt beobachtet (in Nr. 9, 164, 300, 223), und zwar liegt dann im Innern ein basischer Kern, den immer saurer werdende Schichten umhüllen.

Neben einheitlichen Krystallen finden sich auch solche, welche mit anderen unregelmäßig verwachsen sind.

Die Plagioklase sind teils frei von Einschlüssen, teils umschließen sie, ähnlich wie die Orthoklase: Magnetit in Körnern und Krystallen, Prismen von Apatit (bis 0,5 mm lang), Stückchen von brauner Hornblende und grünlichem Augit, oft parallel orientiert, Fetzen von braunem Glas und Grundmassepartieen.

Bei einem hornblendereichen Stück (164) trifft man hin und wieder Kalknatronfeldspäte, welche zahlreiche Einlagerungen winziger opaker Stäbchen führen. Diese erweisen sich bei starker Vergrößerung als Kryställchen von Rutil, zum Teil als Zwillinge nach $P\infty$ und erscheinen infolge der Totalreflexion vollkommen dunkel.

Als sekundäre Bildung tritt zuweilen Calcit auf, in einzelnen Fällen so massenhaft, daß man geradezu von Pseudomorphosen von Calcit nach Feldspat reden kann. Der Kalkspat, der größere fleckige Partieen in den sonst frischen Plagioklasen bildet, kommt zuweilen auch in der Grundmasse vor; wahrscheinlich rührt er zum größten Teil von den in der Breccie enthaltenen Muschelkalkstücken her.

Die Hornblenden, von der Form der basaltischen Hornblenden, sind gewöhnlich etwas kleiner als die Feldspäte, erreichen aber immerhin noch beträchtliche Größe (bis 1,7 cm). Sie sind

ziemlich häufig nach $\infty P \infty$ (100) verzwillingt. Die Begrenzung ist fast immer eine ebenflächige, nur da, wo korrodierte Plagioklase vorliegen, zeigen auch die Hornblenden gerundete Kanten oder Grundmasseeinbuchtungen.

Der Pleochroismus ist stark (a gelb, b gelbbraun, c dunkelbraun, manchmal fast schwarz). Die Auslöschungsschiefe auf $\infty P \infty$ (010) beträgt 9^0.

Einschlüsse von Magnetitkörnern und Apatitnadeln sind ziemlich häufig.

Über Verwachsungen mit Augit wird weiter unten berichtet (s. S. 12).

Das spezifische Gewicht der Hornblende wurde mit 3,23 bestimmt.

In einem hornblendereichen Gestein (166) zeigt die Hornblende eine randliche Umwandlung in Biotit. Die Biotitblättchen bilden Haufwerke in den äußersten Zonen der Amphibolkrystalle und liegen in diesen entweder wirr durcheinander oder untereinander annähernd parallel.

Die schwarzen Augitkrystalle werden bis 1 cm groß, zeigen die gewöhnlichen Formen des basaltischen Augites und treten, ähnlich wie jener, in Zwillingen und knäuelförmigen Verwachsungen auf.

Im Dünnschliff lassen sich drei Arten von Augiten, ein violetter, ein grünlich-grauer und ein grüner, unterscheiden.

Der erstere ist ganz schwach pleochroitisch und wurde nur als innerster Kern bei zonar gebauten Krystallen beobachtet (in Nr. 166 und 10); aus der violetten Färbung kann man auf einen Titangehalt schließen.

Der an zweiter Stelle genannte Augit ist der wichtigste. Gewöhnlich ist er von grünlicher, seltener von grauer Farbe, zeigt keinen Pleochroismus und hat eine maximale Auslöschungsschiefe von 48^0. Er gehört demnach zum gewöhnlichen Augit; die gelegentliche grüne Färbung weist auf einen geringen Natrongehalt hin. Bei zonarer Verwachsung umhüllt er den Titanaugit und ist deshalb jünger als dieser.

Auch der grüne Augit kommt, wie der violette, nur in

wenigen Stücken vor (Nr. 60, 166). Er bildet selbständige Einsprenglinge, ist stark pleochroitisch (a gelblich, b gelblichgrün, c dunkelgrün) und läßt eine maximale Auslöschungsschiefe von 54° erkennen. Er ist ebenfalls zum gemeinen Augit zu stellen, nur deutet die intensiv grüne Farbe darauf hin, daß er natronreicher ist als der zweite Augit.

In den Augiten II und III wurden als Einschlüsse bestimmt: Gasporen, braunes Glas und Magnetit in rundlichen Körnern, die hin und wieder mit größeren Glastropfen zusammenhängen.

Auf Klüften und Sprüngen finden sich zuweilen schmutziggrüne chloritische und braune eisenhydroxydreiche Verwitterungsprodukte. Die Zersetzung beginnt auch manchmal am Rande, so daß die Krystalle von einer aus Calcit und Chlorit bestehenden Rinde umgeben sind.

Der bräunlich-grünliche Augit (II) verwächst zuweilen mit der braunen Hornblende. Entweder liegt ein Augitkorn in der Hornblende eingebettet (Nr. 164), ohne daß eine gesetzmäßige Beziehung zwischen Einschluß und Wirt besteht, oder der Augit umschließt in seinen mittleren Zonen rechteckige und unregelmäßig gestaltete, oft an Spaltrissen gelegene Fetzen von Hornblende (Nr. 166, 13, 164). Dieselben sind unter sich und mit den Spaltrissen des Augites parallel orientiert.

Eine regelmäßige Umwachsung von Augit durch Hornblende, wie sie Figur 3 auf Tafel 2 darstellt, wurde nur einmal beobachtet (Nr. 13): Zahlreiche kleine, meist ebenflächig begrenzte, parallel gestellte Hornblenden umsäumen einen Zwilling von Pyroxen; dieser hat die Vertikalachse und anscheinend auch die Sym.-Ebene mit der Hornblende gemein. Auch in das Innere dieses Krystalls verlaufen dunkelbraune unter sich parallel gerichtete Hornblendeadern.

Die eben beschriebenen Erscheinungen finden ihre Erklärung in der Annahme, daß Augit und Hornblende sich teilweise gleichzeitig ausgeschieden und aneinander gelagert haben.

Der Biotit kommt vor in Form von kleinen (bis 1,3 cm großen) sechsseitigen Blättchen von brauner bis rotbrauner Farbe. Einmal wurde er in regelmäßiger Verwachsung mit Augit beobachtet (Nr. 171), wobei die Spaltrisse in beiden parallel verliefen.

Titanit, von der gelblichen Farbe des Sphens und der gewöhnlichen Formausbildung, wird bis $^3/_4$ mm groß und ist nur in 4 Gesteinen (Nr. 13, 301, 38 und 10) festgestellt worden.

Apatit bildet bis 1 mm große gedrungene Prismen, meist ohne ebenflächige Endbegrenzung. In der Regel ist er farblos, nur selten wird er von zahlreichen, nach der Längsachse parallel gelagerten, dunklen Stäbchen durchstäubt und ist dann blaugrau gefärbt und dichroitisch.

Die Grundmasse ist fast immer hypokrystallin, nur selten holokrystallin ausgebildet. Sie besteht hauptsächlich aus Sanidin, neben welchem noch Hornblende und braune oder graue Basis, häufig auch Augit und Biotit auftreten; auch Nephelin gesellt sich manchmal dazu.

Stetige akzessorische Gemengteile sind Magnetit und Apatit.

Der Sanidin bildet meistens Leisten, die durchschnittlich 0,02 mm lang und zuweilen nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt sind.

In glasarmen Bomben, die zu holokrystalliner Ausbildung neigen, besteht die Grundmasse fast ausschließlich aus einem Mosaik kleiner (bis 0,04 mm breiter) und kleinster Sanidinkörner.

Die Feldspatleisten sind, worauf auch Bücking aufmerksam macht (13, 516), teils radial, teils fluidal geordnet, häufig auch intersertal struiert.

Im letzteren Falle umschließen sie nadelförmige Mikrolithe von Ägirinaugit und bilden ein Netzwerk, dessen Maschen von einer braunen Basis, Magnetitkörnchen und wenig Hornblende- oder Augitmikrolithen erfüllt sind (vergl. Bild 2 auf Tafel 2 aus Nr. 163).

Die Hornblendenadeln werden bis 0,15 mm lang und verhalten sich optisch wie die großen Amphiboleinsprenglinge.

Die Augitprismen und -Körner sind von grüngrauer oder häufiger von grüner Farbe. Sie sind deutlich pleochroitisch, haben nur geringe Auslöschungsschiefe (20—30°) und gehören demnach zum Ägirinaugit.

Braune Biotitblättchen von ungefähr derselben Größe wie Hornblende und Augit spielen nur eine ganz untergeordnete Rolle.

Nephelin gelangte nur in wenigen Schliffen zur Beobachtung,

sowohl als schwach aufhellende Zwischenmasse als in Form kleiner Kryställchen (vergl. Bücking 13, 516). Seine Anwesenheit gab sich auch stets bei der Behandlung von Splittern mit Salzsäure kund. Es entstand dann eine Kieselgallerte, in welcher beim Eintrocknen spärlich Chlornatriumwürfelchen zur Ausscheidung gelangten.

Die dunklen Erzkörner haben recht wechselnde Dimensionen, die zuweilen denjenigen der Einsprenglinge gleich werden (bis 1,4 cm). Sie sind zum größten Teil Magnetit, zum kleinen Teil Titaneisen, das eine beginnende Umwandlung in Leukoxen zeigt.

Die Bomben des Trachyphonolithes umschließen ganz vereinzelt in ihrer Rinde nußgroße Brocken von Glimmer- und Hornblendeschiefer und kleinere Stücke von Quarzit, die stets frisch und unverändert sind.

Chemische Zusammensetzung des Trachyphonolithes.

Die erste chemische Analyse eines »trachytischen Phonolithes« aus der Breccie von Schackau wurde im Jahre 1896 von E. v. Seyfried auf Wunsch von Prof. Bücking ausgeführt (Nr. 1 auf Tabelle I). Die analysierte Bombe (Nr. 164), von welcher Figur 6 auf Tafel 2 einen kleinen Ausschnitt in $^5/_6$ nat. Größe darstellt, ist die hornblendereichste, welche gefunden wurde. Sie enthält zahlreiche Einsprenglinge von Hornblende und Plagioklas, vereinzelt auch solche von sanidinartigem Anorthoklas, Augit, Apatit und Magnetit. Die Grundmasse, welche gegenüber den Einsprenglingen etwas zurücktritt, »besteht aus oft radial, seltener fluidal geordneten Leistchen von Sanidin, kleineren Mikrolithen von Ägirinaugit, Kryställchen von Nephelin« (13, 516) und wenig grauer Basis.

Weil bei der Analyse von E. v. Seyfried die Titansäure und der Glühverlust nicht bestimmt worden waren, wurde dieselbe von mir wiederholt[1]). Die neugefundenen Werte sind unter 2 Tabelle I angegeben und weichen nur unwesentlich von den früher ermittelten ab.

Das Material für die dritte Analyse (3) lieferte eine Bombe (Nr. 9), welche dem häufigst vorkommenden Typus entspricht und zwischen den hornblendereichen und den fast hornblendefreien Varie-

[1]) Die Analysen wurden nach den Methoden von Bunsen und Berzelius angefertigt, wobei der Gehalt an TiO_2 colorimetrisch, derjenige an Eisen maßanalytisch bestimmt wurde.

täten ungefähr in der Mitte steht; wir wollen sie deshalb als mittlere Varietät bezeichnen. Das Gestein ist etwas porös und führt Einsprenglinge von Hornblende, Plagioklas, »Anorthoklas« und Biotit. Die Einsprenglinge bilden ungefähr $^1/_4$ des Gesteins, das übrige nimmt die Grundmasse ein. Sie baut sich auf aus radial gruppierten Sanidinleisten, Hornblendemikrolithen, Magnetitkörnchen und wenig brauner Basis. Das niedrige spez. Gew. von 2,575 erklärt sich aus dem Gehalt an Glas und der Porosität des Gesteins.

Tabelle I.

	1	2	3	4	5
	Trachyphonolith			Basalt	Phonolith
	v. Seyfried 1896	Gachot 1911	Gachot 1911	der Rhön	
SiO_2	49,55	50,08	54,65	43,4	58,8
TiO_2	—	1,24	1,09	1,4	0,45
Al_2O_3	25,01	21,68	22,75	17,3	17,6
Fe_2O_3	4,04	3,88	3,40	10,7	5,1
FeO	3,51	4,00	2,18	4,3	0,4
CaO	8,30	7,78	2,04	11,5	3,7
MgO	3,03	2,85	2,19	7,5	0,95
Na_2O	4,52	4,21	6,61	1,35	5,8
K_2O	4,21	3,96	5,25	1,05	4,7
(Glühverlust) H_2O	—	0,55	0,76	1,50	2,5
Summe	102,17	100,23	100,92	100,00	100,00
Spez. Gew.	2,607	2,607	2,575		

Die beiden chemisch untersuchten Gesteine (deren Analysenwerte auf Tabelle I unter 2 und 3 angegeben sind), weisen im Gehalt an Kieselsäure, Kalk und Alkalien beträchtliche Unterschiede auf. Die verhältnismäßig große Kalkmenge des Gesteines 2 ist auf die zahlreichen Einsprenglinge von Plagioklas und Hornblende zurückzuführen, während die höheren Werte für Kieselsäure und Alkalien in Analyse 3 durch Vorwalten der sanidinreichen Grundmasse bedingt werden. Gestein 3 ist hornblendeärmer als das zuerst genannte; man darf deshalb wohl annehmen, daß die gering-

fügigen Differenzen im Titaneisen und Magnesiumgehalt mit der größeren oder geringeren Beteiligung des Amphibolminerals zusammenhängen. Man könnte so auf die Vermutung kommen, daß die Hornblende eine ähnliche chemische Zusammensetzung habe wie die basaltischen Hornblenden der Rhön, welche Frl. Galkin[1]) auf Veranlassung von Prof. Bücking untersucht hat. Dieselben sind titanhaltig und reich an Eisen und Magnesium.

Aus der Zusammenstellung der bisher bekannt gewordenen Analysen der Rhöngesteine, welche Bücking (13) gegeben hat, geht hervor, daß kein anderes tertiäres Eruptivgestein der Rhön eine ähnliche Zusammensetzung aufweist wie der Trachyphonolith von Schackau. Um zu ermitteln, welche Stellung derselbe in chemischer Beziehung zu den basaltischen und phonolithischen Gesteinen der Rhön einnimmt, wurden aus den von Bücking mitgeteilten Gesteinsanalysen (13, 491—515) die Durchschnittswerte für den Basalt und Phonolith berechnet. Sie sind unter 4 und 5 auf Tabelle I angegeben. Ein Vergleich mit den Analysen 2 und 3 zeigt, daß sich der Trachyphonolith seiner chemischen Konstitution nach zwischen Basalt und Phonolith einreihen läßt, und zwar steht er in der Nähe des letzteren. Dies wird besonders deutlich, wenn man jeweils Kieselsäure + Titansäure und die Summen der Oxyde der drei-, zwei- und einwertigen Metalle gegenüberstellt, wie es auf Tabelle II geschehen ist. Für die Genesis ist vor allem wichtig, daß die untersuchten Gesteine basischer sind als die Phonolithe.

Tabelle II.

	2	3	4	5
	Trachyphonolith von Schackau		Basalt der Rhön	Phonolith der Rhön
$SiO_2 + TiO_2$	51,32	55,74	44,80	59,25
$Al_2O_3 + Fe_2O_3$	25,56	26,15	28,00	22,70
$FeO + CaO + MgO$	14,63	6,41	23,30	5,05
$K_2O + Na_2O$	8,17	11,86	2,40	10,50

[1]) X. Galkin, Chem. Untersuchung einiger Hornblenden und Augite aus Basalten der Rhön. N. Jahrb. f. Min., Beil., Bd. XXIX, S. 681 ff.

Vergleich des Trachyphonolithes von Schackau mit dem Laacher Trachyt.

Der Trachyphonolith von Schackau besitzt in chemischer und mineralogischer Beziehung eine große Ähnlichkeit mit den unter dem Namen Laacher Trachyt bekannten Bomben des Laacher Sees. Wenn man die auf Tabelle III angeführten Analysen beider Gesteine vergleicht, erkennt man, daß die mittleren Varietäten (vergl. oben S. 15) ähnlich zusammengesetzt sind, und daß die hornblendereiche Abart des Trachyphonolithes chemisch ungefähr dem dunklen Laacher Trachyt entspricht.

Auch in mineralogischer Beziehung sind viele gemeinsame Züge vorhanden; man erkennt dies besonders bei einer Gegenüberstellung der in beiden gefundenen Gemengteile.

Gemengteile des Trachyphonolithes und	Laacher Trachytes[1]).
Sanidinartiger Anorthoklas	Sanidin[2])
Plagioklas	Plagioklas
Hornblende	Hornblende
Augit	Augit
Biotit	Biotit
Nephelin	Nosean
—	Olivin
Titanit	Titanit
Apatit	Apatit
Magnetit	Magnetit
Titaneisen	Titaneisen
—	Zirkon
Rutil	—
	Tridymit.

[1]) W. Bruhns, a. a. O., S. 346.

[2]) G. v. Rath analysierte den Sanidin eines Noseangesteins (Laacher Trachyt) (Pogg. Ann. 135, S. 563) und fand 6,94 % Na_2O und 6,48 % K_2O. Beide sanidinartigen Feldspäte können deshalb wegen ihres hohen Natrongehaltes sehr gut gegenübergestellt werden (vergl. S. 9).

Tabelle III.

	1	2	3	4	5
	Trachyphonolith		Laacher Trachyt		
	hornblende-reiche Varietät	mittlere Varietät	mittlere Varietät	helle Varietät	dunkle Varietät
	Gachot 1911	Gachot 1911	Dressel [1] 1870	Bruhns [2] 1891	Bruhns [2] 1891
SiO_2	50,08	54,65	54,39	57,40	49,09
TiO_2	1,24	1,09	—	0,41	—
Al_2O_3	21,68	22,75	18,48	23,09	16,00
Fe_2O_3	3,88	3,40	3,91	1,94	7,14
FeO	4,00	2,18	2,54	—	4,30
MnO	—	—	1,24	Spur	0,23
CaO	7,78	2,04	3,99	1,66	8,27
MgO	2,85	2,19	1,03	0,13	5,02
Na_2O	4,21	6,61	6,49	8,12	4,49
K_2O	3,96	5,25	6,06	5,70	4,79
(Glühverlust) H_2O	0,55	0,76	1,14	1,18	0,77
P_2O_5	—	—	0,20	—	—
SO_3	—	—	0,71	0,57	—
Cl	—	—	0,06	—	—
Summe	100,23	100,92	100,24	100,20	100,10
Spezifisches Gewicht	2,607	2,575			

Allerdings machen sich auch beträchtliche Unterschiede geltend. So tritt im Laacher Gestein als wesentlicher Gemengteil Nosean auf, der dem Trachyphonolith von Schackau vollkommen fehlt, dafür erscheint in diesem hin und wieder Nephelin. Ferner spielt Augit im Laacher Trachyt meistens die Rolle der Hornblende im

[1] L. Dressel, Mitteilungen vom Laacher See. Neues Jahrb. für Min. 1870, S. 579.

[2] W. Bruhns, Die Auswürflinge des Laacher Sees in ihren petrographischen und genetischen Beziehungen. Verh. des naturhist. Ver. der preuß. Rheinlande und Westfalen 1891, S. 298.

Schackauer Gestein. In dem letzteren wurde auch kein Olivin angetroffen; diesem Unterschied ist jedoch weniger Bedeutung zuzumessen, da der Olivin in seinem Vorkommen auf die dunklen Varietäten des Laacher Gesteins beschränkt ist.

Sanidinit.

Sanidinit-Bomben von Schackau kennt schon K. C. v. LEONHARD; er bezeichnet sie als »Massen verglaster feldspatiger Substanz« (3, 25). Sie sind meist nur klein, unter Faustgröße, und lassen sich dem äußeren Aussehen und der mineralogischen Zusammensetzung nach mehreren Arten zuteilen, die durch Übergänge miteinander verbunden sind. Die Vertreter des ersten Typus sind grobkörnig (Korngröße 8 mm), ziemlich reich an braunem Glas und enthalten zwischen den Sanidinkörnern zahlreiche, unregelmäßige Hohlräume. Ihre Farbe ist dunkelgrau. Zum zweiten Typus gehören Sanidinite von mittel- bis feinkörniger Struktur. Sie führen wenig Glas, haben deshalb eine hellere Farbe und besitzen nur wenige kleine Drusen.

Ein dritter Typus wird gebildet von kompakten, fast glasfreien, weißen, feldspatigen Gesteinen, die aus zahlreichen kleinen (0,5 mm großen) und wenigen größeren Feldspatkörnern bestehen.

Am häufigsten sind die beiden ersten Varietäten. Man erkennt bei ihnen mit bloßem Auge neben dem vorherrschenden »Sanidin« hier und da bräunliche Zirkonkrystalle (bis 1 mm groß), gelbe Titanite und kleine Oktaeder von Magnetit. Die Vertreter des zweiten Typus führen außerdem noch schwarze (bis 2 cm große) schlackige Augitkrystalle der gewöhnlichen Form und enthalten in den Drusenräumen, in Form dünner gelblicher Krusten, sekundäre Ausscheidungen von Kalkspat und besonders von chalcedonartiger Substanz.

Bei den dunkelgrauen grobkörnigen Sanidiniten (Typus I) trifft man neben den obengenannten Mineralien ab und zu noch dunkelbraune Biotitblättchen und sehr selten auch schwarze Hornblendeprismen.

Die Sanidinite des dritten Typus sind sehr selten. Ihr Gesteinsgewebe baut sich auf aus sehr vielen kleinen und wenig

großen miteinander verzapften Feldspatkörnern, zwischen denen hin und wieder unregelmäßig begrenzte Stückchen von brauner Hornblende eingebettet liegen.

Einen Übergang zwischen drusenarmer (II) und drusenreicher (I) Varietät kann man an der größten gefundenen Bombe (Nr. 173) beobachten. Das Innere derselben setzt sich zusammen aus einem bröckligen, mittelkörnigen Gemenge gelbgrauer Sanidinkörner, nach außen stellen sich bei abnehmender Korngröße zahlreiche drusige Hohlräume ein, deren Wandungen von einer $^1/_2$ mm dicken Lage von Calcit und Chalcedon bedeckt sind. Die dünne Rinde, welche den Sanidinit umschließt, hat die Zusammensetzung der mittleren Varietät des Trachyphonolithes.

Der Hauptgemengteil der Sanidinite, der Sanidin, erscheint gewöhnlich in unregelmäßig begrenzten Körnern, nur selten zeigt er deutliche Krystallform und ist dann tafelig nach M entwickelt. Bei einzelnen großen Krystallen (in Nr. 44) sind die gerundeten Enden von kleinen, spießigen Feldspatnadeln umwachsen, welche sämtlich untereinander und parallel zur Längsrichtung (c-Achse) orientiert sind (vergl. Bild 4 auf Tafel 2). Da die Spaltblättchen nach P um $+ ^1/_2$ bis $+ 2^0$, diejenigen nach M um $+ 8^1/_2$ bis $+ 9^0$ schief gegen die Kante PM auslöschen, und da ferner in Schnitten $\perp$ c die Auslöschungsschiefe zu 9^0, in Schnitten $\perp$ a zu 88^0 bestimmt wurde, so ist der Feldspat triklin und ist optisch ähnlich orientiert wie der Anorthoklas.

Hin und wieder kommt eine unregelmäßige Durchdringung mehrerer Krystalle vor, dieselbe wird erst bei gekreuzten Nicols sichtbar und bedingt, daß die verschiedenen Teile nicht gleichzeitig auslöschen.

Auch eine lamellare Verwachsung mit Albit, die erst bei 100facher Vergrößerung deutlich wird, konnte an wenigen Körnern beobachtet werden.

Einschlüsse von rundlichen, braunen, magnetitreichen Glastropfen und Gasporenzügen sind häufig, solche von Apatit sehr selten (in Nr. 293).

Durch die chemische Untersuchung, die weiter unten näher besprochen wird, und durch zahlreiche Kieselfluorpräparate wurde

immer ein starkes Vorwalten von Natron gegenüber dem Kali festgestellt. Der Feldspat ist deshalb und wegen seines optischen Verhaltens als sanidinartiger Anorthoklas zu bezeichnen.

Das Material für die quantitative chemische Analyse stammt von einem grobkörnigen dunkelgrauen Sanidinit (I. Typus) (Nr. 293). Es wurde durch Auslesen und durch Trennung mit THOULET-scher Lösung gewonnen. Aus dem groben Gesteinspulver wurden zunächst mit der Lupe die wasserklaren, einschlußfreien Sanidinstückchen ausgesucht. Was übrig blieb, wurde zerstoßen, bis die meisten Körnchen $^1/_2$—$^1/_4$ mm groß waren; weiteres Zerkleinern erwies sich nicht als vorteilhaft.

Nachdem mit dem Magneten die wenigen Magnetitpartikel entfernt waren, wurde das Pulver mit THOULET'scher Lösung behandelt. Auf diese Weise wurden 9 verschieden schwere Portionen erhalten. Schwerer als 2,611 waren nur geringfügige Anteile, vor allem die Zirkone, leichter als 2,44 wenige schlackige, dunkelgraue, glasreiche Teilchen. Das meiste und reinste Material besaß ein spezifisches Gewicht von 2,565—2,581. Weil aber an vielen Sanidinkörnchen noch dunkle Glaspartikel hafteten, wurde ein nochmaliges Aussuchen mit der Lupe notwendig.

Zur Analyse wurden auch die zuerst ausgesuchten Sanidinstückchen verwandt. Das mittlere spezifische Gewicht mehrerer derselben betrug 2,575, dem auch dasjenige der zuletzt gewonnenen Feldspatfragmente gleich kam. Das zur chemischen Bestimmung (vergl. Analyse 1 auf Tabelle IV) verwandte Material konnte nicht vollständig rein erhalten werden; es waren ihm immer noch geringe Mengen dunkler Basis beigemischt, und auf diese ist der Gehalt an Eisen, Magnesium und Calcium der Analyse 1 zurückzuführen.

Der hohe Natrongehalt (An. 1) rührt vielleicht zum kleinen Teil von eingelagertem Albit her, denn weder durch Auslesen noch durch Trennung mit THOULET'scher Lösung ließ sich dieser Feldspat ganz beseitigen; vielleicht sind auch submikroskopische Albitlamellen in dem Sanidin vorhanden. Jedenfalls ist der größte Teil des gefundenen Natrons durch isomorphe Mischung von $K_2Al_2Si_6O_{16}$(Or) mit $Na_2Al_2Si_6O_{16}$(Ab) zu erklären; und zwar

Tabelle IV.

	1	2	3	4
	Sanidin von Schackau Gachot 1911	Berechnet für Or_2Ab_5	Sanidin von Laach G. v. Rath 1868	Berechnet für Or_3Ab_1
SiO_2	65,70	67,63	64,59	66,12
TiO_2	Spur	—	—	—
Al_2O_3	17,89	19,06	18,78	18,64
Fe_2O_3	1,22	—	—	—
MgO	0,30	—	—	—
BaO	—	—	0,41	—
CaO	1,54	—	0,50	—
Na_2O	9,05	8,29	4,29	3,78
K_2O	4,70	5,02	11,70	11,45
(Glühverlust) H_2O	—	—	0,11	—
Summe	100,40	100,00	100,38	100,00
Spezifisches Gewicht	2,575		2,556	

würde etwa 1 Teil Kalifeldspat mit 2,5 Teilen Natronfeldspat verbunden sein und dem Sanidin von Schackau demnach die Formel Or_2Ab_5 entsprechen. Die aus dem Mischungsverhältnis Or_2Ab_5 berechneten theoretischen Werte sind oben in Tabelle IV unter 2 angegeben. Da die Gruppe der triklinen Kalinatronfeldspäte in ihrer Zusammensetzung zwischen Or_2Ab_3 und Or_1Ab_6 schwankt[1]), so kann man auch schon aus der Mischungsformel Or_2Ab_5 auf das asymmetrische optische Verhalten des Sanidins von Schackau schließen.

Zwischen unserem Sanidin und dem Sanidin aus einem Sanidinit von Laach, den G. v. Rath[2]) analysiert hat (seine Analyse ist in der Tabelle IV unter 3 angegeben), besteht ein beträchtlicher Unterschied im Gehalt von Kali und Natron. Der Laacher Feld-

[1]) H. Rosenbusch, Mikrosk. Phys., 4. Aufl. I, 2, S. 325.

[2]) G. v. Rath, Chem. Zusammensetzung des Laacher Sanidins 1868. Pogg. Ann. 135, S. 561 ff.

spat hat die allgemeine Formel $Or_2 Ab_1$ (theoretische Werte siehe unter 4 Tabelle IV) und enthält weit mehr Kali als Natron. Vielleicht hat dies seinen Grund in der verschiedenartigen Genesis beider Sanidinite (s. S. 31 f.).

Über einige der obengenannten (S. 19) Mineralien, welche außer Sanidin am Aufbau der Sanidinite teilnehmen, ist Folgendes zu bemerken:

Der Augit besitzt die gewöhnliche Ausbildung des basaltischen Augites. Er ist deutlich pleochroitisch (a gelb, b gelbgrün, c saftgrün) und weist eine größte Auslöschungsschiefe von 56° auf. Er steht demnach zwischen dem gemeinen und dem Ägirin-Augit. Einschlüsse von z. T. großen Magnetitkörnern sind sehr häufig.

Die Zirkonkrystalle besitzen leicht gerundete Flächen; anscheinend werden sie von ∞P (110) und P (111) begrenzt. Im Dünnschliff erscheinen sie lichtrosa und lassen in Basisschnitten eine deutliche Spaltbarkeit nach ∞P (110) oder P (111) erkennen.

Hornblende, von der Größe der Sanidinkörner, wurde nur in einem Sanidinit (Nr. 82), der einen Übergang zum Trachyphonolith darstellt, angetroffen. Ihrem optischen Verhalten nach gehört sie zur basaltischen Hornblende.

Die nichtfeldspatigen Gemengteile der Sanidinite kommen entweder einzeln zwischen den Sanidinkörnern vor, oder sie liegen in Nestern zusammen. Figur 5 auf Tafel 2 zeigt eine solche nestartige Gruppierung von Zirkon, Biotit und Magnetit (aus Nr. 18). Eine ähnliche Anhäufung der Nebengemengteile wurde auch in Nr. 19 aufgefunden; an ihrem Aufbau beteiligen sich große Augitkörner, Magnetit und Titanitkrystalle, ganz spärlich auch Zirkon.

Als Zwischenmasse ist stets braunes Glas anzutreffen. Es bildet oft nur eine dünne Membran zwischen den Feldspatkörnern; wo es reichlicher vorkommt, enthält es viele Magnetitpartikel. In einem Sanidinit (Nr. 292) ist eine braune Füllmasse sehr reichlich vorhanden. Sie verhält sich optisch anisotrop, zeigt Aggregatpolarisation und weist an manchen Stellen eine sphärolithähnliche Struktur auf. Durch Säure wird diese Substanz nicht zersetzt und liefert keine färbbare Gallerte. Es liegt demnach keine Basis vor, die in durch Salzsäure zersetzbare Mineralien, etwa Zeolithe,

umgewandelt ist, sondern es handelt sich um andere krystallinische Umwandlungsprodukte.

Bei 2 Sanidiniten (Nr. 82 u. 44) besteht die Zwischenmasse aus intersertal und radial gestellten Sanidinleisten, Hornblendemikrolithen, Magnetitkörnchen und wenig brauner Basis. Sie verhält sich demnach hier ganz ähnlich wie die Grundmasse mancher Trachyphonolithe. Man kann diese Gesteine zusammen mit einem dritten (Nr. 299), welches neben »Sanidin« auch Plagioklas führt, als Übergangsglieder zwischen den Sanidiniten und dem Trachyphonolith ansehen.

Auswürflinge und Bomben normaler tertiärer Eruptivgesteine.

Phonolith.

Von Phonolith finden sich in der Schlotbreccie von Schackau kleine eckige Splitter, flache und rundliche, hand- und faustgroße Bruchstücke, minder häufig auch Brocken von Kopfgröße und selten (z. B. am Stetterain und zwischen Saurain und Kleinsassen) Blöcke von 1 m Durchmesser.

Nach der größeren oder geringeren Beteiligung des Nephelins am Aufbau der stets holokrystallin entwickelten Grundmasse kann man, wie auch sonst in der Rhön, nephelinreiche und nephelinarme Phonolithe unterscheiden. Die letzteren sind häufiger als die zuerst genannten und sind teils den andesitischen, teils den trachytischen Phonolithen zuzurechnen.

Die nephelinitoiden Phonolithe sind durch (bis 12 mm große) Einsprenglinge von Sanidin porphyrisch entwickelt. Gelegentlich kommen auch Ägirinaugit, Hornblende, Biotit, selten auch Kalknatronfeldspäte in größeren Krystallen vor. Der Nephelingehalt dieser Phonolithe verrät sich, solange sie frisch sind, durch den Fettglanz der Bruchflächen, auch geben sie dann mit Salzsäure behandelt eine Kieselgallerte, in der sich beim Eintrocknen Chlornatriumwürfel ausscheiden. Unter Einwirkung der Atmosphärilien bedecken sie sich mit einer oft mehrere mm dicken graugelben

Verwitterungsrinde, welche mit Chlorwasserstoffsäure nicht mehr in der oben angegebenen Weise reagiert, in der also der Nephelin vollständig zerstört ist und auch keine zeolithischen Umwandlungsprodukte auftreten.

Auch die andesitischen Phonolithe sind durch zahlreiche Einsprenglinge von weißem bis gelblichem Plagioklas und wasserklarem Sanidin porphyrisch struiert.

Zur Gruppe der trachytoiden Phonolithe gehören Gesteine, die nur wenige größere Krystalle von Sanidin und Plagioklas führen oder vollkommen dicht erscheinen. Im letzteren Falle sind sie frei von Kalknatronfeldspat. In den andesitischen und trachytischen Phonolithen ist Nephelin nur sehr spärlich oder garnicht vorhanden. Wenigstens entsteht bei ihnen bei der Behandlung mit Salzsäure nur sehr wenig Gallerte, und in dieser gelangen nur ganz vereinzelte oder gar keine Chlornatriumkryställchen zur Ausscheidung.

Die Einsprenglinge von Ägirinaugit, die sich in fast allen, und von Biotit, die sich nur in einigen der untersuchten Stücke finden, bieten nichts Auffallendes, dagegen ist über die porphyrisch hervortretenden Krystalle von Sanidin, Plagioklas und Hornblende noch Folgendes zu sagen.

Die Sanidineinsprenglinge erscheinen dicktafelig nach M, sie sind teils ebenflächig begrenzt, teils kantengerundet und zeigen selten Grundmasseeinbuchtungen. Zahlreiche zentrisch gehäufte oder gleichmäßig in den Krystallen verteilte Einschlüsse von Apatitnadeln, Magnetitkörnern, Augitmikrolithen, Hornblendestücken und braunen Glastropfen sind häufig anzutreffen.

Der Plagioklas ist langgestreckt nach der Brachydiagonale und unterscheidet sich vom »Sanidin« durch polysynthetische Zwillingsbildung. Nach Lichtbrechung und Auslöschungsschiefe gehört er zum Oligoklas. Als Einschlüsse bemerkt man Gasporenzüge, Magnetitkörner und farblose, im auffallenden Licht diamantglänzende Zirkonkryställchen.

In Nr. 36 zeigen die Krystalle des Kalknatronfeldspates eine eigenartige Zersetzung. Parallel den Spaltrissen (nach P und M)

hat sich in dünnen Lagen Chalcedon abgelagert, während die die Maschen zwischen den Chalcedonlamellen ausfüllende Feldspatsubstanz in gelbgraue kaolinähnliche Produkte umgewandelt ist. Mit bloßem Auge erkennt man nun zwei sich nahezu rechtwinklig durchkreuzende Lamellensysteme, welche die Krystalle in lauter kleine (nur etwa $^1/_4$ mm breite) Zellen zerlegen, die entweder von erdigem Kaolin erfüllt sind oder dadurch, daß derselbe herausgefallen ist, leer erscheinen.

Die Hornblende findet sich nur in stark korrodierten Krystallen von kleineren Dimensionen als die Feldspäte. Die wenigen erhaltenen Reste des ursprünglichen Minerals verhalten sich in optischer Beziehung ganz ähnlich wie die basaltische Hornblende. Die Hauptmasse der Amphibolsubstanz ist umgewandelt in gelbliche, oft untereinander und den Spaltrissen der Hornblende parallel gestellte Augitprismen, Magnetit-Körner und -Krystalle und farbloses Glas.

Basalt.

Die Einschlüsse von Basalt haben durchweg rundliche Gestalt und besitzen meist Faust- oder Kopfgröße, seltener erreichen sie einen Durchmesser von 40 cm. Ihre Farbe wechselt je nach dem Erhaltungszustand. Sie geht bei der Verwitterung von schwarz und bläulich-schwarz in grau und schließlich in graubraun über, auch ein kokkolithischer Zerfall kommt öfters vor. Die Struktur ist gewöhnlich eine porphyrische, weniger häufig eine gleichmäßig dichte; auch eine drusige Beschaffenheit wurde ab und zu beobachtet. Nach ihrem Mineralbestand ordnen sich die 57 näher untersuchten Basalte in Feldspatbasalte, Nephelinbasanite, Basanitoide, Limburgite, Hornblendebasalte und Nephelintephrite[1]).

Die Feldspatbasalte und Nephelinbasanite stellen die häufigst vorkommenden Glieder der Basaltfamilie dar. Von ersteren

[1]) Bekanntlich wurde von Zirkel (Basaltgesteine, Bonn. 1870, S. 156 u. 157) auch Leucitbasalt von Schackau beschrieben. Doch hat schon im Jahre 1880 (7, 150 u. 151) Bücking darauf hingewiesen, daß Leucitbasalt bei Schackau nicht vorkommt. Auch in keinem der 57 von mir untersuchten Basalte wurde Leucit beobachtet.

gelangten 13, von letzteren 14 zur Untersuchung. Sie sind teils glasfrei, teils besitzen sie wenig farblose oder bräunliche Basis. Fluidalstruktur, bedingt durch parallele Orientierung der Plagioklasleisten, wurde ziemlich häufig beobachtet.

Neben Basanit ist auch Basanitoid, anscheinend nur sehr spärlich, in der Breccie vertreten. Das einzige gefundene Bruchstück dieses Gesteins (Nr. 130) enthält keinen individualisierten Nephelin, statt dessen aber etwas farblose, durch Salzsäure zersetzbare Glasbasis.

Auch Limburgite spielen nur eine ganz untergeordnete Rolle. Es gehören hierher Gesteine (Nr. 305 u. 314), welche eine rötlich-braune Farbe besitzen, drusig oder mandelsteinartig entwickelt und durch große Augitkrystalle porphyrisch struiert sind. Die Grundmasse besteht aus braunem Glas mit Mikrolithen und Magnetit.

Hornblendebasalt kommt ziemlich reichlich vor. (Es wurden 10 Proben untersucht.) Er läßt sich nach dem Aufbau der Grundmasse dem Plagioklasbasalt oder Basanit anreihen.

Tephrit findet sich etwas seltener als Hornblendebasalt. Hin und wieder zeigt er in der parallelen Anordnung der kleinen Augitkrystalle der Grundmasse eine deutliche Fluidalstruktur.

In den porphyrisch entwickelten Basalten sind Einsprenglinge von Augit, Olivin und Hornblende (diese besonders in den Hornblendebasalten) sehr verbreitet.

Die Hornblende bildet bis 11 mm lange Krystalle von der gewöhnlichen Form der basaltischen Hornblende. Sie ist stark pleochroitisch (a gelb, selten grünlich-gelb, b braun, selten rötlichbraun, c tiefdunkelbraun, selten tiefdunkelrotbraun) und zeigt eine maximale Auslöschungsschiefe von 7^0. Die Krystalle sind bald wenig, bald stark korrodiert oder vollständig resorbiert. Die Resorption beginnt mit einer Rundung der Kanten und dem Auftreten eines Opazitrandes; im weiteren Verlaufe verschwindet die Hornblendesubstanz nach und nach, und schließlich treten an ihre Stelle Anhäufungen von Umschmelzungsprodukten, die in ihrer Gesamtheit noch die Form des ursprünglichen Krystalls besitzen.

Die Hornblendepseudomorphosen (oder Hornblendeschatten) verhalten sich in ihrem Aufbau aus Magnetit, parallel orientierten titanreichen Augiten, Plagioklas und Rhönit ganz so, wie sie wiederholt von Zirkel[1]), Sommerlad[2]), Soellner[3]) und vielen anderen beschrieben worden sind.

Einmal wurde in einer Hornblendepseudomorphose neben den eben genannten Mineralien auch Jddingsit beobachtet (in Nr. 307). Er hat lang birnförmige Gestalt, ist durchschnittlich 0,075 mm lang und zeigt eine deutliche Querabsonderung. Parallel den Spaltrissen ist die Absorption am größten, der Pleochroismus schwankt zwischen gelblich und grünlichgelb bis bräunlich. Die Iddingsitkrystalle sind untereinander und mit ihrer Längsrichtung der c-Achse der Hornblende parallel orientiert.

Die Augiteinsprenglinge sind kleiner als die Hornblenden und zeigen den Habitus des basaltischen Augites. Zwillinge nach dem gewöhnlichen Gesetz kommen vereinzelt vor. Hin und wieder bilden die Krystalle auch knäuelförmige Haufwerke und sternförmige Gruppen. Zonarbau ist recht häufig, ein grüner Kern wird dann von einer bräunlichen und violetten Rinde umhüllt.

Der grüne Augit ist fast immer korrodiert, deutlich pleochroitisch (zwischen grünlichgrau, gelblichgrün und dunkelgrün) und hat eine größte Auslöschungsschiefe von 53°. Dagegen zeigt der bräunliche Augit bei gleicher Neigung c: c nie Pleochroismus. Als äußere Hülle erscheint bei vielen Krystallen ein wohl infolge seines Titangehaltes violettgefärbter Pyroxen. Einschlüsse sind in den Augiten sehr zahlreich, mannigfaltig und gleichmäßig verteilt; außer Magnetitkörnern, Apatitnadeln und Gasporenzügen werden auch farbloses und braunes Glas und Hornblendereste umschlossen.

Olivin bildet bis 4 mm große, nach der Querfläche tafelige Krystalle. Die Zersetzung ist gewöhnlich weit fortgeschritten; es

[1]) F. Zirkel, Basaltgesteine, Bonn 1870, S. 75. Ders., Lehrbuch der Petrographie, II. Aufl., I. Bd. 1893, S. 719 u. f.

[2]) H. Sommerlad, Über hornblendeführende Basaltgesteine. N. Jahrb. für Min., Beil. Bd. 2, S. 139 ff., 1883.

[3]) J. Soellner, Über Rhönit, ein neues änigmatitähnliches Mineral usw. N. Jahrb. für Min., Beil. Bd. XXIV, S. 475 ff.

hat sich hierbei meistens Serpentin oder Serpentin und Calcit, hin und wieder Eisenhydroxyd und in einem Basalt auch Jddingsit gebildet.

Als Einschlüsse in den Basalten finden sich ab und zu (z. B. in Nr. 130 und 51) Quarzkörner, die stets von einem Porricin- und Glasrand umgeben sind.

In den Drusen und Mandelräumen hat sich gewöhnlich Calcit oder blaßgelbgrüner Chalcedon, minder häufig auch Opal und ein farbloses, radialstrahlig gebautes Zeolithmineral (wahrscheinlich Natrolith) abgeschieden.

Der Calcit umschließt in Nr 81 schon makroskopisch erkennbare Biotitblättchen. Dasselbe merkwürdige Auftreten des Biotits kennt auch WAGNER[1]) aus dem Feldspatbasalt »des Ganges südwestlich vom Stellig«. Wahrscheinlich handelt es sich bei diesen Vorkommen um Einschlüsse von fremdem Gestein, die im basaltischen Schmelzfluß eine Umkrystallisierung erfahren haben.

Verschiedene Basalte der Breccien (Nr. 13, 27, 167 u. 304), welche sich als Feldspatbasalt, Basanit und Tephrit erweisen, zeigen bei der Verwitterung die Eigentümlichkeit der Sonnenbrenner.

Von den grauen Flecken, welche in ihnen unter dem Einfluß der Atmosphärilien entstehen, ist im Dünnschliff meist nichts zu sehen, nur bei einem Feldspatbasalt (Nr. 304) treten sie deutlich hervor. Sie sind teils unregelmäßig begrenzt und verschwommen, teils zeigen sie deutlich viereckige und sechseckige Umrisse. Demnach scheinen sie hier aus einem hexagonal oder rhombisch krystallisierenden Mineral durch Resorption entstanden zu sein.

Das Innere der Durchschnitte besteht aus vielen Augitmikrolithen, Magnetitkörnchen und farblosem Glas; es ist von der umgebenden Gesteinsmasse durch einen gelblich-braunen, an wenigen Stellen unterbrochenen Ring von isotroper Substanz, der zahlreiche Magnetitkörnchen eingelagert sind, getrennt.

---

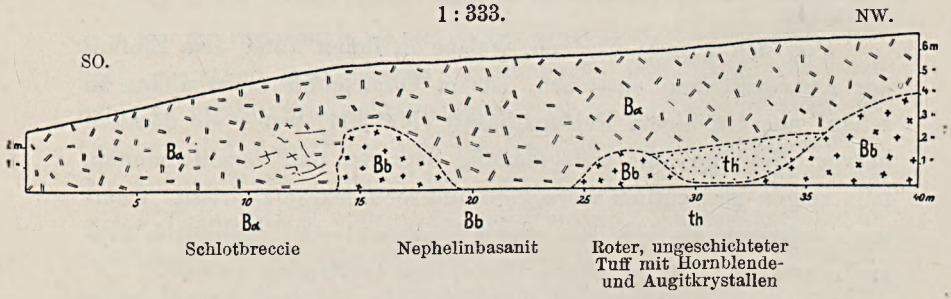
[1]) W. WAGNER, Geologische Beschreibung der Umgebung von Fladungen vor der Rhön. Dieses Jahrbuch für 1909, Bd. XXX, Teil II, S. 153.

Herkunft der vulkanischen Gesteine.

In unmittelbarer Nähe der Trümmergesteine zwischen Schackau und Kleinsassen, im Bereich der Ziegenköpfe, stehen Plagioklasbasalt, Basanit, Hornblendebasalt und Tephrit an. Über die Altersbeziehungen zwischen diesen Basalten und den Breccien liegen keine näheren Untersuchungen vor. Aber da die meisten von den Basalten, welche in den Breccien vorkommen, zu den genannten 4 Basaltgruppen gehören, so könnte man daraus wohl den Schluß ziehen, daß die Basalte schon vorhanden waren, als die Trümmergesteine entstanden. Vermutlich bildeten die Basalte deckenartige Ergüsse auf der wohl an 150 bis 200 m über dem heutigen Schackau gelegenen präbasaltischen Landoberfläche. Vielleicht dürfen wir in den Basaltmassen des kleinen Ziegenkopfes und Schackenberges die alten, zu diesen Decken gehörigen Eruptionsstiele erblicken. Es wäre dann sehr leicht erklärlich, daß bei der Bildung der Schlote Teile jener an der Oberfläche anstehenden Basalte in die Schlote und in die Schlotbreccien gelangten.

Profil am Stetterain bei Schackau.

1 : 333.



Bα Schlotbreccie

Bb Nephelinbasanit

th Roter, ungeschichteter Tuff mit Hornblende- und Augitkrystallen

Eine große Wahrscheinlichkeit gewinnt diese Annahme durch die Beobachtung eines Basanitvorkommens am Stetterain. Hier stehen nämlich dicht am Bachbett, unterhalb der »Tuffwand«, mehrere Felsen eines Basanites an, die durch Schlotbreccie von einander getrennt sind, aber doch wohl in der Tiefe mit einander zusammenhängen. (Auf vorstehender Zeichnung sind die Lagerungsverhältnisse zwischen dem Basanit Bb, der Schlotbreccie

Bα und dem hornblende- und augitführenden Tuffe th wiedergegeben.)

Allerdings ist der am weitesten nach Süden hin gelegene Basanit mehr schlackig entwickelt, während die weiter nördlich zu Tage tretenden Partieen dicht und durch Einsprenglinge von Augit und Olivin deutlicher porphyrisch sind. An einer Stelle liegt über dem Basanit des nördlichen Aufschlusses ein rotbrauner, ungeschichteter Tuff th mit Hornblende- und Augit-Krystallen, der den Augit und Hornblende führenden Tuffen von der Eube und vom Pferdskopf nicht unähnlich ist. Sein Vorkommen in Verknüpfung mit dem Basanit, den er bedeckt, deutet darauf hin, daß der Basalt nicht jünger als die ihn umgebende Breccie ist. Er scheint vielmehr den Stiel eines älteren Durchbruches durch einen Schlot darzustellen, in welchem sich die Tuffmassen th angehäuft hatten.

Auch von diesem Basanit rühren gewiß sehr zahlreiche Basaniteinschlüsse in den Schackauer Breccien her; freilich sind die verschiedenen Basanite einander so ähnlich, daß sich ihre Herkunft von einem bestimmten Vorkommen kaum je mit Sicherheit wird nachweisen lassen.

Die Bildung der großen Schlote bei Schackau hat sich also wohl erst nach der Eruption der vorhergenannten Basaltgesteine vollzogen.

Sie scheint mit dem Durchbruch der Phonolithe in Zusammenhang zu stehen. Dafür sprechen die zahlreichen Einschlüsse von Phonolith, die meistens als Bomben zu betrachten sind, und die Beschaffenheit des Bindemittels der Brockentuffe, welches allem Anschein nach von zerstäubtem phonolithischem Magma herrührt. Es ist aber immerhin auch möglich, daß ein Teil der Phonolithbrocken von einem älteren Ergusse stammt.

Zu den Bildungen, deren Ursprung im vulkanischen Herd zu suchen ist, gehören jedenfalls die oben ausführlich beschriebenen Trachyphonolithe und die Sanidinite.

Bemerkenswert ist, daß der Trachyphonolith ziemlich häufig (s. S. 7) kleinere, seltener auch größere Partieen von Sanidinit einschließt. Daß es sich hierbei nur um eine mechanische Umhüllung, nicht um chemische Differentiation handelt, beweist eine

trachyphonolithische Bombe (Nr. 13), in der dicht nebeneinander zwei in Glas- und Mineralgehalt und Porosität ganz verschiedene Sanidinite liegen.

Andererseits machen die Übergangsgesteine zwischen Trachyphonolith und Sanidiniten und der ähnliche mineralogische Aufbau eine genetische Beziehung zwischen beiden zweifellos.

Aus ihrem Zusammenauftreten mit Bomben von Phonolith und ihrem chemischen und mineralogischen Verhalten kann man den Schluß ziehen, daß sie Differentiationsprodukte des phonolithischen Magmas darstellen, wobei die Sanidinite dem sauren, die trachyphonolithischen Gesteine dem basischen Pole nahe stehen. Dieselbe Annahme hat auch Bücking gemacht, indem er die Bomben als »Ausscheidungen aus phonolithischem Magma« (12, 29) bezeichnet hat.

Für die relative Ausdehnung und Lage der Spaltungsprodukte im Magmaherd sind nur wenige Anhaltspunkte vorhanden. Die oben erwähnten Umhüllungen von Sanidinit durch Trachyphonolith und die Tatsache, daß die letzteren auf das Vorkommen im Gewann Saurain beschränkt sind, während die Sanidinite auch am benachbarten Stetterain angetroffen werden, könnten darauf hindeuten, daß die sauren Ausscheidungen in der Tiefe eine größere horizontale Ausdehnung besaßen und eine höhere Lage einnahmen als die basischen.

Man könnte mit Rosenbusch[1]) auf die Vermutung kommen, daß sich die Sanidinite als eine obere Kruste der Lavamassen in der Tiefe während der Pausen der Eruptiv-Tätigkeit bildeten.

Eine pyrometamorphe Entstehung aus krystallinen Schiefern, wie sie Brauns[2]) für einen Teil der Laacher Sanidinite nachgewiesen hat, kann für die Sanidinite von Schackau wegen der Übergänge in den Trachyphonolith und wegen des völligen Mangels pyrometamorpher Mineralien nicht angenommen werden.

---

[1]) H. Rosenbusch, Mikrosk. Phys. der massigen Gesteine, 4. Aufl., II, 2, 940.

[2]) R. Brauns, Die krystallinen Schiefer des Laacher Seegebietes und ihre Umbildung zu Sanidinit, Stuttgart 1911.

Ders., Über Laacher Trachyt und Sanidinit. Sitzber. der Niederrh. Ges. für Natur- und Heilkunde, Bonn 1911.

Auswürflinge und Einschlüsse von nichtvulkanischen Gesteinen.

Die Sedimentgesteine, welche von den Breccien umschlossen werden, gehören dem Muschelkalk, Buntsandstein und Rotliegenden an.

Einschlüsse von Muschelkalk sind sehr reichlich vertreten. Es sind dichte graue Stücke meist von Walnußgröße, an denen keinerlei Veränderungen durch Einwirkung vulkanischer Gesteine zu erkennen ist. Nur auf einem Acker im Gewann Hummelborn nordöstlich von Kleinsassen fanden sich auch rötliche Kalkstücke, die ganz so wie die in Kontakt mit Basalt geröteten Kalksteine aussehen; vielleicht rühren diese aber nicht aus dem Schlote selbst, sondern aus dem Kontakt des Muschelkalkes mit dem Phonolith des Großen Ziegenkopfes her.

Buntsandstein. Fast ebenso häufig wie die Muschelkalkfragmente sind rundliche bis eckige, selten über faustgroße Sandsteinstücke. Auf Grund ihres Gefüges kann man zwischen grobkörnigen, hellrötlichen bis weißen, tongallenführenden Sandsteinen mit kieseligem Bindemittel und zwischen roten, dichten, tonigen, weichen Sandsteinen mit wenigen winzigen Glimmerschüppchen unterscheiden. Erstere entsprechen dem Mittleren, letztere dem Unteren und Oberen Buntsandstein.

Aus dem Rotliegenden stammen verschiedene bis kopfgroße Stücke von rötlich-violetten und grauen Konglomeraten (Psephiten). Diese sind polygen und enthalten als Bestandteile in der Regel 1—2 cm große Gerölle von farblosem bis grauem Quarzit und Biotitgranit, manchmal auch Geschiebe von Quarzitschiefer und Fragmente von Orthoklas und Plagioklas. Einmal fand sich auch ein einheitliches Krystall-Bruchstück eines monoklinen Augites mit deutlichem Pleochroismus (zwischen grün und hellgrün) und zahllosen feinen, parallel verlaufenden Spaltrissen. Es scheint Diallag zu sein.

Das Bindemittel der Konglomerate besteht der Hauptsache nach aus eckigen Quarzkörnern, etwas Muscovit, Plagioklas und trüben kaolinisierten Trümmern von Orthoklas; mehr untergeordnet

sind winzige Quarzpartikel, Magnetit oft in moosartigen Wachstumsformen, Eisenhydroxydpartieen und Chlorit.

Dem äußeren Ansehen nach lassen sich zwei Arten von Konglomerat unterscheiden. Die eine entspricht der eben gegebenen Beschreibung, bei der anderen treten Quarz und die größeren Gesteinsstücke mehr zurück, und es stellt sich in dem Bindemittel Muscovit viel reichlicher ein.

Recht zahlreich kommen in den Trümmergesteinen Fragmente von krystallinen Schiefern vor. Sie erreichen zuweilen Kopfgröße und sind fast immer vollkommen frisch und unverändert. Wegen ihrer großen Widerstandsfähigkeit gegen die Atmosphärilien erhalten sie sich auch in dem Ackerboden, und man trifft sie hier im Verbreitungsbezirk der Schlotbreccien allenthalben in Form von kleinen Splittern, an denen der Gesteinscharakter noch deutlich zu erkennen ist. Am häufigsten sind unter den hierher gehörenden Gesteinen Quarzit- und Hornblendeschiefer.

Die Quarzitschiefer sind vorherrschend hellgrau bis weiß und besitzen durchweg eine ebenschiefrige Struktur. Auf den Schieferflächen liegen, $^1/_2 - ^1/_5$ derselben bedeckend, einzelne silberweiße Muscovitschüppchen, daneben manchmal rotbraune Flecken von Eisenhydroxyd. Selten finden sich auch von Kaliglimmer bedeckte Knötchen von Granat.

Das Grundgewebe besteht vorwaltend aus kleinen miteinander verzahnten Quarzkörnern, in denen Apatitnadeln und zahlreiche Flüssigkeitströpfchen als Einschlüsse auftreten. Letztere sind in manchen Stücken in annähernd parallelen Reihen geordnet, die ohne Unterbrechung von einem Korn in das andere verlaufen.

Ein solches Verhalten beobachtete Bücking[1]) bei den Quarzitschiefern des Spessarts.

Untergeordnet erscheinen neben dem Quarz im Grundgewebe auch Muscovitschüppchen und einzelne Blättchen von Chlorit. Akzessorische Gemengteile sind Magnetit, Titaneisen, ganz oder teilweise in Leukoxen umgewandelt, Biotit und Zirkon.

---

[1]) H. Bücking, Der nordwestliche Spessart 1893, Abh. d. Preuß. Geol. Landesanstalt, Heft XII, S. 98.

An die Quarzitschiefer schließen sich, offenbar durch Übergänge mit ihnen verbunden, die durch Zurücktreten des Muscovits ausgezeichneten Quarzite an.

Sie kommen sehr reichlich in Form hellgrauer, scharfkantiger Bruchstücke vor, die gelegentlich bis 10 cm lang und breit werden.

Andererseits gehen die Quarzitschiefer durch Zunahme des Muscovits in Quarzmuscovitschiefer über, gelblich-grüne oder graue, teils planparallel geschieferte, teils gefältelte Gesteine, in denen abwechselnd 1—4 mm dicke quarzreiche Lagen mit muscovitreichen Bändern wechseln. Während in den letzteren Kaliglimmer in schuppigen Aggregaten den Hauptbestandteil bildet neben etwas Quarz, Titaneisen und rötlichen Granatkrystallen, enthalten die quarzreichen Lagen ganz vereinzelt Körner von Orthoklas, die eine Umwandlung in sericitische Substanzen erkennen lassen.

Auch graphitführende Quarzmuscovitschiefer wurden beobachtet. Bei diesen tritt ein schwarzes Pigment, das nach der angestellten Prüfung[1]) als Graphit zu bezeichnen ist, reichlich auf.

Die Hornblendeschiefer sind von grünlicher oder schwärzlich-grüner Farbe. Ihr Grundgewebe besteht aus verfilzten Hornblendestengeln, undulös auslöschenden Quarzkörnern und spärlichem Zoisit; akzessorisch sind Magnetit- und Titaneisen-Körner, Apatitprismen und Haufwerke winziger, rundlicher Titanitpartikel.

Der Hauptgemengteil, die schilfige Hornblende, ist stark pleochroitisch (a gelblich, b gelblichgrün, c bläulichgrün) und hat eine maximale Auslöschungsschiefe von 15—20°. Aus der bläulichgrünen Farbe kann man auf einen Natrongehalt schließen.

Ein kleiner Teil der Amphibolschiefer enthält durch reichliches Auftreten von Graphit einen schwärzlichgrauen Ton. Wahrscheinlich sind es diese graphitführenden Hornblendeschiefer,

[1]) Das Gesteinspulver wurde zuerst mit Salzsäure erhitzt (um etwa vorhandene Carbonate zu zerstören), dann mit Salpeter geschmolzen. Der Graphit wurde dadurch zum Teil in Carbonat übergeführt, und im wässrigen Auszug entstand deshalb bei Zusatz von Chlorbarium ein dicker, weißer Niederschlag. Zur Unterscheidung von kohliger Substanz wurde das Pulver mit chlorsaurem Kali und rauchender Salpetersäure behandelt; in diesem Gemenge war das Pigment vollkommen unlöslich, weshalb keine Braunfärbung der Säure auftrat.

die wegen ihres phyllitähnlichen Aussehens von anderen Autoren (Leonhard, Gutberlet und Gümbel) als Phyllit oder Tonschiefer bezeichnet worden sind.

Der Hornblendegneis unterscheidet sich vom Hornblendeschiefer nur durch die erst im Mikroskop erkennbare Beteiligung von Plagioklas. Feldspatkörner ohne Zwillingslamellierung und mit beginnender Zersetzung in Muscovit gehören vielleicht zum Orthoklas. Auffallend ist das reichliche Vorkommen von Quarz, dessen größere Körner durch ihre Einachsigkeit und positive Doppelbrechung deutlich gekennzeichnet sind.

Biotitgneis ist vertreten durch kleine Fragmente von fein- oder grobkörnigem Gefüge. Neben undulös auslöschendem Quarz, dunklem Glimmer und Plagioklas erscheint als Hauptgemengteil Orthoklas. Dieser umschließt Apatitnadeln, Magnetitkörner und Biotitfetzen und zeigt eine ziemlich weit vorgeschrittene Umwandlung in sericitische Substanzen. Als Übergemengteile sind Apatit und Magnetit stets, rötliche Granatkrystalle selten anzutreffen.

Im ganzen selten und meist nur in kleinen Stücken finden sich in den Breccien Granit, Syenitporphyr und minetteähnliche Gesteine.

Der Granit ist klein- bis feinkörnig. Mit bloßem Auge lassen sich Orthoklas, Biotit und Quarz unterscheiden; u. d. M. erkennt man außerdem noch sauren Plagioklas und akzessorischen Magnetit und Zirkon.

Der Syenitporphyr enthält in einer rötlichen Grundmasse, die aus Orthoklas, etwas grünem Augit, Magnetit und Brauneisen besteht, bis 8 mm große Einsprenglinge von Orthoklas, Plagioklas und grünem Augit.

Die minetteähnlichen Gesteine bestehen im wesentlichen aus Orthoklas und Biotit; hierzu gesellt sich noch in untergeordneten Mengen Plagioklas, der eine beginnende Umwandlung in Calcit und Zoisit zeigt. Die Biotitblättchen scheiden bei ihrer Zersetzung reichlich Magnetit ab.

Auch von Chlorit führendem Kalkphyllit wurde ein halbhandgroßes, ebenschiefriges Bruchstück gefunden. Die Schieferflächen sind bedeckt von dünnen Lagen von zusammenhängenden

dunkelgrünen, seidenglänzenden Chloritblättchen, die sich als optisch einachsig, negativ und nur ganz schwach pleochroitisch erweisen und deshalb wahrscheinlich nicht dem stärker pleochroitischen Pennin zugehören.

Im übrigen besteht das Gestein aus einem Aggregat von größeren und kleineren Calcitkörnern, denen kleine Linsen von feinkörnigem Quarz eingelagert sind.

Fast alle krystallinischen Gesteine der Breccien entsprechen Vorkommen des benachbarten Spessarts. Besonders die Quarzitschiefer und die Amphibolite, also gerade die wichtigsten Vertreter der krystallinen Schiefer in den Trümmergesteinen, sind jenen zum Verwechseln ähnlich. Man kann daraus den Schluß ziehen, daß das krystalline Grundgebirge im Untergrunde der Rhön aus denselben Gesteinen wie der Spessart besteht.

Dies bestätigt auch eine Bohrung bei Hettenhausen westlich von Gersfeld (**10**, 13). Dort wurde als Liegendes des Zechsteins »ein unter etwa 60° einfallender Quarzitglimmerschiefer angetroffen der in seinem ganzen Aussehen dem Quarzitglimmerschiefer des Spessarts von Großenhausen-Geiselbach und dem Quarzitschiefer im Bereich der Glimmerschieferformation zwischen Liebenstein und Kleinschmalkalden am Thüringer Wald vollkommen gleicht.«

Kaustische Veränderungen an krystallinen Schiefern.

Trotzdem krystalline Schiefergesteine in der Breccie zwischen Schackau und Kleinsassen so überaus zahlreich vertreten sind, wurde nur eine Stufe von Amphibolit (Nr. 166) gefunden (und zwar bereits vor 30 Jahren von Prof. BÜCKING), welche pyrometamorphe Erscheinungen zeigt.

Das Gesteinsgewebe besteht vorwaltend aus dunkelgrüner, von Quarz und Plagioklas durchspickter Hornblende in breitstengeligen Aggregaten und aus braunen, einschlußfreien, häufig ebenflächig begrenzten Biotitblättchen; in wechselnden Mengen kommen daneben noch Quarz- und Plagioklaskörner vor.

Die kaustischen Veränderungen treten nur bei makroskopischer Betrachtung deutlich hervor. Der Amphibolit ähnelt in der

lockeren Aggregationsweise und in den rauhen Oberflächen der Gemengteile einem hornblendereichen Sommaauswürfling und wird von verschiedenen, teilweise offenen Spalten durchzogen, auf welchen sich bis 1 mm große farblose Krystalle von sanidinartigem Feldspat und schwarze Hornblendeprismen von derselben Größe angesiedelt haben.

Der Feldspat ist wahrscheinlich ein Natronsanidin, wenigstens ergaben mehrere Kieselfluorpräparate stets überwiegend Kryställchen von Kieselfluornatrium, viel weniger solche von Kieselfluorkalium und ganz spärlich Kieselfluorcalcium.

Die schwarzen Hornblenden besitzen deutliche Krystallform und zeigen in der Prismenzone neben ∞P (110) und $\infty P\infty$ (010) noch Flächen von $\infty P3$ (130) und als Endflächen deutlich erkennbar P (111) und 0P (001).

Entstehung der vulkanischen Trümmergesteine bei Schackau.

Die Trümmergesteine der drei benachbarten Gebiete (am Delzenhof, am Stetterain und zwischen Schackau, Kleinsassen und Großem Ziegenkopf) weichen in ihrer Zusammensetzung nur sehr wenig von einander ab, unterscheiden sich aber trotzdem in charakteristischer Weise.

Während an dem zuletzt genannten Orte alle im vorhergehenden beschriebenen Bomben und Auswürflinge gefunden wurden, scheinen am Stetterain (s. S. 7 u. 32) die trachyphonolithischen Gesteine und am Delzenhof außer diesen auch Sanidinite und Basalte zu fehlen; wenigstens wurden sie in keinem der zurzeit vorhandenen Aufschlüsse beobachtet.

Das Fehlen oder gänzliche Zurücktreten der Basaltfragmente, die in allen Aufschlüssen zwischen Schackau und Kleinsassen ziemlich häufig sind, verleiht den vulkanischen Bildungen bei Delzenhof einen selbständigen Charakter. Diese erfüllen demnach wahrscheinlich eine von den anderen getrennte Explosionsröhre.

Auch am Stetterain (9, 285) und zwischen Schackau, Klein-

sassen und Ziegenkopf liegen nach BÜCKING (12, 30) zwei getrennte mit Breccien erfüllte Eruptionskanäle vor.

Die Trümmergesteine bei Schackau erfüllen also drei benachbarte Durchbruchsröhren. Wahrscheinlich mündeten diese Schlote in den Krater ein und desselben großen Tuffvulkanes.

»Man wird im Bereich der Schlotbreccien und traßähnlichen Tuffe in der Nähe von Kleinsassen wohl einen alten, weiten Krater anzunehmen haben, der durch viele spätere Durchbrüche von Basalt und Phonolith und durch weitgehende tiefe Erosion (s. S. 30) seine ursprüngliche Form vollkommen verloren hat« (12, 30).

Zu den Nachschüben gehören der Phonolith des Großen Ziegenkopfes (13, 511), der Feldspatbasalt an der Straße von Kleinsassen nach Ober-Bernhards, dicht im Norden des erstgenannten Dorfes, und wahrscheinlich auch ein kleiner, nur wenige Meter breiter Durchbruch von Hornblendebasalt im Gewann Saurain, sofern dieser nicht einen durch Breccien getrennten Teil des Hornblendebasaltes am Kleinen Ziegenkopf darstellt.

Vielleicht sind auch die beiden trachytischen Phonolithe im Gewann Pfaffenbach und am SO.-Fuße des Großen Ziegenkopfes und die drei kleinen von Basalt, Phonolith und Tuff erfüllten Explosionsröhren (die beiden zuletzt bezeichneten liegen südlich von dem auf der Karte [1]) dargestellten Gebiete), die von Prof. BÜCKING angegeben wurden (s. Blatt Kleinsassen), jünger als die Schlotbreccien von Schackau und haben diese erst in späterer Zeit durchbrochen.

Zusammenfassung der Ergebnisse.

1. Die vulkanischen Trümmergesteine von Schackau stellen die Überreste eines großen Tuffvulkans dar, dessen Material aus mehreren (mindestens 3) Schloten ausgeworfen wurde.

[1]) Bei der Herstellung der hier beigefügten geologischen Karte (Tafel 1) im Maßstab 1 : 10000 wurde das Blatt Kleinsassen der Pr. Geolog. Landesaufnahme benutzt, sowie die beiden vom Bayerischen Staate herausgegebenen Katasterblätter NW. CXVI u. CXVII, 52 u. 53, welche mir, zum Teil geolog. koloriert, von Herrn Prof. BÜCKING gütigst zur Verfügung gestellt wurden.

2. Die hochgespannten Gase zertrümmerten zunächst eine mächtige Decke, gebildet von krystallinen Schiefern, von Sedimenten der Dyas und Trias und teilweise auch von tertiären Eruptivgesteinen. Aus den Schloten wurden große Aschenmassen und wenige Bomben gefördert.
3. Die Bomben sind ihrer mineralogischen und chemischen Zusammensetzung nach zum großen Teil Phonolith und Trachyphonolith, zum kleineren Teil Sanidinit.
4. Der Trachyphonolith stellt ein hypokrystallinporphyrisches Gestein dar, welches in einer Grundmasse aus Sanidin, Hornblende, Ägirinaugit und brauner Basis Einsprenglinge von basischem Plagioklas, sanidinartigem Anorthoklas, Hornblende, Augit und Biotit führt.

   Er zeigt in chemischer und mineralogischer Beziehung eine nahe Verwandtschaft mit dem »Laacher Trachyt«.
5. Die trachyphonolithischen Gesteine und Sanidinite kann man als basische und saure Spaltungsprodukte des phonolithischen Magmas ansehen.

Straßburg i. E., den 15. April 1912.

Über einen interglazialen Süßwasserkalk von Vevais bei Wriezen.

Von Herrn **Johannes Korn** in Berlin.

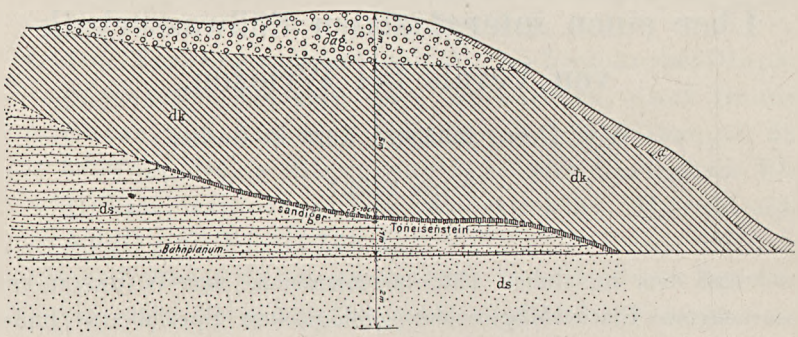
Hierzu Tafel 3.

Auf dem im Jahre 1895 erschienenen, von WAHNSCHAFFE bearbeiteten Blatte Möglin der geologischen Spezialkarte findet sich im Nordosten des Blattes bei dem Dorfe Vevais westlich vom Nordausgange ein mit dk bezeichnetes Vorkommen von diluvialem Süßwasserkalk angegeben. Vevais liegt nur $1\,^1/_2$ km von dem Städtchen Wriezen entfernt, das sich auf dem Nachbarblatte Freienwalde a. O. befindet. Das Kalk-Vorkommen liegt an der Nordseite einer jungen, mit Abschlämmassen ausgefüllten und von einem Graben durchzogenen Rinne, die nordöstlich von Lüdersdorf auf Blatt Freienwalde in der Hochfläche beginnt und in etwa ostsüdöstlicher Richtung die Hochfläche bis zum Talrande, sodann in südöstlicher Richtung die Talsandterrasse ∂as_σ durchschneidet und am Steilrande zur Terrasse ∂as_τ in dieser verläuft. Die Rinne beginnt in der Hochfläche zunächst mit einer flachen Einsenkung, ist aber am Rande der Hochfläche schon 10 m in sie eingeschnitten, bei ziemlich flach ansteigenden Wänden. Auch im Talsande ist der Einschnitt zunächst sehr flach, nimmt aber beim Übergange auf das Blatt Möglin rasch an Tiefe zu und schneidet sich an der Mündung in die jüngere Terrasse etwa 15 m tief in die ältere Stufe ein. Wenige hundert Meter westlich von dieser Mündung geht die Strecke der Berlin-Wriezener Eisenbahn über die Rinne hinweg und macht an ihrem Nord- und Südrande je einen tiefen

Einschnitt. Diese Einschnitte gehen beide durch das Lager des diluvialen Süßwasserkalkes, der also eine größere Ausdehnung hat, als auf der Karte angegeben ist.

Der nördliche Einschnitt ist bis zum Bahnplanum etwa 8 m tief. Hier ist im Oststoße das nachstehend abgebildete Profil ermittelt worden.

Figur 1.

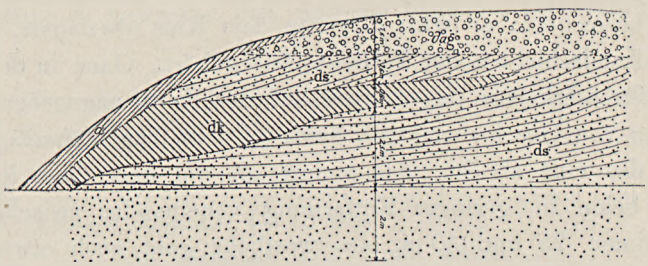


Profil I. **Oststoß des nördlichen Einschnittes.**

Der Süßwasserkalk wird hier überlagert von einem bis 2 m mächtigen ziemlich groben Kies, der dem Kalke unmittelbar auflagert und im Niveau des Talsandes der Terrasse ∂as_σ liegt. An seiner Sohle führt er häufig große Blöcke, von denen einer einen Rauminhalt von etwa $^1/_4$ cbm hatte. Der Süßwasserkalk ist bis 5 m mächtig; er senkt sich sowohl an seiner Oberfläche als an seiner Unterkante nach Süden zu. Er ist in trockenem Zustande pulverig und leicht zerreibbar, von gelber bis hellgrauer Färbung. Er wird an seiner Unterkante in einem großen Teil des Profils von einem Bänkchen von sandigem Toneisenstein begleitet, das nur 5—10 cm mächtig ist. Das Liegende bildet dann ein weißer, horizontal geschichteter, kalkhaltiger Spatsand, von mittelfeiner Körnung und fast steinfrei; nur gelegentlich war ein kleines Geschiebe in ihm vorhanden. Er konnte durch Bohrung noch bis 2 m unter dem Bahnplanum nachgewiesen werden.

In dem südlichen Einschnitte auf der andern Seite der Rinne, die hier 150—200 m breit ist, konnte das nachstehend abgebildete Profil II festgestellt werden.

Figur 2.

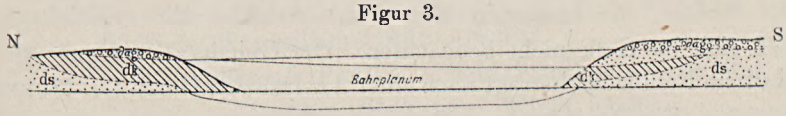


Profil II. **Oststoß des südlichen Einschnittes.**

Das Profil setzt sich aus denselben Schichten zusammen wie Profil I, mit dem Unterschiede, daß der Sand, der das Liegende des Süßwasserkalkes bildet, hier auch im Hangenden vorhanden ist. Die Kalkablagerung keilt also hier aus. Die liegenden Schichten des weißen Sandes sind hier nicht so regelmäßig horizontal wie im Profil I; sie fallen etwas nach Nordosten ein. Auch die hangenden Schichten fallen flach nach Nordosten ein, in etwas größerem Winkel als die Oberfläche des Kalklagers. Ihre Schichtenköpfe werden von dem darüber im Niveau des Talsandes liegenden Kies fast horizontal abgeschnitten; ein Unterschied in der petrographischen Beschaffenheit gegen die liegenden Sandschichten ist nicht zu beobachten. Auch hier führte der Kies große Blöcke an seiner Sohle. Die Kalkbank, die in dem Profil auskeilt, war an der gemessenen Stelle hier nur noch 0,8 m mächtig; sie bildet eine Einlagerung in dem weißen Sand, ist also mit diesem gleichalterig. Eine Schichtung in dem Süßwasserkalke war weder in diesem noch in dem zuerst abgebildeten Profil festzustellen.

Die nachstehende Abbildung 3 gibt etwas schematisch die Verbindung der beiden Profile.

Figur 3.



Verbindung von Profil I und II

Bei der Altersbestimmung des Süßwasserkalkes kommen zunächst die Lagerungsverhältnisse in Betracht. Der mächtige Sand,

in dem der Kalk eingelagert ist, ist auf der geologischen Karte als ds bezeichnet; er wird hier von dem Kies überlagert, der zu den Talsandschichten der Terrasse ∂as_σ gehört. Ganz in der Nähe des Süßwasserkalkes liegen zwei auf der Karte angegebene Vorkommen von Geschiebemergel, beide in derselben Höhenlage, von denen das eine als ∂m, das andere als dm bezeichnet ist. Sie liegen beide in geringer Entfernung voneinander zwischen den Höhenlinien 25 und 30 m, das westliche geht noch etwas über beide Linien hinaus. Es läßt sich aus den Lagerungsverhältnissen kein Grund ersehen, warum diese beiden Geschiebemergelvorkommen nicht gleichalterig sein sollten. Am Talgehänge geht der Obere Geschiebemergel ganz in der Nähe bis 35 m herunter, das westliche der beiden Geschiebemergelvorkommen schneidet bei 31 m ab; es spricht also die Wahrscheinlichkeit dafür, beide Vorkommen als Oberen Geschiebemergel anzusprechen, wie es der aufnehmende Geologe (Herr Reimann) für das westliche schon getan hat. Da der Geschiebemergel hier in der Terrasse liegt, so sind der Kies und die groben Blöcke, die das Kalkvorkommen in beiden Profilen überlagern, zwanglos als Reste von ganz in der Nähe zerstörtem Geschiebemergel aufzufassen.

Aus diesen stratigraphischen Gesichtspunkten ergibt sich also für das Alter des Kalkes nur der Anhalt, daß er zweifellos älter als der jüngere Geschiebemergel ist; weiteres läßt sich mit Sicherheit nicht behaupten. Insbesondere läßt sich aus den Lagerungsverhältnissen kein Beweis für die Annahme führen, daß er älter als der ältere Geschiebemergel ist.

Der Kalk ist eine Beckenablagerung und nach seiner Bildungsweise mit unserer Seekreide identisch; das Becken muß eine größere Ausdehnung besessen haben, dafür spricht die Mächtigkeit des Kalkes, die immerhin über 5 m erreicht. Eine Schichtung ließ sich im Kalk nicht beobachten. Der Gehalt an kohlensaurem Kalk im Feinboden beträgt nach einer Analyse von Herrn Dr. Muenk 83,8 %. Ein Bänkchen von Toneisenstein, wie es an der Basis des Kalkes im Profil I beobachtet wurde, ist an der Grenze verschieden durchlässiger Schichten im Diluvium eine nicht seltene Erscheinung, doch soll auf die Bildungsweise hier nicht eingegangen werden.

Der Kalk führt eine kleine Fauna und Flora, die sich durch Ausschlämmen gewinnen ließ, und die folgende Arten enthält:

Wirbeltiere.

Perca fluviatilis Rond. Ein erster linker Bauchflossenstachel.
Fischwirbel, unbestimmbar.

Schnecken.

Limnaea stagnalis L. Selten.
» sp. Bruchstücke. Nicht selten.
Gulnaria ovata Drap. Häufig.
Planorbis cristatus Drap. Nicht selten.
» *glaber* Jeffr. Nicht selten.
» *Gredleri* Bz. Selten.
» sp.
» *nautileus* L. Häufig.
Valvata cristata Müll. Selten.
» *piscinalis* Müll. Sehr häufig.
» *antiqua* Sow. Sehr häufig.
» sp.
Bythinia tentaculata L. Sehr häufig.
» » L., kleine Form. Selten.
» » var. *producta* Menke. Nicht häufig.
» sp.
Zahlreiche Mündungsdeckel von Bythinien.
Belgrandia borussica n. sp. Selten.

Zweischaler.

Anodonta sp., Bruchstücke. Nicht häufig.
Sphaerium corneum L. Nicht selten.
» *Draparnaldii* Cless. Häufig.
» sp.
Pisidium cf. *pusillum* Gmel. Selten.
» *obtusale* Pfeiff. Nicht häufig.
» *supinum* A. Schmidt. Nicht häufig.
» sp.
» sp. Jugendformen. Häufig.

Ostracoden.

Limno-cythere sancti-patricii Brady and Rob.
Cyclocypris sp.
Darwinula stevensoni Brady and Rob.
Candona candida O. F. Müller.
» *compressa* Koch.

Pflanzen.

Quercus sp., vermutlich *Qu. robur* L., in verkohlten Holzstückchen.
» » verkohltes Holz.
Coniferenholz, verkohlt, unbestimmbar.
Chenopodium sp., Samen.
Rumex sp., Samen.
Graminee, vielleicht *Setaria viridis*, Samen.
Carex sect., Samen.

Diatomeen waren in den daraufhin untersuchten Proben nicht enthalten.

Die Bestimmungen der Schnecken und Zweischaler hatte Herr Dr. H. Menzel, die der Ostracoden Herr Hartwig, die der Pflanzen Herr Dr. Stoller die Güte zu revidieren, wofür ich den Herren auch an dieser Stelle den verbindlichsten Dank aussprechen möchte.

Diese Fauna und Flora ist zweifellos nicht glazial. *Valvata antiqua* freilich liebt kühleres Wasser, doch deutet das Vorkommen von *Quercus* und *Bythinia tentaculata* entschieden ein gemäßigtes Klima an. *Belgrandia* endlich spricht sogar für ein wärmeres Klima, als wir es heute haben. Diese Gattung ist heute auf südlichere Gegenden mit höherer Sommertemperatur, insbesondere auf das Mittelmeergebiet, beschränkt; in Westeuropa geht sie noch bis ins nördliche Frankreich hinauf. In Deutschland kommt sie lebend überhaupt nicht mehr vor; fossil ist sie hier aber aus dem Interglazial von Taubach seit längerer Zeit bekannt[1]) und neuerdings auch in Klinge und Phoeben sowie in Winterhude aufge-

[1]) Vergl. Sandberger, Land- und Süßwasserkonch. 1870—75, S. 915—916.

funden worden. Doch handelt es sich bei allen diesen Funden um andere Formen als die vorliegende.

Die Gattung ist von BOURGUIGNAT[1]) 1864 aufgestellt und besonders von den französischen Autoren bearbeitet worden. PALADILHE[2]) trennt die ihm bekannten zwölf lebenden französischen Arten in zwei Gruppen, von denen eine die Arten mit eiförmig-konischem, die andere die mit zylindrisch-konischem Gehäuse umfaßt; die vorliegende Form gehört entschieden in die zweite Gruppe. CLESSIN[3]) hat später in einer dankenswerten Monographie das ganze Material zusammenfassend bearbeitet; bei den fossilen Formen beschränkt er sich freilich darauf, BOURGUIGNAT zu zitieren. Die lebenden Formen konnte ich in den Aufsammlungen des hiesigen Museums für Naturkunde dank dem liebenswürdigen Entgegenkommen von Herrn Prof. THIELE durchsehen.

Nun fand sich aber unter den bisher bekannten Arten, soweit mir das Material zugänglich war, weder unter den lebenden noch unter den fossilen Formen eine mit der hier vorliegenden identische Art. Namentlich stimmt sie mit keiner der von BOURGUIGNAT[4]) beschriebenen fossilen Formen überein; von der Taubacher als *Belgrandia marginata* (= *B. germanica* CLESSIN) bezeichneten Art unterscheidet sie sich gleichfalls deutlich. Sie ist erheblich höher als diese und der Wulst an der Mündung schwächer entwickelt. Von den lebenden Arten steht ihr *B. cylindracea* PALADILHE[5]) noch am nächsten, doch sind auch hier in der Form der Mündung, der Wölbung der Umgänge, in der Ausbildung des Wulstes, im Spindelrand erhebliche Unterschiede vorhanden. So sehe ich mich denn genötigt, die hier gefundene Form bis auf weiteres als eine neue Art anzusehen, so gering auch das Material ist, und bezeichne sie als *Belgrandia borussica*, um dadurch anzudeuten, daß es sich um eine norddeutsche Form handelt. Ich gebe hier die Definition der Art und verweise dazu auf Taf. 3.

[1]) Cat. moll. Paris époque quartern. 1864.
[2]) Et. monogr. s. l. Palud. franç. 1870.
[3]) Malakozool. Bl. N. F. Bd. 5, 1882.
[4]) Cat. moll. Paris époque quartern, 1864, S. 13—14.
[5]) a. a. O. S. 65.

Belgrandia borussica n. sp.

Gehäuse klein, sehr fein gestreift; Nabel eng, Umgänge 6, gewölbt, erst rasch, dann langsam zunehmend mit ziemlich tiefer Naht; Wirbel rundlich-kegelförmig, der letzte Umgang über $^1/_4$ der Gehäuselänge einnehmend, nahe der Mündung mit einer schwachen Auftreibung versehen, die dem Mundsaume paralle verläuft. Mündung rundlich-elliptisch, nicht gewinkelt; Mundsaum ziemlich scharf, nicht erweitert; Spindelrand kaum angedrückt; Länge $2^3/_4$ mm, Durchmesser 1 mm.

Suchen wir nun aus der Fauna und Flora einen Anhalt für die Altersbestimmung des Süßwasserkalkes zu gewinnen, so ergibt sich mit Sicherheit ein interglaziales Alter. Ob er aber in das ältere oder jüngere Interglazial gehört, ist zunächst nicht zu entscheiden. Immerhin spricht unter Berücksichtigung der Lagerungsverhältnisse die größere Wahrscheinlichkeit für das jüngere Interglazial, da für das ältere keinerlei Beweis vorliegt.

Berlin, den 15. April 1912.

Einige neue oder weniger bekannte Molluskoiden und Mollusken aus deutschem Devon.

Von Herrn **Alexander Fuchs** in Berlin.

Hierzu Tafel 4—8.

Brachiopoda.

Lingula gedinniana n. sp.

Taf. 4, Fig. 1.

Schale schwach gewölbt, mäßig verlängert, von fünfseitigem Umrisse. Die Länge beträgt 18, die Breite in der Schalenmitte fast 12 mm. Das Verhältnis von Länge zu Breite ist also = 3:2.

Der Vorderrand ist in der Mitte gerade und geht mit deutlich gerundeten Ecken in die Seitenränder über; diese verlaufen geradlinig und besitzen eine nur sehr schwache Konvergenz nach hinten. Sie gehen mit stumpfer, wohlgerundeter Ecke in den spitzwinkligen Hinterrand über.

Wirbel niedrig, nach hinten zugespitzt.

Muskeleindrücke und Skulptur waren nicht erkennbar.

Vorkommen: Gdoumont bei Malmedy, Gedinnien.

Die Art besitzt einige Ähnlichkeit mit *Lingula montana* aus den Remscheider Schichten[1]), ist jedoch weniger stark in die Länge gezogen als diese, auch sind die Ecken zwischen Schloß- und Seitenrand stärker abgerundet.

[1]) Abhandl. der Preuß. Geolog. Landesanstalt, Neue Folge, Heft 58, 1909, S. 53.

Lingula breviuscula n. nom.

Eine von mir aus den Remscheider Schichten als *Lingula brevis* beschriebene Art[1]) ist synonym mit *L. brevis* Portlock[2]) und bedarf daher einer Namensänderung.

Discina (Orbiculoidea) montana n. sp.

Taf. 7, Fig. 1—2.

Schale nahezu kreisförmig, nach hinten etwas verschmälert.

Ventralschale sehr schwach gewölbt, mit zentralem Wirbel, hinter dem eine schmale, längliche, bis an den Schloßrand reichende Stielöffnung liegt.

Dorsalschale mäßig gewölbt, mit subzentralem, dem Schloßrand genähertem, flach kegelförmigem, gerundetem Wirbel.

Die Skulptur besteht auf der Ventralschale aus etwas unregelmäßigen, sehr feinen, konzentrischen Anwachsstreifen, aus denen sich vereinzelt in weiteren Abständen etwas stärkere Ringe herausheben. In der Nähe des Stielloches treten die Ringe plötzlich scharf hervor und erscheinen gegen dieses hin teilweise ein- oder mehrere Mal gegabelt.

Auf der Dorsalschale bemerkt man eine feine, konzentrische, etwas ungleichmäßige Streifung, die auf dem vorderen Schalenteil etwas deutlicher heraustritt.

Vorkommen: Linkes Gehänge des Haspertals oberhalb Haspe in Westfalen, Hobräcker Schichten.

Orthis biconvexa n. sp.

Taf. 4, Fig. 2 und Tafel 8, Fig. 10.

Beide Schalen stark gewölbt, breiter als lang, die höchste Aufwölbung und die größte Breite in der Schalenmitte gelegen. Das Verhältnis von Länge zu Breite ist = 2 : 3.

Dorsalschale: Der vordere Teil der Schale fällt steil nach vorn ab. Eine sehr flache, schmale, nach vorn sich kaum verbreiternde mittlere Depression verläuft von der Wirbelgegend nach

[1]) Abhandl. Preuß. Geolog. Landesanstalt, Neue Folge, Heft 58, 1909, S. 55.

[2]) Th. Davidson, British fossil Brachiopoda. Vol. III. Part VII. Silur. Brach. S. 50 Taf. III.

dem Vorderrande. Die paarigen Eindrücke der Adduktoren sind sehr kräftig und treten auf dem Steinkern als paarig herzförmiger, in der Mitte geteilter Wulst aus der Schalenwölbung heraus. Die Eindrücke der Blutgefäße sind auf dem Steinkern teilweise erhalten: zwei paarig angeordnete Stämme setzen vor der mittleren Depression des Muskelzapfens dicht nebeneinander an und divergieren ∧-förmig nach vorn, um sich vor der Schalenmitte wiederum in je 2 Äste zu gabeln. Seitlich setzt vor den beiden Blättern des Muskeleindrucks je ein Gefäßstamm an, der sich nach vorn gabelt und sich dann dicht vor dem Stirnrande nochmals in paarige Gabeln auflöst. Die Skulptur besteht in der medianen Schalendepression aus sehr feinen, ziemlich gleichmäßigen Radialrippen; dicht neben derselben wechseln beiderseits gröbere und feinere Rippen mit einander ab; zwischen denselben schieben sich in größeren, ziemlich gleichmäßigen Abständen einige wenige schärfere Rinnen ein; auf den seitlichen Schalenteilen erscheint die Berippung wieder sehr fein und etwas gleichmäßiger. Die Ungleichmäßigkeit der Skulptur beruht auf einer Gabelung, die sich in und hinter der Schalenmitte vollzieht, während in der Nähe des Stirnrandes eine solche nicht mehr erkennbar ist. Grobe konzentrische Anwachsstreifen stellen sich vor der Schalenmitte in geringer Zahl und unregelmäßiger Verteilung ein; in der Nähe des Stirnrandes scharen sie sich etwas dichter und treten als scharfe Lamellen heraus.

Ventralschale gleichmäßig gewölbt, ohne Sinus oder Sattel, mit kräftigen, paarig angeordneten, länglich herzförmigen Muskeleindrücken, die in der Mitte durch ein scharfes, nach vorn etwas verbreitertes Septum geteilt sind und auf dem Steinkern als wohl abgegrenzte, längliche, nach vorn divergierende Wülste heraustreten.

Vorkommen: Mandeln bei Dillenburg, Oberkoblenzschichten mit *Spirifer cultrijugatus*.

Die vorliegende Art gehört in die Gruppe der *Orthis striatula*, von deren unter- bis mitteldevonischen rheinischen Vertretern — *O. provulvaria*, *vulvaria* und *striatula* — sie sich in erster Linie durch die starke Querausdehnung und die gleichmäßige Wölbung

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

beider Schalen unterscheidet. Das letzte Merkmal teilt sie mit der ihr nahestehenden *Orthis Trigeri* de Vern. aus französischem Unterdevon[1]), von der sie sich ebenfalls durch ihre starke Querausdehnung und den abweichenden inneren Schalenbau trennen läßt.

Strophodonta bispinosa n. sp.

Taf. 4, Fig. 3—5 und Taf. 8, Fig. 8—9.

Schalenumriß der Halbkreisform genähert, Schloßrand gerade, größte Breite am Schloßrand gelegen. Die starke Querausdehnung der auf Taf. 4 abgebildeten Stücke und der in die Länge gezogene Umriß eines von Hof Ackerbach stammenden zweiklappigen Individuums dürften lediglich auf Verdrückung zurückzuführen sein.

Die feine Zähnelung des Schloßrandes war nicht deutlich erkennbar.

Ventralschale stark gewölbt, mit schwach vertieften, mehr oder weniger deutlich umgrenzten Muskeleindrücken, die hinten durch ein sehr feines, lineares, kurzes, an der Schnabelspitze gelegenes Medianseptum geteilt sind. Seitlich von dem Septum liegen die paarigen, länglich runden Eindrücke der hinteren Divarikatoren, die durch unregelmäßige, radial vom Zentrum nach den Rändern ausstrahlende Runzeln verziert sind. Median vor ihm liegt der schmale, längliche, vorn zugespitzte Eindruck der Adduktoren, der seitlich rechts und links von je einem halb so langen, länglich runden, stark vertieften Grübchen begleitet wird; auf dem Steinkern treten diese als länglich runde Höckerchen hervor. Seitlich von den Adduktoren und schräg vor den hinteren Divarikatoren liegt je ein großer, länglich blattförmiger, nach außen wohlumgrenzter, nach vorn zugespitzter und etwas divergierender Eindruck, der den vorderen Divarikatoren und den vorderen Adjustoren entspricht.

Dorsalschale stark vertieft. Im hinteren Schalenteil liegt ein sehr feines, lineares, am vorderen Ende etwas verdicktes und

[1]) Oehlert, Étude sur quelques fossiles dévoniens de l'ouest de la France, Ann. des sc. géol. T. XIX. Art. No. 1. S. 51. Taf. V. Fig. 14—32.

in der Mitte stark abgeschwächtes Medianseptum, das nach vorn bis in die Nähe der Schalenmitte und nach hinten bis vor die Schnabelspitze erkennbar ist. Dicht seitlich vor ihm liegen beiderseits noch je ein feines längliches, zuweilen stark verkümmertes Septum, die sich vielleicht vor der Schalenmitte in feiner Medianlinie vereinigen.

Seitlich von den Septen liegen 2 überaus kräftige, längliche, nach vorn schwach divergierende Dornfortsätze, die in der vorderen Hälfte stark verdickt sind und nach vorn etwa bis zur Schalenmitte reichen, wo sie plötzlich enden, während sie nach hinten als feine Leisten bis an die Schnabelspitze verlaufen. Nach dem Schaleninnern setzen sie sich als kräftige, erhabene, zugeschärfte Höcker bis in die Nähe der Innenwand der Ventralschale fort[1]). Auf dem Steinkern der Dorsalschale erscheinen sie als tiefe, längliche Löcher. Die Dornfortsätze dürften als Stützlamellen für die Ansatzstellen der Adduktoren aufzufassen sein; die letzteren selbst haben keine deutlich umgrenzten Eindrücke hinterlassen.

Die Skulptur besteht aus sehr zahlreichen, verschieden starken, von hinten nach vorn durch Einschiebung sich vielfach vermehrenden Radialrippchen. Auf der Ventralschale schieben sich hin und wieder in größeren, verhältnismäßig regelmäßigen Abständen etwas stärkere Rippen 1. Ordnung ein, zwischen denen die feineren Rippchen 2. und 3. Ordnung in ungleichmäßiger Verteilung liegen. Den Rippen 1. Ordnung der Ventralschale entsprechen in gleicher Weise angeordnete Rinnen 1. Ordnung auf der Dorsalschale. Sehr feine konzentrische Anwachsstreifen sind bei guter Erhaltung bemerkbar; die ganz vereinzelten gröberen Ringe sind teilweise auf Verdrückung zurückzuführen.

Vorkommen: Linkes Dillgehänge südlich von der Papiermühle bei Haiger, hangendste Schichten der Cultrijugatuszone mit *Spirifer trisectus* Hof Ackerbach bei Berndroth in Nassau, Oberkoblenzschichten.

---

[1]) Die Durchlöcherung des auf Taf. 4 in Fig. 3—4 abgebildeten zweiklappigen Steinkerns ist durch das Aufliegen der Dornfortsätze auf der Innenwand der Ventralschale bedingt. Natürlich handelt es sich hier um Verdrückung.

Mit dem Namen *bispinosa* belegte Verfasser ursprünglich — Jahrb. des nassauischen Vereins für Naturkunde, 52, 1899 — eine in den Unterkoblenzschichten der Loreleigegend vorkommende Art, die ebenfalls in der Dorsalschale die beiden kräftigen Dornfortsätze, jedoch eine viel feinere, zartere Skulptur besitzt; die Wölbung der Ventralschale ist geringer, die Dorsalschale fast eben. Inzwischen fand Drevermann die Unterkoblenzart in der Umgebung von Oberstadtfeld in der Eifel wieder und beschrieb sie als *Str. elegans* (Palaeontographica XLIX, 1902). Ich beschränke den Namen *bispinosa* also auf die vorliegende, mir ebenfalls schon seit vielen Jahren bekannte Oberkoblenzform.

Spirifer aequicosta n. sp.

Taf. 4, Fig. 6.

Beide Schalen mäßig gewölbt, viel breiter als lang, seitlich flügelförmig verlängert.

Sinus und Sattel der Ventral- bezw. Dorsalschale sind nur noch durch ihre mediane Lage angedeutet, heben sich im übrigen aber nicht schärfer aus den seitlichen Falten bezw. Rippen heraus, besitzen also nur noch den Rang einer kräftigen, gerundeten Medianfalte bezw. Rippe.

Die Skulptur besteht aus je 5 sehr kräftigen, dachförmigen, auf der Höhe jedoch gerundeten Radialrippen beiderseits von Sinus und Sattel und aus sehr vereinzelten konzentrischen Anwachsstreifen.

Muskeleindrücke sind nur auf der Ventralschale vorhanden und bestehen hier aus zwei paarigen, kräftigen, wohlumgrenzten, durch ein feines Medianseptum geteilten Einsenkungen, auf welche die Radialberippung übergreift. Das Medianseptum bezeichnet die Ansatzstelle der Adduktoren, die beiden seitlichen Einsenkungen, die auf dem Steinkern als kräftiger, in der Mitte geteilter Zapfen heraustreten, entsprechen den Adjustoren und den vorderen Divarikatoren.

Vorkommen: Hessenburg bei Mandeln in rauhen Schiefern im Hangenden der Cultrijugatuszone.

Die vorliegende Art gehört zweifellos in die Gruppe des mitteldevonischen *Spirifer speciosus (intermedius* KAYSER), bei der die Verkümmerung der Sinus- und Sattelbildung bereits deutlich in Erscheinung tritt, und muß als eine extreme Form dieser Reihe aufgefaßt werden.

Cyrtina heteroclyta Defr. typus.

Taf. 4, Fig. 7.

Ausgezeichnet durch die geringe Zahl von breiten, dachförmigen, zugeschärften Seitenfalten. Man beobachtet deren 2—3. Sinus und Sattel heben sich noch deutlich von der seitlichen Skulptur ab.

Die vorliegende Form wurde bereits von OEHLERT als der Typus von *C. heteroclyta* angesehen und von den vielrippigen und fast unberippten Varietäten getrennt[1]); man kann diese auch als selbständige Arten auffassen; die gleiche Auffassung vertritt auch BARRANDE (Syst. Silur. Bohême, 1879, Vol. V, pl. 124).

C. heteroclyta Typus im Sinne OEHLERTs ist im rheinischen Unterdevon sehr selten und mir in diesem nur von Haiger und Mandeln bekannt; sie wird fast überall durch die vielrippigen Formen ersetzt, die als *C. Demarlii* BOUCHARD und *C. intermedia* OEHLERT zu bezeichnen sind. Im rheinischen Mitteldevon kommen die genannten Arten nebeneinander vor und werden noch von unberippten begleitet, die als *C. pauciplicata* OEHL. und *laevis* KAYS. bekannt sind.

Rhynchonella posterior n. sp.

Taf. 7, Fig. 3—4.

Beide Schalen gewölbt, ausgezeichnet durch die geringe Entwicklung von Sinus und Sattel. Die Skulptur besteht aus ziemlich schmalen, einfachen, scharfen Radialrippen. Im Sinus der Ventralschale liegen deren 4—5, seitlich je 6, auf dem kaum hervortretenden Sattel der Dorsalschale 5—6, seitlich je 6—7.

Vorkommen: Haspertal oberhalb Vockenhagen, oberer Grenzsandstein der Brandenbergschichten.

[1]) D. OEHLERT, Études sur quelques fossiles dévoniens de l'ouest de la France. Annales de sc. géol. T. XIX. Art. No. 1. S. 40 ff.

Rhynchonella siegenensis n. sp.

Taf. 4, Fig. 8—11.

Beide Schalen gewölbt, Umriß der Kreisform genähert, nach hinten jedoch stärker verschmälert. Schloßrand stumpfwinklig gebogen.

Ventralschale mit kurzen, kräftigen Zahnstützen und einer von den vorderen Enden der Zahnstützen ausgehenden, die vordere Umgrenzung der Muskeleindrücke andeutenden, halbkreisförmigen Randlinie. Der hintere, vom Schloßrande bis über die Schalenmitte hinausreichende Schalenteil ist auffällig abgeplattet; vor der Mitte biegt sich die Schale plötzlich scharf nach unten, so daß eine hohe, senkrechte Stirnwand entsteht. Ein eigentlicher Sinus fehlt; er ist nur noch durch die Lage der mittleren Rippen, die tief zangenförmig in die Dorsalschale hinaufgreifen, angedeutet. Die Skulptur besteht aus wenigen sehr groben, dachförmigen, scharfkantigen Radialrippen, von denen 3 median und 3 auf den Seiten liegen. Dicht vor dem Stirnrand sind die vorderen Enden der Rippen etwas aufgeworfen.

Dorsalschale mit kräftigem, bis weit über die Schalenmitte hinaus verfolgbarem, vorn in feiner, langer Spitze endigendem Medianseptum und etwas hervortretendem Sattel; auf diesem liegen 4 Radialrippen, von denen die beiden mittleren am schärfsten und höchsten heraustreten; beiderseits liegen deren je 3. Alle Rippen sind, wie auf der Ventralschale, sehr kräftig, dachförmig und scharfkantig.

Vorkommen: Häusling bei Siegen, Siegener Schichten.

Die vorliegende Art gehört in die Gruppe der *Rhynchonella daleidensis* Roemer; dies geht aus der Lage und Anordnung der Medianrippen der Ventralschale und der Sattelrippen der Dorsalschale unzweifelhaft hervor; sonst aber unterscheidet sie sich so wesentlich von den übrigen Vertretern dieser Formengruppe, daß sie als eine extreme Art derselben aufgefaßt werden muß.

Rhynchonella (Wilsonia) dillensis n. sp.

Taf. 4, Fig. 12.

Beide Schalen stark gewölbt, etwas breiter als lang, die größte Breite in der Schalenmitte gelegen; der Schloßrand ist stumpfwinklig gebogen.

Ventralschale in der Umgebung des Wirbels abgeflacht, in der Nähe der Schalenmitte plötzlich scharf nach vorn umgeknickt, so daß der vordere Schalenteil wie eine breite, senkrechte Wand erscheint, die sich seitlich verschmälert. Der Sinus ist sehr flach, beginnt vor dem Wirbel und verbreitert sich rasch nach vorn bis in die Schalenmitte, zieht dann aber in gleichbleibender Ausdehnung, jedoch nur kaum merklich vertieft, über die senkrechte Stirnwand und greift weit in die Dorsalschale über. Die Skulptur besteht aus schmalen, einfachen, dachförmigen, auf der Höhe etwas gerundeten Radialrippen. Im Sinus liegen deren 5, seitlich je 5. Die Zahnstützen sind kurz und kräftig, Muskeleindrücke fehlen.

Dorsalschale in der Wirbelgegend schwach gewölbt, in der Nähe der Schalenmitte ebenfalls plötzlich umgeknickt, so daß beiderseits vom Sattel eine steile Wand erscheint, die sich im Bereiche des Sattels selbst verschmälert. Der starken Verbreiterung der senkrechten mittleren Stirnwand auf der Ventralschale entspricht also eine Verschmälerung derselben auf der Dorsalschale, während auf den seitlichen Schalenteilen das umgekehrte Verhältnis herrscht. Der Sattel beginnt in der Nähe des Wirbels und verbreitert sich rasch nach vorn, hebt sich aber kaum auffällig aus der Schalenwölbung heraus. Auf dem Sattel liegen 6, seitlich je 6 Radialrippen von gleicher Ausbildung wie auf der Ventralschale. Ein kräftiges Medianseptum setzt im Wirbel an, verschmälert sich allmählich nach vorn und geht als feine Leiste bis in die Schalenmitte.

Die konzentrische Skulptur des Steinkerns besteht auf Ventral- und Dorsalschale aus je einem scharfen Anwachsring, der jedesmal in der Nähe der Umbiegung der Schale zur Stirnwand auftritt und zickzackförmig über die Rippen verläuft. Die Regel-

mäßigkeit der Ringe und die gute Erhaltung des vorliegenden zweiklappigen Stückes schließen die Annahme einer Verdrückung aus. Dicht vor der Stirnkommissur ist auf beiden Schalen noch je ein konzentrischer Ring angedeutet.

Vorkommen: Mandeln bei Dillenburg, Cultrijugatuszone.

Rhynchonella (Uncinulus) princeps Barr. var. n. mediorhenana.

Taf. 4, Fig. 14.

Rhynchonella princeps Barr. wurde im rheinischen Devongebiet zum ersten Male von A. Denckmann in der Kalkgrauwacke des Erbsloches im Kellerwald nachgewiesen [1]).

Der vorliegende zweiklappige Steinkern stammt aus dem Steinbruch im Grenbachtal zwischen Oberlahnstein und Braubach, also nach den Aufnahmen E. Kaysers noch aus dem Koblenzquarzit. Um die Verschiedenheit desselben von *Rhynchonella pila* Schnur augenfälliger zu machen, lasse ich einen zweiklappigen Steinkern der letzteren aus der Cultrijugatuszone von Mandeln auf Taf. 4 Fig. 13 abbilden.

Die Unterschiede sind bemerkenswert und erstrecken sich auf die Form der Schale, die Berippung und die Ausbildung der Muskeleindrücke und Blutgefäße der Ventralschale.

Von der Barrandeschen Art unterscheidet sich die mittelrheinische Varietät durch etwas größere Breite und viel feinere Berippung.

Dielasma imitatrix Barrois.

Taf. 4, Fig. 15.

Ch. Barrois: Faune du calcaire d'Ebray. 1889. Taf. X. Fig. 3. S. 149.

Zu der Barrois'schen Art glaube ich das vorliegende zweiklappige Individuum stellen zu sollen, das dieselbe auffallende Sinusbildung in beiden Schalen besitzt wie diese.

Auf der Ventralschale bilden die Adduktoren etwas hinter der Schalenmitte eine schmale, längliche, median gelegene Einsenkung, die vorn rundlich vertieft und hier durch eine sehr feine, nur in der Mitte dieser Vertiefung deutliche Medianlinie

[1]) Dieses Jahrbuch für 1896. S. 159.

geteilt erscheint. Vor dem Muskeleindruck liegt ein kurzes, deutliches, vorn abgeschwächtes, bis zur Schalenmitte reichendes Medianseptum. Auf dem Steinkern tritt der vordere Teil der Adduktoreneindrücke als kleines, längliches, in der Mitte mit sehr feinem Kiel versehenes Höckerchen heraus, während der hintere in länglicher, pfeilförmiger Spitze ausgezogen ist. Die vorderen Divarikatoren und die Adjustoren hinterlassen beiderseits paarig angeordnete, sehr flache, lange, blattförmige, vorn breitgerundete und in der Schalenmitte vor dem Medianseptum endigende Eindrücke, die seitlich von je einer nach hinten vertieften, linearen Furche begleitet werden; weiter nach außen folgen dann von hinten nach vorn anscheinend 3 gegen den Außenrand gerichtete, sehr kurze Blutgefäßstämme, die sich gegen die Außenränder mehrfach in etwas welligen Linien verästeln.

Auf der Dorsalschale hinterlassen die vorderen und hinteren Adduktoren beiderseits von einer kurzen, septumartig verdickten Mittellinie im hinteren Schalendrittel je 2 schräg nach außen divergierende, längliche Einsenkungen, die nach hinten kräftig vertieft und gut gegen einander abgegrenzt sind, nach vorn jedoch stark verflachen und in einander verlaufen. Sie bilden hier eine längliche, zugeschärfte, stark nach außen divergierende, bis in die Schalenmitte reichende, flache Einsenkung. Ein feines, aber deutliches Medianseptum liegt in der Schnabelspitze und reicht bis zu dem hinteren Ende der Adduktoren.

Vorkommen: Laubachtal bei Koblenz, Cultrijugatuszone.

?Centronella imparstria n. sp.

Taf. 7, Fig. 5—8 und Taf. 8, Fig. 11.

Ventralschale mäßig gewölbt, von länglich rundem Umriß, mit kurzen, aber kräftigen, nach vorn etwas divergierenden Zahnstützen und einem sehr kurzen, feinen Medianseptum in der Schnabelspitze. Der mittlere, zwischen den Zahnstützen bezw. deren gedachter Verlängerung liegende Schalenteil erhebt sich zunächst schwach aus der übrigen Schalenwölbung und ist dann in der Mittellinie der Schale wiederum flach sinusartig vertieft. Deutliche Muskeleindrücke sind nicht vorhanden. Die Skulp-

tur der Ventralschale besteht aus zahlreichen, scharfen, aber schmalen, gerundeten Radialrippen, von denen sich zuweilen einige in der Nähe des Stirnrandes durch Gabelung oder Einschiebung vermehren; sie greifen sehr scharf auf den Steinkern über, ihre Zahl beträgt hier etwa 18—21.

Die beiden Radialrippen, welche den mittleren, etwas erhabenen Schalenteil begrenzen, sind stärker als alle anderen und treten als Rippen erster Ordnung besonders scharf hervor; sie gabeln sich häufig im vorderen Schalendrittel in der Nähe des Stirnrandes; die Gabelung selbst ist beiderseits ungleichmäßig und auch die Gabelenden ein und derselben Rippe sind häufig von verschiedener Stärke. Das in Fig. 5 abgebildete Stück zeigt eine einfache Gabelung der rechten Hauptrippe; das äußere Gabelende ist das stärkste; außerdem schiebt sich nach links gegen die Medianrippen noch eine feine Zwischenrippe ein (die Einschiebung kommt auf der Abbildung nicht deutlich genug heraus). Die scheinbare Gabelung der linken Hauptrippe dürfte auf Verdrückung beruhen; dagegen schiebt sich zwischen ihr und der ersten linken Seitenrippe eine deutliche Zwischenrippe ein. Fig. 6 besitzt eine in 3 Gabelenden aufgelöste linke, aber eine ungegabelte rechte Hauptrippe; die Enden der linken Gabel werden hier nach außen schwächer. In Fig. 8a erscheint nur die rechte Hauptrippe einfach und gleichmäßig gegabelt, die linke ist ungegabelt. Auf den in Fig. 7 und 8c abgebildeten Stücken bleiben die Hauptrippen einfach.

Der mittlere, zwischen den Hauptrippen gelegene, etwas vertiefte Schalenteil besitzt eine (Fig. 8c) oder 2 (Fig 5, 6, 7 und 8a) schwächere, ungegabelte Radialrippen zweiter Ordnung. Sind 2 Medianrippen vorhanden, so sind diese unter sich von annähernd gleicher Stärke[1]).

Eine besondere Differenzierung zeigt die ventrale Radial-

[1]) Die verdrückte Ventralschale 8d, die sich zur genauen Abbildung nicht recht eignete, besitzt eine linke, einfach gegabelte, und eine rechte ungegabelte Hauptrippe. Dazwischen liegen sicher 4 Medianrippen, von denen die links von der rechten Hauptrippe gelegene stärker ist als die übrigen, so daß sie vielleicht als zur Hauptrippe gehörige Nebenrippe zu deuten wäre.

skulptur noch bei dem in Fig. 8b abgebildeten Individuum: Der mittlere Schalenteil wird hier von 2 Hauptrippen 1. Ordnung begrenzt, von denen die rechte einfach bleibt, während die entsprechende linke sich bei einfacher Gabelung in 2 fast gleich starken Enden auflöst; zwischen beide schieben sich nach rechts bezw. links gegen die Schalenmitte zunächst je 1 etwas schwächere Medianrippe 1. Ordnung ein und zwischen diesen liegt genau in der Schalenmitte eine feinere Medianrippe 2. Ordnung, die der Lage und Größe nach der Mittelrippe in Fig. 8c entspricht.

Die seitlich von den Haupt- und Mittelrippen gelegenen zahlreichen Seitenrippen sind meist einfach; nur bei Fig. 5 zeigt sich, wie schon erwähnt, zwischen der linken Hauptrippe und der 1. Seitenrippe eine deutliche Zwischenrippe eingeschoben, die sich übrigens enger an letztere anlehnt.

Schwache konzentrische Anwachsringe treten nur ganz vereinzelt auf; dazwischen erkennt man bei nur guter Erhaltung noch eine sehr feine, zierliche, zickzackförmige Zwischenskulptur.

Dorsalschale ebenfalls mäßig gewölbt, zuweilen mit sehr flacher, nur im vorderen Schalenteil deutlicher, nach vorn sich etwas verbreiternder Mediandepression (Fig. 11, Taf. 8); diese ist dann beiderseits von einer kräftigen, einfachen oder gegabelten Hauptrippe 1. Ordnung begrenzt. Ein feines, aber scharfes Medianseptum liegt im hinteren Schalendrittel und geht bis in die Schnabelspitze. Die Skulptur der schon erwähnten, leidlich erhaltenen Dorsalschale zeigt eine rechte ungegabelte und eine linke einfach gegabelte Hauptrippe, zwischen diesen 2 etwas schwächere, einfache Medianrippen und beiderseits zahlreiche, noch feinere, einfache Seitenrippen.

Auch die Taf. 7, Fig. 8e abgebildete Dorsalschale läßt zweifellos, obwohl sie nicht genügend erhalten ist, eine ungleichmäßige Skulptur auf dem mittleren Schalenteil erkennen.

Armgerüst unbekannt.

Vorkommen: Rechtes Gehänge des Eifgentals oberhalb Markus Mühle, Blatt Kürten, Hobräcker Schichten.

Die vorliegende Art gehört in eine Formenreihe, zu der auch die seinerzeit von mir als *Rensselaeria carinatella* und *robustella*

beschriebenen und bereits in einer besonderen Gruppe vereinigten rheinischen Arten gehören, ferner die mit *carinatella* völlig übereinstimmende *Trigeria Oehlerti* Drev., die aus französischem Unterdevon bekannte *Tr. Bergeroni* Oehl. und die von A. Ulrich aus Bolivien beschriebene *Centronella Silvestri* Ulr.[1]). Eine auffallende äußere Ähnlichkeit besitzen manche Vertreter der ganzen Gruppe mit *Retzia* cf. *Jamesiana* Hartl[1]) und *Retzia Adrieni* de Vern. Es ist deshalb unsicher, ob man für manche der genannten Arten das Vorhandensein eines spiraligen Armgerüsts annehmen und sie als *Retzia* bezw. *Trigeria* im Sinne Zittels zu den *Spiriferiden* stellen könnte. Ein abschließendes Urteil über die Frage der generischen Stellung der ersten Gruppe wäre nur durch eine neue, auf umfassendes Vergleichsmaterial gestützte Bearbeitung zu erzielen, vorausgesetzt, daß bei der unvollständigen Erhaltung des Schaleninnern überhaupt durchgreifende äußere Trennungsmerkmale vorhanden wären.

Von dieser Formenreihe sind die Arten auszuschließen, die bisher als *Centronella confluentina*, *Guerangeri*, *Gaudryi* und *laevicosta* aus westeuropäischem Unterdevon erwähnt und bei den *Terebratuliden* in der Nähe der Gattung *Rensselaeria* untergebracht wurden, eine Annahme, deren Richtigkeit sich wenigstens für die rheinischen Formen vor Entdeckung des bisher unbekannten Armgerüsts ebenfalls kaum mit Sicherheit nachweisen läßt.

Centronella taunica n. sp.

Taf. 5, Fig. 5—8.

Umriß der Kreisform genähert, nach hinten verschmälert.

Ventralschale gleichmäßig gewölbt, mit kurzen, aber kräftigen, nach vorn divergierenden Zahnstützen, ohne deutliche Muskeleindrücke. Wirbel spitz, etwas vorragend.

Dorsalschale abgeflacht, zuweilen mit einer sehr seichten, in der Wirbelgegend beginnenden und sich nach vorn stark verbreiternden mittleren Depression. Ein kurzes, aber kräftiges Medianseptum liegt im hinteren Schalendrittel und endigt dicht vor

[1]) Neues Jahrb. für Mineral. usw. Beilage-Bd. VIII. 1893.

dem Wirbel; seitlich von ihm liegt je ein dreieckiger, nach hinten zugespitzter Eindruck der Adduktoren; diese lassen nach vorn keine deutliche Umgrenzung erkennen.

Die Skulptur besteht aus 18—26 verhältnismäßig groben, gerundeten, einfachen Radialrippen, über die zahlreiche, zierliche, zickzackförmige Anwachsstreifen verlaufen; diese treten in der hinteren Schalenhälfte noch vereinzelt und in größeren Abständen von einander auf, scharen sich aber nach dem Stirnrande zu in dichter Reihenfolge hintereinander. Einige derselben treten etwas kräftiger heraus. Die Radialberippung greift ziemlich stark, die konzentrische Skulptur nur schwach und auch nur im vorderen Schalendrittel auf den Steinkern über.

Das Armgerüst ist unbekannt, die generische Stellung deshalb noch unsicher.

Vorkommen: Taunusquarzit mit *Spirifer primaevus*, von A. Leppla als Gerölle im Mittleren Buntsandstein der Grube Velsen bei Gr. Rosseln, Blatt Ludweiler, gefunden.

Von der ähnlich skulpturierten *C. laevicosta* der Remscheider Schichten unterscheidet sich die vorliegende Art durch die viel flachere Dorsalschale und die Form des Medianseptums in derselben.

Lamellibranchiata.

Posidonomya minima n. sp.

Taf. 7, Fig. 10—12.

Schale sehr klein und zierlich, flach, annähernd so hoch wie lang, nur ausnahmsweise etwas höher als lang (vielleicht infolge seitlicher Verdrückung). Wirbel etwas vor der Mitte gelegen, kaum vorragend; von ihm verläuft zuweilen schräg nach vorn und unten eine flache Schalendepression, so daß ein vorderer Flügel abgetrennt erscheint (Fig. 10).

Schloßrand gerade, Hinterrand schwach gebogen, annähernd senkrecht gegen den Schloßrand gestellt und mit gerundeter Ecke in diesen übergehend. Unterrand wohl gerundet und mit gleichmäßiger Rundung in Hinter- und Vorderrand übergehend; letz-

terer ebenfalls schwach gebogen, steil bis annähernd senkrecht gegen den Schloßrand gerichtet und in diesen mit stumpfer Ecke übergehend.

Die Skulptur besteht in der oberen Schalenhälfte aus breiten, konzentrischen, erhabenen, ziemlich gleichmäßigen Anwachsringen, die bei guter Erhaltung noch eine sehr feine, gleichmäßige konzentrische Streifung zeigen (Fig. 11) und vom Wirbel nach unten allmählich an Stärke etwas zunehmen. Unter der Schalenmitte werden die konzentrischen Ringe plötzlich schmäler, bleiben aber unter sich ziemlich gleich stark. Im untersten Schalenteil verschwinden sie fast ganz; nur ab und zu ist hier noch ein breiter Ring schwach angedeutet.

Im Schaleninnern liegen hinter dem Wirbel 2 schmale, sehr feine, schwach divergierende Leisten, die sehr spitzwinklig gegen den Schloßrand gestellt sind und bis dicht an die Übergangsstelle von Schloß- und Hinterrand reichen. Sie könnten vielleicht als hintere Leistenzähne gedeutet werden, obwohl solche bei der Gattung *Posidonomya* sonst nicht beobachtet werden.

Vorkommen: Rechtes Gehänge des Ennepetals dicht oberhalb Altenvörde, graublaue Schieferbank im Rotschieferhorizont an der oberen Grenze der Unterhonselerschichten.

Myalina circularis Frech.

Taf. 6, Fig. 1.

F. Frech: Die devonischen Aviculiden Deutschlands. Abh. zur Geol. Spezialkarte v. Preußen. IX. 3. 1891, S. 141, Taf. XVI, Fig. 1.

Die vorliegende rechte Schale ist mäßig gewölbt, Vorder-, Unter- und Hinterrand bilden eine wohlgerundete, der Kreisform genäherte Linie; der Schloßrand ist gerade, im übrigen nicht gut erhalten, namentlich ist die Längsstreifung nicht sichtbar. Auch ist der hintere Schalenteil wie bei der von Frech abgebildeten linken Klappe zerbrochen. Zähne fehlen.

Wirbel weit vorn am vorderen Ende des Schloßrandes gelegen und etwas über denselben vorragend. Ein vorderes Ohr fehlt; an seiner Stelle ist der Schalenrand scharf nach hinten eingezogen.

Die Skulptur ist schlecht erhalten, nur auf dem hinter dem Wirbel gelegenen Schalenteil beobachtet man eine konzentrische, steil gegen den Schloßrand gestellte Anwachsstreifung. Eine radiale Skulptur war nicht vorhanden.

Vorkommen: Steinbruch im Grenbachtal zwischen Oberlahnstein und Braubach, Koblenzquarzit.

Von der vorliegenden Art war bisher nur die linke Klappe in dem einen Originale Frechs bekannt.

Myalina lenneana n. sp.

Taf. 7, Fig. 13 u. Taf. 8, Fig. 12.

Beide Schalen schief oval, fast so lang wie hoch, mäßig gewölbt, die höchste Aufwölbung im oberen Schalendrittel unterhalb des Wirbels gelegen; der hintere Teil der Schale fällt von hier steil nach hinten zum Schloßrande ab und ist hinter dem Wirbel stark nach innen eingezogen; der Abfall des vorderen Schalenteils nach dem Schloßrande zu ist etwas flacher. Nach unten senkt sich die Schale allmählich und gleichmäßig.

Wirbel niedergedrückt, am vorderen Ende des Schloßrandes gelegen und etwas über denselben vorgezogen.

Der Vorderrand springt vor dem Wirbel etwas nach vorn, jedoch ohne ein Ohr zu bilden, und geht dann mit breiter Rundung in den wohlgerundeten, etwas schräg nach hinten gerichteten Unterrand über. Dieser verläuft mit breiter Rundung in den schräg nach oben und vorn gerichteten, schwach gebogenen, in der Nähe des Schloßrandes fast geradlinigen Hinterrand. Hinterrand und Schloßrand stoßen in stumpfer, abgerundeter Ecke zusammen.

Der Schloßrand ist mäßig breit, zahnlos und in seiner ganzen Länge fein längsgestreift.

Vorkommen: Weit verbreitet in den mitteldevonischen Lenneschiefern, von den Honselerschichten nach unten durchgehend bis in die Mühlenbergsandsteine; vielleicht auch in den Hobräckerschichten vorhanden.

Die vorliegende Art besitzt eine von den übrigen rheinischen

Myalinaarten etwas abweichende, weniger schiefe, dafür aber stärker gerundete und nach vorn verbreiterte Gestalt[1]).

Modiomorpha extensa n. sp.

Taf. 6, Fig. 2—3.

Beide Schalen mäßig gewölbt, ziemlich groß, nach vorn stark verschmälert, nach hinten sehr verbreitert. Vor dem Wirbel beginnt eine sehr flache, schräg nach hinten, zum vorderen Teile des Unterrandes hinabziehende Depression.

Wirbel weit nach vorn gerückt, breit und etwas über den Schloßrand niedergedrückt.

Der Vorderrand bildet einen kurzen, scharfen, etwas nach vorn vorspringenden Bogen, der Unterrand ist lang, sehr flach geschwungen und geht mit stumpf abgerundeter Ecke in den Hinterrand über; dieser wendet sich in breitem, flachem Bogen steil in die Höhe zum Schloßrand, in den er mit sehr stumpfer, etwas kantiger Ecke übergeht. Der Schloßrand fällt sehr schräg nach vorn ab.

Vorderer Muskeleindruck groß und tief eingesenkt, von dreieckigem Umriß, nach oben sehr kräftig ausgeprägt, nach unten sich allmählich verflachend, nach hinten durch eine kräftige Schwiele begrenzt. Über ihm liegt ein runder, deutlicher Fußmuskeleindruck.

Mantellinie undeutlich, Schloß nicht erhalten.

Vorkommen: Laubachtal bei Koblenz, Cultrijugatuszone.

Cucullella perovalis n. sp.

Taf. 6, Fig. 4.

Schale flach, aber gleichmäßig gewölbt, von länglich ovalem Umriß, nach hinten etwas verlängert.

Vorder- und Hinterrand stärker, Unterrand etwas flacher gerundet, alle zusammen bilden eine gleichmäßig gerundete Linie,

---

[1]) Fig. 13 auf Taf. 7 wurde von dem Zeichner, der während der Abwesenheit des Verfassers von Berlin die selbständige Anfertigung der Tafeln übernommen hatte, in falscher Stellung wiedergegeben und mußte daher durch die neue Abbildung auf Taf. 8 ersetzt werden.

der Schloßrand ist ziemlich lang und unter dem Wirbel sehr stumpfwinklig gebogen.

Wirbel flach, etwas vor der Mitte gelegen. Vor ihm liegt eine bis in die Nähe der Schalenmitte reichende, schwach nach vorn gebogene, am unteren Ende etwas verbreiterte innere Leiste Muskeleindrücke und Mantellinie undeutlich.

Das Schloß besteht aus sehr zahlreichen feinen, vertikal gestellten Zähnchen.

Vorkommen: Höhenweg östlich der Eisernhardt unweit des Obstgartens bei Siegen, Siegener Schichten. Kühpäd bei Daaden, Unterkoblenzschichten.

Die vorliegende Art besitzt nahe Verwandten in der im Folgenden neubenannten rheinischen Art und in der im Unterdevon von Para, Brasilien, bekannten *C. Branneri* CLARKE[1]).

Cucullella Beushauseni n. sp.

Cucullella elliptica BEUSH. ex parte. Die Lamellibr. des rheinischen Devon. Abhandl. Preuß. Geol. Landesanstalt. Neue Folge, 17. 1895. S. 104, Taf. V, Fig. 9—11.

Mit *Cucullella elliptica* MAUR. vereinigt BEUSHAUSEN eine Form, die sich durch ihre verhältnismäßig große Länge, den wohlgerundeten Umriß und vor allem durch die sehr schwache, meist kaum angedeutete Entwicklung des hinteren Muskeleindruckes so wesentlich von der typischen *elliptica* unterscheidet, daß sie am besten von ihr getrennt bleibt.

Die typische *elliptica* MAURER kommt in weitester Verbreitung in den Unterkoblenzschichten des Mittelrheins, der Eifel, des südlichen Siegerlandes und des Kellerwaldes (Michelbacherschichten) vor und besitzt überall die gleiche, durch die sehr kräftige Ausbildung des hinteren Muskeleindrucks ausgezeichnete Gestalt. Am Mittelrhein strotzen stellenweise dünne Bänkchen von massenhaft angehäuften Individuen dieser Art, die alle die gleiche charakteristische Ausbildung zeigen; die zweite Form, für die ich den Namen *Beushauseni* vorschlage, fehlt hier, sie kommt nach

[1]) J. M. CLARKE: Molluscos devonianos do Estado do Pará, Brazil. Archivos do Museu nacional 1899. Vol. X, S. 129, Taf. VIII.

Beushausen jedoch am Nellenköpfchen und nach einer freundlichen Mitteilung des Herrn Dienst im Kellerwald vor. Weiter sind hierhin die von W. E. Schmidt aus den Siegener Schichten als *elliptica* erwähnten Formen zu stellen[1]). Nach meinen heutigen Erfahrungen fehlt die typische *elliptica* in den Siegener Schichten und im Taunusquarzit gänzlich, ein Grund mehr, sie von der zweiten Form zu trennen.

Cucullella depressa n. sp.

Taf. 6, Fig. 5.

Schale flach gewölbt, stark nach hinten verlängert, viel länger als hoch; Höhe und Länge verhalten sich wie 2 : 5.

Vorderrand wohl gerundet, etwas vorspringend, ganz allmählich in den langen, nur schwach gebogenen Unterrand übergehend. Hinterrand sehr schräg nach oben und vorn gerichtet, mit dem Unterrand in spitzer Ecke zusammenstoßend. Schloßrand mäßig lang, stumpfwinklig gebogen.

Wirbel flach, niedergedrückt, vor der Mitte gelegen. Von ihm zieht eine scharfe Kante bis in die Hinterecke, in deren Nähe sie etwas stärker abgerundet erscheint. Der hinter ihr liegende Schalenteil fällt steil nach hinten ab, der Abfall nach vorn und unten vollzieht sich dagegen sehr gleichmäßig und allmählich. Vor dem Wirbel liegt eine bis in die Schalenmitte reichende, gerade, schwach nach vorn gerichtete innere Leiste.

Muskeleindrücke und Mantellinie undeutlich.

Das Schloß ist nicht erhalten. Die Skulptur besteht aus feinen, etwas ungleichmäßigen konzentrischen Anwachsstreifen.

Vorkommen: Zwischen Hundsberg und Hohe Roth am Wege von Flammersbach nach Deuz bei Siegen, Rauhflaserhorizont der Siegener Schichten.

Die vorliegende Art steht der *C. longiuscula* Beush. nahe und unterscheidet sich von ihr durch geringere Schalenwölbung, die stärkere Verschmälerung des hinteren Schalenteils und vor allem durch die große Schärfe der vom Wirbel zur Hinterecke ziehenden Kante.

---

[1]) W. E. Schmidt: Die Fauna der Siegener Schichten des Siegerlandes usw. Dieses Jahrb. 1907. XXVIII. 3.

Cypricardella rhomboidalis n. sp.

Taf. 6, Fig. 6.

Rechte Schale flach gewölbt, von annähernd rhomboidalem Umriß. Höhe und Länge annähernd = 2 : 3.

Unterrand sehr flach geschwungen, mit scharfer Ecke gegen den Hinterrand abgesetzt, dieser sehr steil nach oben und vorn gerichtet und mit stumpfer Ecke in den Schloßrand übergehend. Der Schloßrand verläuft hinter dem Wirbel annähernd geradlinig und ist etwas schräg nach unten geneigt, unter dem Wirbel biegt er sich in stumpfem Winkel scharf nach vorn und unten. Der Vorderrand ist nicht erhalten.

Wirbel niedrig, gerundet, wenig vorragend, weit nach vorn gerückt; von ihm zieht gegen die Hinterecke eine sehr stumpfe Kante, die in der Nähe der Ecke etwas verflacht und von einer vor ihr gelegenen breiten, seichten, nach unten ebenfalls verflachenden Depression begleitet wird.

Muskeleindrücke nicht erhalten, Mantellinie undeutlich.

Das Schloß besteht in der rechten Klappe aus einer länglich-dreieckigen, gerade nach vorn gerichteten Zahngrube, einem vor ihr gelegenen, fast verkümmerten vorderen und einem länglich leistenförmigen, vorn zugespitzten und sich nach hinten allmählich verbreiternden, schräg gestellten hinteren Schloßzahn.

Die Skulptur wird von wenigen breiten, nur sehr schwach entwickelten Anwachsringen gebildet, die nur auf und hinter der vom Wirbel zur Hinterecke verlaufenden Kante etwas deutlicher heraustreten; sie verschwinden in der Nähe des Wirbels und auf dem vorderen Schalenteil.

Linke Schale noch unbekannt.

Vorkommen: Mandeln bei Dillenburg, Cultrijugatuszone.

Carydium carinatum Maur.

Taf. 6, Fig. 7.

F. Maurer: Der Quarzit von Neuweilnau. Ber. d. Senckenberg. naturf. Ges. in Frankf. 1902. S. 59, Taf. V, Fig. 26 u. 27.

Eine gut erhaltene linke Klappe dieser Art sammelte ich im Taunusquarzit an der Stromberger Neuhütte, dem bekannten linksrheinischen Fundorte.

W. E. Schmidt erwähnt sie aus den Siegener Schichten.

Ihre vertikale Verbreitung reicht nunmehr von der Siegener Stufe bezw. dem Taunusquarzit bis in die an der Basis der Unterkoblenzschichten liegende Zone des *Prosocoelus Beushauseni* und der Cypricardellenbänke, zu welcher ich das Vorkommen von Neuweilnau-Riedelbach stelle.

Prolucina bilineata n. sp.

Taf. 7, Fig. 14—15.

Beide Schalen mäßig gewölbt, von kreisförmigem Umriß. Schloßrand gebogen, Wirbel dicht vor der Mitte gelegen.

Muskeleindrücke kräftig, den Außenrändern genähert. Der vordere ist schmal und stark verlängert, schwach bogenförmig nach hinten gerichtet und in der Mitte durch eine flache Erhebung in zwei fast gleiche Teile zerlegt; der hintere ist viel kürzer und länglich rund. Über den hinteren Muskeleindrücken liegt in beiden Schalen je eine am inneren Rand der Schloßplatte bis in die Wirbelgegend entlang ziehende, lange, flachbogenförmige Leiste, der eine kürzere, vor dem Wirbel über den vorderen Muskeleindrücken gelegene entspricht. Man kann sie, wie die inneren Leisten von Paracyclas, als Stützleisten für die Muskeleindrücke betrachten[1]).

Mantellinie deutlich, ganzrandig.

Das Schloß besteht in der linken Klappe aus einem kräftigen, dreieckigen, höckerartigen, nach innen gerichteten Schloßzahn. Das Schloß der rechten Klappe ist nicht genügend erhalten.

Ligamentfläche lang, innerlich hinter den Wirbeln gelegen; auf derselben beobachtet man zwischen der inneren Leiste und dem Außenrande zwei Stützleisten für das Ligament, von denen die innere etwas kräftiger und etwas länger ist als die äußere; beide verlaufen parallel der inneren Stützleiste der Muskeleindrücke, reichen jedoch nicht so weit nach hinten wie diese.

Die Skulptur der Schalenoberfläche ist infolge ungünstiger

[1]) Über die Bedeutung der inneren Leisten von *Paracyclas* spricht sich Beushausen in diesem Sinne aus (Lamellibr. Rhein. Devon 1895. S. 166).

Erhaltung nicht zu beobachten; vielleicht war jedoch eine feine konzentrische Anwachsstreifung vorhanden.

Vorkommen: Rechtes Gehänge des Haspertals oberhalb Vockenhagen, Blatt Hagen i. W., oberer Grenzsandstein der Brandenbergschichten.

Vielleicht gehört zu der beschriebenen Art ein zweiklappiger, stark verdrückter Skulpturkern aus den Hobräcker Schichten vom westlichen Gehänge des Haspertals oberhalb Haspe, der auf Taf. 7, Fig. 16, abgebildet ist. Er zeigt eine feine konzentrische Anwachsstreifung.

?Panenka aequistria n. sp.

Taf. 5, Fig. 1.

Schale mäßig gewölbt, von kreisförmigem Umriß, etwas länger als hoch, die größte Breite in der Schalenmitte gelegen.

Schloßrand kurz, gerade; Wirbel zentral, etwas vorragend.

Die Skulptur besteht aus etwa 50 scharfen, gerundeten, einfachen Radialrippen von annähernd gleicher Stärke.

Vorkommen: Rammelsberg bei Goslar am Harz, Oberkoblenzschichten.

?Solenopsis sp. cf. vetusta Goldf.

Taf. 7, Fig. 17.

Der vorliegende schlecht erhaltene Rest aus den Hobräcker Schichten vom Steinbruch im westlichen Gehänge des Haspertals oberhalb der Stadt könnte vielleicht zur Gattung *Solenopsis* gehören.

Eine vom Wirbel dicht unter dem Schloßrande zum Hinterrande verlaufende lineare Falte ist nicht zu erkennen, doch zeigt die Skulptur einige Ähnlichkeit mit der von *S. vetusta*; nur ist sie noch feiner als bei dieser.

Grammysia bifurcata n. sp.

Taf. 5, Fig. 2.

Beide Schalen kräftig gewölbt, von halbkreisförmigem Umriß, fast so lang wie hoch, die größte Länge in der Schalenmitte gelegen.

Schloßrand gerade, zahnlos; Wirbel subzentral, stark nach vorn eingekrümmt; vor ihm liegt eine kräftig vertiefte, herzförmige Lunula. Vom Wirbel verläuft auf beiden Schalen zum Unterrande je eine deutliche Furche. Auf der rechten Schale ist sie breiter als auf der linken, in der Tiefe gerundet und fast median gelegen; sie verbreitert sich allmählich etwas nach vorn und geht nach der Mitte des Unterrandes. Auf der linken ist sie sehr schmal und rinnenförmig, nach vorn kaum verbreitert; sie liegt dicht vor dem hinteren Ende des vorderen Schalendrittels und erreicht den Unterrand vor der Mitte. Die Furche der linken Schale fällt also vor diejenige der rechten. Zwischen der Furche der linken Schale und der Schalenmitte verläuft vom Wirbel zum Unterrande eine schmale, rückenartige Erhebung, hinter der sich die Schale plötzlich etwas einsenkt und abflacht.

Die konzentrische Skulptur besteht auf der rechten Schale im vorderen Schalendrittel aus groben, schief dachförmigen, auf der Höhe scharfkantigen, einfachen Rippen, die nach oben steiler, nach unten flacher abfallen und vom Wirbel nach dem Unterrande hin allmählich an Stärke zunehmen; dicht vor dem Unterrande werden sie durch eine feinere, etwas ungleichmäßige konzentrische Skulptur ersetzt. Kurz vor der Medianfurche erscheinen die Rippen plötzlich stark abgeschwächt und verflacht und es schalten sich zwischen sie hier noch einige kurze, gerundete bis abgeflachte, kräftige Zwischenrippen in der Weise ein, daß zwischen je 2 durchgehende Rippen eine Zwischenrippe zu liegen kommt. In das Innere der Medianfurche setzt nur die feinere konzentrische Skulptur in der Nähe des Unterrandes fort; diese geht von hier aus auch noch auf den Anfang des hinteren Schalenteils, der weiter nach oben und hinten nur von sehr breiten, etwas unregelmäßigen, flachgerundeten Ringen bedeckt wird.

Auf der linken Schale liegen vor der subzentralen Furche schmale, scharfe, konzentrische, lamellenartig heraustretende Rippen, die ebenfalls nach oben steiler abfallen als nach unten und im vordersten Schalenteil ziemlich schroff nach oben gebogen erscheinen. Sie verflachen ebenfalls kurz vor der Medianfurche und vermehren

sich hier in der unteren Schalenhälfte durch Einschiebung von mehr oder weniger kräftigen Zwischenrippen, deren je 1 zwischen 2 durchgehenden Rippen liegt, in der oberen durch ein- oder mehrfache Gabelung; die Gabelenden sind von ungleicher Stärke, setzen als feine Streifen in die subzentrale Furche fort und erscheinen hinter ihr auf dem rückenartigen schmalen Schalenteil wiederum deutlicher und teilweise erheblich verdickt. Die konzentrische Skulptur der unteren Schalenhälfte geht ebenfalls nur sehr undeutlich und abgeschwächt durch die subzentrale Furche, erscheint jedoch hinter derselben auf dem medianen Rücken wiederum als sehr grobe ziemlich gleichmäßige Berippung. Auf der Höhe des Medianrückens verflacht die grobe Skuptur plötzlich und setzt sich auf den hinteren Schalenteil nur noch in der Form sehr flacher, runder Ringe fort; diese und die zwischenliegenden Furchen werden noch von feinen, gleichmäßigen, konzentrischen Streifen bedeckt; letztere lösen sich in feinen, etwas ungleichmäßigen Bündeln von den hinteren, verflachten Enden der groben Rippen des Medianrückens ab. Dicht über dem Unterrand wird die grobe konzentrische Berippung des vor der subzentralen Furche gelegenen untersten Schalenteils durch eine etwas feinere, ungleichmäßige Streifung ersetzt.

Vorkommen: Siechhaustal bei Capellen am Rhein, Koblenzquarzit.

Allerisma extensa n. sp.

Taf. 8, Fig. 1.

Allerisma sp. aff. Münsteri Arch. Vern. Herm. Schmidt jun: Beiträge zur Kenntnis des Elberfelder Devon. Jahresber. des naturwiss. V. in Elberfeld, Heft 12, S. 59, Taf. I, Fig. 12 (?13).

Beide Schalen mäßig gewölbt, höher als lang, vorn verschmälert, hinten sehr stark verbreitert. Wirbel weit nach vorn gerückt, verhältnismäßig kurz und wenig vorragend, nach vorn über den Schloßrand eingekrümmt. Lunula undeutlich, Vorderrand in gerundetem Bogen vorspringend; Unterrand lang, gebogen und mit breiter Rundung in den langen, gebogenen, steil nach oben gerichteten Hinterrand übergehend. Schloßrand lang, gerade. Vom

Wirbel zieht eine schmale, flache, mehr oder weniger deutliche, nach vorn sich etwas verbreiternde Depression radial zum vorderen Teile des Unterrandes, der hier etwas eingezogen erscheint. Eine hintere gebogene Kante zur Abgrenzung eines Schloßfeldes fehlt.

Die Skulptur besteht in der vorderen Schalenhälfte aus ziemlich gleichmäßigen, kräftigen, auf der Höhe etwas kantigen Anwachsrippen, von denen sich einige im vorderen Schalendrittel einfach gabeln; es schieben sich zwischen je 2 auf einanderfolgende gegabelte Rippen 1—2 einfache ein. In der hinteren Hälfte der Schale setzt sich die grobe Anwachsskulptur nur noch in der Wirbelgegend in einfachen Rippen fort, sonst wird sie durch einige sehr breite, flache, ungleichmäßige Ringe ersetzt, über die eine sehr feine konzentrische Skulptur hinwegzieht; die letztere greift dicht vor dem Unterrande auch noch auf den vorderen, grobberippten Schalenteil über und ist ebenfalls noch in der radialen Schalendepression in der Nähe der Gabelungsstellen der Rippen deutlicher bemerkbar.

Muskeleindrücke und Mantellinie waren nicht zu beobachten.

Vorkommen: Höhe gegenüber Milspe, kalkführender oberer Horizont der Oberhonselerschichten.

Herm. Schmidt jun. erwähnt sie von der Wolkenburg bei Elberfeld und gibt bereits die starke Verbreiterung des hinteren Schalenteils als charakteristisches Unterscheidungsmerkmal an.

Leptodomus pelecyides n. sp.

Taf. 5, Fig. 3 und Taf. 8, Fig. 13.

Schale mäßig gewölbt, stark verlängert, mit vor der Mitte gelegenen, über den Schloßrand eingekrümmten Wirbeln, vor diesen eine längliche Lunula. Schloßrand lang, gebogen; der Übergang vom Vorderrand in den Unterrand ist nicht erhalten, er war anscheinend bogig gerundet; Unterrand sehr lang und stark geschwungen, in sehr spitzwinkliger Ecke mit dem sehr schräg gestellten Hinterrand zusammenstoßend. Vom Wirbel zur Hinterecke verläuft ein langer, sehr scharfer, nach oben gebogener Kiel, hinter

dem die Schale zunächst sehr stark, dann wieder flacher abfällt; dadurch erscheint das sehr schmale und lange, dreieckige hintere Schalenfeld etwas ausgehöhlt. Vor dem Kiel ist die Schale gleichmäßig gewölbt. Eine zweite, deutliche, namentlich dicht hinter den Wirbeln sehr scharfe Kante zieht von diesen nach dem oberen Ende des Hinterrandes und grenzt ein verhältnismäßig breites, länglich-lanzettliches Schloßfeld ab. Auf diesem begrenzt eine kürzere, scharfe Kante die Ligamentfurche, die nach innen von einer scharfen, vor der Kante gelegenen Leiste begleitet wird.

Die Skulptur besteht aus zahlreichen, einfachen, mäßig groben, etwas ungleichmäßigen Anwachsrippen, die im vorderen Schalendrittel stärker heraustreten, gegen die Schalenmitte aber bereits verflachen. Auf dem hinteren dreieckigen Schalenfeld ist eine deutliche, feine, etwas ungleichmäßige und wellige, schräg nach oben und vorn gerichtete Anwachsstreifung erkennbar.

Muskeleindrücke und Mantellinie waren nicht zu beobachten.

Vorkommen: Bienhorntal bei Ehrenbreitstein, Koblenzquarzit.

Die vorliegende Art unterscheidet sich von der ähnlichen *Leptodomus posterus* Beush. durch die sehr lange Gestalt, das viel schmälere und stark ausgehöhlte hintere Schalenfeld, dem die beiden, bei *posterus* vorhandenen, radialen Falten fehlen; weiter durch das Vorhandensein eines scharfen, das Schloßfeld begrenzenden Kieles und durch die einfache konzentrische Skulptur.

Gastropoda.

Salpingostoma tripleura A. Fuchs.

Taf. 8, Fig. 3—7.

Salpingostoma tripleura: Fauna der Remscheider Schichten. Abh. Preuß. Geol. Landesanstalt. Neue Folge, 58. 1909. S. 75, Taf. XI.

Die vorliegenden Individuen geben ein besseres Bild von dem Spalt am vorderen Ende des Schlitzbandes als mein früheres Material. Auch die trompetenartig erweiterte Mündung ist besser

erhalten: auf dem hintersten Schalenteil liegt median hinter der Schalenspitze eine nach außen sich verbreiternde flach gerundete Falte oder ein dreieckiges, erhabenes, auf der Höhe scharfkantiges Schalenfeld; ist eine Falte vorhanden, so wird sie beiderseits von flachen, nach außen verbreiterten Depressionen begleitet; tritt das Schalenfeld schärfer heraus, so gehen die Depressionen in scharfe, nach außen sich verbreiternde Rinnen über. Die etwas ungleichmäßige, feine konzentrische Skuptur geht ununterbrochen über die hintere Falte bezw. das Schalenfeld.

Vorkommen: Steinbruch im linken (westlichen) Gehänge des Haspertals oberhalb Haspe und rechtes Gehänge des Volmetals südlich Rummenohl, Hobräcker Schichten.

Pleurotomaria Kleini Beush.

Taf. 8, Fig. 2.

Pleurotomaria Kleini, Beushausen: Beiträge zur Kenntnis des Oberharzer Spiriferensandsteins. Abh. Geol. Spezialkarte von Preußen, VI, 1, S. 48, Taf. I, Fig. 10.

Der vorliegende Steinkern aus den Remscheider Schichten stimmt gut mit einem vom Rammelsberg bei Goslar stammenden Steinkern der Beushausenschen Art überein.

Damit vermehrt sich die Zahl der Harzer Oberkoblenzarten, die zwar in den Remscheider Schichten vorkommen, sonst aber in den rheinischen Koblenzschichten fehlen, um eine weitere.

Vorkommen: Linkes Gehänge des Wuppertals unterhalb Station Ohl-Rönsahl.

Berlin, den 27. Juni 1912.

Die geologische Position der Wasserwerke im Oberschlesischen Industriebezirk.

Von Herrn **R. Michael**[1]) in Berlin.

Hierzu Tafel 9.

Die Versorgung des oberschlesischen Industriebezirkes mit Trink- und Gebrauchswasser wird zurzeit im wesentlichen durch 4 Wasserwerke bewirkt:

Die staatlichen Wasserversorgungsanlagen Zawada bei Peiskretscham, Adolfschacht bei Tarnowitz, das Wasserwerk der Kattowitzer Kreiswasserleitung Rosaliegrube und die Wasserentnahmestelle im Adolfschacht der Donnersmarckhüttegrube bei Mikultschütz (vergl. Tafel 9).

Alle diese Wasserwerke, welche minutlich etwa 45 cbm Wasser liefern, und neben ihnen auch andere kleinere Entnahmestellen (z. B. Karsten-Centrum-Grube bei Beuthen, Radzionkaugrube bei Scharley, Heinitz-Grube bei Beuthen, Köhlerschacht bei Tarnowitz usw.), die für lokale Versorgungen herangezogen werden, nutzen Tiefenwasser, zum Teil die Wasserzuflüsse artesischer Tiefbohrlöcher, aus. Daher stehen alle Fragen, welche die Herkunft dieser Tiefenwasser und die Maßregeln zu ihrer Beschaffung betreffen, in Zusammenhang mit dem geologischen Auftreten der wasserführenden Schichten, der Ausdehnung ihres Verbreitungsgebietes an der Tagesoberfläche und in größerer Tiefe, sowie mit ihrer petrographischen Zusammensetzung und ihren Lagerungsverhältnissen.

[1]) Die Drucklegung dieses bereits im August 1910 abgeschlossenen Manuskriptes konnte infolge verschiedener Umstände erst jetzt erfolgen.

Der geologische Aufbau des Gebietes kann heute durch die von der Geologischen Landesanstalt in den letzten Jahren besonders mit Rücksicht auf die Zwecke der oberschlesischen Wasserversorgung veranlaßten Untersuchungen als klargestellt gelten.

Sämtliche Wasserzuflüsse haben ihren Sitz in der Trias und zwar sowohl in den Dolomiten und in den Kalksteinen des Unteren Muschelkalkes, wie in den noch darunter folgenden Kalksteinen des Röts. Lediglich aus paläontologischen Gründen müssen diese letztgenannten dolomitischen Kalksteinschichten schon zum Buntsandstein gestellt werden, von dem sie sonst ihrer Zusammensetzung nach durchaus verschieden sind.

Die überwiegend kalkige Entwicklung des Röts, dessen Schichten die des eigentlichen Unteren Muschelkalkes an Mächtigkeit fast erreichen, ist für die Trias in Oberschlesien, Galizien und Russisch-Polen charakteristisch und nur auf diese östlichen Gebiete beschränkt.

Es sei dies aus dem Grunde besonders erwähnt, weil man früher namentlich als Mittleren und Unteren Buntsandstein immer nur die sandigen Zwischenglieder zwischen den Kalksteinschichten des Muschelkalkes einerseits und den Schichten des Steinkohlengebirges andererseits ansprach und nur in diesen sandigen Schichten den Hauptwasserhorizont vermutete.

Auf der Verbreitung der Buntsandsteinschichten im Sinne der Auffassung in der älteren Literatur beruhte die Vorstellung einer großen, allseitig mit sandigen Rändern und sandiger Unterlage abgeschlossenen, ungestörten Triasmulde, die sich zwischen Ujest und Bendzin erstreckte.

Die an den Rändern dieser Triasmulde zwischen den Orten Chechlau, Koslowagora und Deutsch-Piekar im Osten, Chorzow und Bobreck im Süden, Plawniowitz und Schierot im Westen ausstreichenden lockeren, sandigen Ablagerungen sollten die atmosphärischen Niederschläge aufnehmen und bei ihrem günstigen Poren-Volumen auf den undurchlässigen roten Buntsandsteinletten rasch, ihrer Lagerung entsprechend, nach dem Innern der Mulde ableiten. Jede in einem tieferen Teil der Mulde bis in die

sandigen Buntsandsteinschichten vorgedrungene Bohrung mußte dann dem zwischen den undurchlässigen Schichten eingespannten, unter Druck stehenden Wasser den Rückweg nach der Oberfläche ermöglichen.

Später wurde ein Teil der Wasserzuflüsse auf die sogen. kavernösen Kalke, einen nach der früheren Auffassung durchgehenden Gesteinkomplex des tiefsten Muschelkalkes von badeschwammartiger Struktur, zurückgeführt.

Eine gelegentliche Anreicherung des Wasservorrates setzte man noch da voraus, wo Flüsse, wie z. B. Drama oder Brinitza über die Schichtenköpfe der älteren Kalksteine hinübergingen; man dachte sich, daß der Fluß sein Wasser z. T. in diese Schichten durch Versickerung abgibt, und daß diese Wasser dann den einzelnen Tiefbrunnen zuströmen.

Durch die neueren Untersuchungen ist nun festgestellt worden, daß nicht nur einige wenige Glieder der Triasformation wasserführend sind, sondern daß in allererster Linie die kalkig entwickelten Schichten der Trias, die Dolomite, Kalksteine und dolomitischen Mergel überall da, wo sie näher untersucht werden konnten, einen großen Wasserreichtum erkennen ließen.

Diese weitverzweigte und starke Wasserzirkulation erfolgt auf Spaltensystemen, die in verschiedenen Horizonten auftreten.

Ein durchgehender Horizont von kavernösen Kalken ist im Bereich des oberschlesischen Trias nicht vorhanden; diese eigenartigen, zelligen Kalke stellen vielmehr eine gelegentliche Umbildungsform von mergeligen Rötkalken dar, die nur da zu beobachten ist, wo die Kalke unter der direkten Einwirkung der Atmosphärilien am oder in der Nähe ihres Ausgehenden standen. Deshalb hat man auch nirgends die sogenannten kavernösen Kalke in der Entwicklung, die sie heute über Tage zeigen, in Tiefbohrlöchern oder Schachtaufschlüssen feststellen können. In ihnen ist auch kein Wasservorrat aufgespeichert.

Ein durchgehender, nur aus sandigen Ablagerungen gebildeter Wasserhorizont des Buntsandsteins ist nicht anzunehmen. Die

Grenzschichten zwischen den zweifellos als Trias festgestellten kalkigen Schichten einerseits und den Schichten des Steinkohlengebirges andererseits sind bei ihrer stets geringen Mächtigkeit sehr verschiedenartig ausgebildet. Ihre Zugehörigkeit zu einer einheitlichen Formation mußte schon aus diesem Grunde häufig zweifelhaft erscheinen. In vielen Fällen sind nun auch bisher für Buntsandstein angesprochene Schichten als Carbon, Perm, Tertiär erkannt worden. Selbst wenn man für einen größeren Teil der in Frage kommenden Niederschlagsgebiete die Auffassung, hier einheitliche Vertreter des Mittleren oder richtiger wohl noch des Oberen Buntsandsteins zu sehen, beibehält, können diese Schichten, da sie aus unregelmäßig miteinander wechselnden Ton- und Sandsteinschichten zusammengesetzt sind, als durchgehender wasserführender Horizont nicht in Frage kommen.

Die Triasmulde ist auch nicht so regelmäßig, namentlich nicht in ihren Randgebieten, aufgebaut, wie dies auf den Karten von F. Roemer und Degenhardt zum Ausdruck gebracht worden ist; ein ununterbrochener, durch sandige Schichten gebildeter Muldenrand ist nicht vorhanden; ihre Lagerungsverhältnisse sind nicht ungestörte.

Zwischen der sattelförmigen Erhebung der produktiven Abteilung des Steinkohlengebirges von Zabrze bis Myslowitz und einer zweiten, meist auf russischem Gebiet vorhandenen Erhebung älterer Carbonschichten von Koslowagora und Golonog breitet sich die Beuthener Triaspartie aus, die in der Tat zunächst als regelmäßige Mulde erscheint.

Von den oben erwähnten Grenzschichten abgesehen, sind im östlichen Teile des Gebietes am Aufbau beteiligt (vom Liegenden zum Hangenden):

1. Rötkalke: Dolomitische Kalke, untergeordnet mergelige Dolomite und Schiefer, kavernöse Kalke zu oberst = 50 m mächtig.
2. Kalksteine des Unteren Muschelkalkes: Gelbe, graue und rötliche Kalksteinplatten und krystallinische, teilweise schaumige Kalksteinbänke, tonige Kalksteine, Tonplatten, Mergelkalke im Wechsel mit verschiedenen Lagen von Wellen-

kalken = 40 m mächtig (in ihrer Gesamtheit früher als Chorzower Schichten oder Sohlenkalk, in ihrer obersten Partie als blauer Sohlenstein bezeichnet).

3. Dolomite des Unteren Muschelkalkes: Dickbankige Lagen mit Hornsteinlagen, in den unteren Partieen erzführend und eisenschüssig = 50 m mächtig.
4. Sandige Dolomite, dolomitische Mergelkalke und Dolomitmergel, als Vertreter des Mittleren und Oberen Muschelkalkes, etwa 25 m mächtig, denen im westlichen Teil des Gebietes Kalksteine entsprechen.
5. Letten der Keuper-Formation.

Im westlichen Teile des Gebietes, also in der Gegend von Zawada und Peiskretscham und westlich von Mikultschütz, und nordwestlich von Tarnowitz, treten an Stelle der unter 3. genannten Dolomite:

Kalksteine der Schaumkalkgruppe des Unteren Muschelkalkes: dicke, auch z. T. krystallinische Bänke mit Wellenkalkzwischenlagen, die besonders im Dramatal und bei Mikultschütz aufgeschlossen und weiter nach Westen durch Tiefbohrungen nachgewiesen sind. Ihre Mächtigkeit erreicht 70 m und darüber.

Im Bereich der Beuthener Triaspartie ist ihre völlige Umwandlung in Dolomite erfolgt. Hier erstreckt sich die nach Ablagerung der Schichten eingetretene Dolomitisierung an Spalten gelegentlich auch noch auf die oberen Schichten der Wellenkalkabteilung.

Lagerungsverhältnisse.

In der Beuthener Gegend ist die Lagerung der Schichten im allgemeinen noch muldenförmig; auf beiden Seiten der nordwestlich streichenden Mulde gelangt man von den älteren Schichten fortschreitend in immer jüngere Schichtenglieder; man quert vom Steinkohlengebirge ausgehend die rötlichen Grenzschichten (Übergangsschichten), die trotz ihrer geringen Mächtigkeit in den meisten Fällen wahrscheinlich noch zu dem im Norden in mächtiger Entwicklung vorhandenen Rotliegenden zu stellen sind, dann die Rötkalke, kavernösen Kalke und die eigentlichen Chorzower Schichten mit dem

sogenannten blauen Sohlenstein zu oberst. Der blaue Sohlenstein ist kein im geologischen Sinne selbständiges Glied innerhalb der Muschelkalkschichten; er stellt nur die jeweilig an der unteren Grenze der Dolomite in Grubenbauen aufgeschlossenen obersten Bänke des Wellenkalkprofils dar. Die bläuliche Färbung wird auch in tieferen Schichten des nach den neueren Ermittlungen wesentlich geringer mächtigen eigentlichen Muschelkalkes angetroffen. Von den Kalksteinen aus gelangt man unvermittelt in die Dolomite eines tiefer gelegenen Gebietes, in dessen mittlerem Teile wiederum die über den erzführenden Dolomiten lagernden jüngeren Dolomite und Dolomitmergel eine flache Erhebung bilden. Doch zeigen auch hier bereits streichende Störungen die tektonische Beeinflussung der Muldenränder, die diesen Teil der Triastafel als grabenartige Einsenkung erkennen läßt, während andererseits auch nordsüdliche Störungen gegeneinander gehobene und gesunkene Schollen begrenzen bezw. herausgebildet haben.

Nördlich von Beuthen erfolgt unter erheblicher Verbreiterung der Triasablagerungen eine Änderung des Streichens in eine mehr nördliche Richtung. Die sogenannte Tarnowitzer Mulde, deren Muldenlinie nach Norden zu in die Tiefe einsinkt, ist unregelmäßig aufgebaut; nur der Ostrand wird von den älteren Gliedern der Trias gebildet; auf dem Westrand, in der Gegend von Tost, stoßen die mächtigen jüngeren Karchowitzer Schaumkalke, die unvermittelt an die Stelle der Dolomite des östlichen Teiles treten, unmittelbar ohne sichtbare zwischengelagerte ältere Muschelkalkschichten an die hier zu Tage tretenden Culmpartieen an. Auch innerhalb des Triasgebietes sind die einzelnen Ablagerungen unregelmäßig verbreitet; ihre Grenzlinien zeigen tektonische Beeinflussung; die Konstruktion der auf der älteren Roemer'schen Karte fußenden Degenhardt'schen Karte ist hier nicht zutreffend. Neben speziellen Sätteln und Mulden und einer größeren Aufsattelung der liegenden Muschelkalkschichten zwischen Trockenberg und Miechowitz ist auch sonst die Triaspartie durch Störungen unterbrochen, deren größte wohl mit der nordsüdlich streichenden Grenzlinie zwischen den Oberen Schaumkalken und ihren in Dolomite um-

gewandelten Vertretern im östlichen Teile des Gebietes zusammenfällt.

Diese Verhältnisse sind nur deshalb hier kurz gestreift, um zu zeigen, daß das alte Bild einer regelmäßigen und ungestörten Buntsandsteinmulde nicht zutreffend sein kann. Vielmehr handelt es sich um ursprünglich tafelförmig verbreitete Triasschichten, von denen bestimmte Teile versenkt wurden. Diese versenkten Gebiete bewahrten ihre vollständige Schichtenreihe, während die Schichten in den nicht versenkten höher gelegenen Gebieten zum Teil vollständig der Erosion zum Opfer fielen.

Die Einsenkungsgebiete weisen die hauptsächlichen Verwerfungen namentlich an ihren Rändern, welche dem Hauptstreichen folgen, dann solche in nordsüdlicher Richtung auf.

Die zahlreichen Sprünge und Spalten in den Triasschichten sind verschiedenen Alters; ein großer Teil der Störungen ist schon in der jüngsten Carbonzeit aufgerissen, jüngere Sprünge sind im Tertiär erfolgt; häufig ist ein wiederholtes Aufreißen derselben Spalten festgestellt. Die Triassprünge lassen sich durchweg auch im unterlagernden Steinkohlengebirge nachweisen.

Die Störungszonen erreichen häufig beträchtliche Breite, so daß ganze Systeme von Spalten, die sich häufig scharen oder abschneiden, entstehen; ihre Trennung im einzelnen wird ebenso unmöglich wie die Festlegung der genauen Richtung ihres Verlaufes. Der bei den geringfügigen Höhenverschiebungen auf beiden Seiten der Spalten gleiche Gesteinscharakter läßt die Spalten nicht immer deutlich erkennen, zumal sie häufig mit Gesteinstrümmern der Nachbargesteine ausgefüllt sind.

Wasserführung.

Dieses Spaltensystem nun ist der Hauptsitz einer ausgedehnten Wasserführung; die zwischen den einzelnen stärkeren Gesteinsbänken vorhandenen Schichtfugen kommen weniger in Betracht, weil sie meistens wasserfernhaltende Lettenmittel aufweisen.

Die Beschaffenheit der Spalten steht in Abhängigkeit von den Gebirgsgliedern, welche von ihnen durchsetzt werden. Die Spaltenausdehnung schwankt zwischen einem Netzwerk fein ver-

ästelter Risse und Sprünge, die in den Erzgruben der Beuthener Gegend nachträglich mit Erzen erfüllt wurden, und Spalten, die in Mannesbreite klaffen (Donnersmarckhüttegrube, Mathildegrube in Galizien usw.); häufig in den jüngeren Schaumkalken, lokal auch im sogenannten Sohlenkalk, finden sich dann große Hohlräume und Auswaschungen, in denen Bäche ihren unterirdischen Lauf haben (Gegend von Gr.-Strehlitz).

Die einzelnen Gesteinsbänke als solche verhalten sich hinsichtlich der Wasserführung durchaus verschieden und wechseln von vollkommener Porosität bis zur absoluten Wasserundurchlässigkeit. Durchsetzende Klüfte und Spalten ermöglichen eine Kommunikation auch wasserundurchlässiger Schichten; tonige Ausfüllung von Spalten (z. B. in den obersten Partieen der Kalksteine) leistet naturgemäß einer Wasserverbindung größeren Widerstand als Anhäufungen von Gesteinstrümmern in denselben. In diesem Sinne gibt es gewisse abdichtende Gesteinskomplexe auch innerhalb der Triasschichten.

Das Auftreten der Wasser in Spalten ist durch die neueren Feststellungen erwiesen; diese Abhängigkeit erklärt auch die Tatsache, daß scheinbar unerwartet zwischen Gesteinskomplexen mit starker Wasserführung wasserleere Schichten durchteuft werden können, die, wie die Erfahrung gezeigt hat, zunächst keine Verbindung mit wasserführenden Klüften haben.

Die in den Kalksteinen aufgestapelten, auf größeren Spaltensystemen zirkulierenden Wasser dringen in die seitlich benachbarten Gebiete eben nur so weit ein und speisen diese, wie eine Fortbewegung von Wasser überhaupt möglich ist; Verbindungen derartiger Zirkulationsgebiete und damit Änderungen im Verlaufe der Wasserbewegung sind aber jederzeit leicht möglich; sie werden durch Freilaufen von teilweise mit Gesteinsmaterial erfüllten oder verlehmten Spalten bewirkt.

Vielfach hat man bei Bohrungen beobachtet, daß das Spülwasser im Gestein sich verliert; zunächst zog man daraus den ja naheliegenden Schluß, daß hier wasserleere Schichten vorlagen, in deren Gesteinsfugen oder Spalten das eingelassene Wasser verschwindet.

Gerade aber bezüglich dieses Punktes mußte sich die Auffassung ändern; beim späteren Schachtabteufen (z. B. im Adolfschacht der Donnersmarckhütte-Grube) wurde beobachtet, daß genau den Stellen, an denen die Spülwasser bei der Bohrung verschwunden waren, starke wasserführende Spalten entsprachen. Angesichts dieser im Verlaufe der letzten Jahre von mir wiederholt festgestellten Tatsache ziehe ich aus dem Verschwinden von Spülwasser den entgegengesetzten Schluß und sehe in diesem Vorgang den Hinweis auf das Vorhandensein von wasserführenden Klüften, welche das Spülwasser mit sich fortführen.

Die Herkunft der Spaltenwasser hängt von der Längserstreckung und Ausdehnung der von den Spalten durchsetzten Gebirgsglieder ab.

Die geographische Verbreitung der Trias ist von dem heutigen Relief der Erdoberfläche unabhängig.

Für das Zuflußgebiet der oberschlesischen Wasserwerke, welches im allgemeinen durch die gesamte kalkige Facies der unteren Trias gebildet wird, werden also, was für die Beurteilung der Sachlage für wichtig zu halten ist, eine ganze Reihe von Spalten in den Niederschlagsbereich gezogen, die nach den heutigen Abflußbedingungen nicht in dasselbe hineingehören. Daher werden sehr große Gebiete ausgenutzt, deren Wasservorrat sich ständig erneuert. Die Spalten hängen untereinander zusammen und korrespondieren irgendwo, wenn auch in großer Entfernung, mit den atmosphärischen Niederschlägen; sie unterliegen damit den Gesetzen des Wasserkreislaufes.

Gegen die Verallgemeinerung der lokal hier und da vielleicht richtigen Vorstellung, daß das im tieferen Untergrunde in Spalten oder Hohlräumen aufgespeicherte Wasser sich im Zustande völliger Bewegungslosigkeit befindet, muß allein schon die bekannte niedrige Temperatur des Tiefenwassers sprechen!

Die heutigen Wasserläufe sind nur zum kleinsten Teile für die Beurteilung der Wassermassen der größeren Tiefe maßgebend. Auch spielt die Höhenlage der einzelnen Gebirgsglieder keine wesentliche Rolle, weil die sonst wirksamen Niveauunterschiede

und Lagerungsverhältnisse hier durch das Vorhandensein von Spalten aufgehoben werden.

Die Wassermengen sind von der Länge und Breite, dann von der Größe des Spaltengebietes abhängig, welches man in seiner ganzen, jedenfalls beträchtlichen Ausdehnung noch nicht kennt.

Bis jetzt hat sich stets mit jedem neuen und tieferen Aufschluß eine Zunahme der Wasserzuflüsse in ihrer Gesamtmenge herausgestellt.

Zu einer annähernden Schätzung boten die von den Gruben der Spaltengebiete der Beuthener Gegend gehobenen Wassermengen einige Anhaltspunkte.

Der wiederholt durchgeführte Vergleich dieser Mengen ergab einmal die Unabhängigkeit der tieferen Spaltenwasser von den atmosphärischen Niederschlägen, andererseits eine gehobene Menge, die um das 3—5-fache die durch die Niederschläge zu erwartende übertraf; allein die dort gehobene Menge beträgt 150 cbm in der Minute.

Das Einzugsgebiet der Wasserwerke ist mindestens 5 mal so groß als die in die Rechnung bezogene Fläche der Beuthener Mulde.

Auch rechnerisch läßt sich daher der Nachweis eines außerordentlich großen Wasserreichtums der Trias erbringen.

Im einzelnen ist noch Folgendes zu bemerken:

Die eigentlichen sandigen sogenannten Buntsandsteinschichten sind in der Regel wasserleer; sie führen, wie beim Schachtabteufen der letzten Jahre mehrfach festgestellt wurde, nur da Wasser, wo Klüfte aus den Rötkalken herunter- und durchsetzen oder sonstwie eine ständige Verbindung mit den überlagernden kalkigen Schichten geschaffen wird; sowohl die sandigen wie auch die tonigen Glieder dieser Zwischenschichten nehmen dann sehr viel Wasser in sich auf und werden in verhältnismäßig kurzer Zeit aufgelöst.

Wo die tiefsten Triaskalksteine über ihrer wasserundurchlässigen Unterlage aufgeschlossen sind, entspringen starke Quellen; man trifft diese sowohl am Fuße des Annaberges bei Groß-Strehlitz, wie bei Tost, Schierot, Deutsch-Piekar, Orzech, Chechlau, in Russisch-Polen, bei Ciekowiece, bei Czerna und südlich von Chrzanow in Galizien.

Wasserstockwerke.

Da die oben erwähnte Verlehmung der Spalten in den auch durch tonige Zwischenschichten charakterisierten Oberen Chorzower Schichten den Wasserdurchgang erschwert (namentlich sind im Erzgebiet die Grenzschichten zwischen den zerklüfteten Dolomiten und den Kalksteinen lettig ausgebildet), so lassen sich im allgemeinen in den gesamten wasserführenden Triasschichten zwei Hauptwasserstockwerke unterscheiden:

1. Ein oberes: in der oberen Abteilung des Unteren Muschelkalkes, den Dolomiten im östlichen, in den Schaumkalken im westlichen Teile: in hydrologischer Eigenschaft gleichen sich beide Gesteine durchaus.
2. Ein unteres: in der unteren Abteilung des Unteren Muschelkalkes und zwar in den tiefsten Zonen der sogenannten Chorzower Schichten und in den dolomitischen Kalksteinen des Röts.

In der oberen Zone liegt die Hauptwasserführung in der Nähe der unteren Dolomitgrenze; in der tieferen ist die Höhenlage der stets unter starkem Druck stehenden Wasser je nach dem Verlauf der Hauptspaltensysteme und der die Wasser in die Spalten hochtreibenden Druckhöhe eine verschiedene. (Vergl. die einzelnen Profile.)

Die Beschaffenheit der Wasser ist die gleiche; beide sind charakteristische Kalksteinwasser von erheblicher Härte und gleichbleibender niedriger Temperatur (10°).

Von großem Interesse ist die beträchtliche Radioaktivität, die sowohl bei dem Kalksteinwasser der Donnersmarckhütte-Grube wie bei dem des bergfiskalischen Adolf-Schacht-Wassers festgestellt wurde. Die auf meine Anregung von den Verwaltungen veranlaßten Untersuchungen von Dr. Woy ergaben 2,5 bis 3,64 Macheeinheiten.

Die obere Zone kann natürlich, namentlich in Gebieten, in denen der allgemeine Wasserspiegel durch Grubenbau künstlich gesenkt worden ist, und wo wasserabsperrende jüngere Schichten fehlen, Zutritt von Oberflächenwasser haben; die Regel ist es nicht. Ihr gehören die Dolomitwasser sämtlicher Erzgruben an. Am

Adolfschacht bei Tarnowitz werden die aus den alten Bauen des Bleierzbergwerks Friedrich zusitzenden Wasser durch den Friedrichsstollen zur Drama abgeleitet. Im Adolfschacht der Donnersmarckhüttegrube werden die Dolomitwasser z. T. gehoben; das Wasserwerk der Rosalie-Grube nutzte bis vor einiger Zeit nur diese Wasser aus.

Ein Versickern der Flußwasser (Brinitza oder Drama) in ihren Untergrund findet nicht statt; abgesehen davon, daß durch die natürliche Abdichtung der Flußbettsohlen ein Wasserverlust ausgeschlossen erscheint, stehen dieser älteren Auffassung die Beobachtungen über die ständig geführten Wassermengen der Flüsse entgegen. Ebenso spricht hiergegen die Tatsache, daß z. B. gerade im Dramatal mehrere Quellen am Talgehänge entspringen; die Oberkante des Wasserstockwerkes der benachbarten Kalke oder Dolomite folgt dem Niveau des Talbodens, bezw. der Fluß schneidet den auf kilometerweite Ausdehnung konstanten Grundwasserspiegel der Kalksteine gerade an.

Schließlich ließen auch die Färbeversuche, welche von mir an verschiedenen Stellen wiederholt zur Prüfung der Frage vorgenommen wurden, deutlich erkennen, daß kein Zusammenhang zwischen den Oberflächenwassern und den Tiefenwassern bestand[1]).

Die zugehörige Tafel 9 zeigt die Lage der einzelnen Wasserwerke des oberschlesischen Industriebezirkes zu den Schichten des tieferen Untergrundes. Für die Eintragung der einzelnen Wasserleitungen sind die Karten der Königlichen Bergwerksdirektion[2]) und von Geisenheimer[3]) benutzt worden.

Nach den geologischen Aufnahmen und den Schacht- bezw. Bohraufschlüssen sind die Triasschichten in kalkiger Entwicklung

---

[1]) Vergl. Michael, Über die Ergebnisse des Färbeversuches der Brinitza in der Nähe des Wasserwerkes Rosalie-Grube. Zeitschrift des Oberschlesischen Berg- und Hüttenmännischen Vereins, Kattowitz 1911.

[2]) Vergl. Ziekursch, Die Entwicklung der staatlichen Wasserversorgungsanlage im Oberschlesischen Industriebezirk. Zeitschrift für das Berg-, Hütten- und Salinenwesen usw., Berlin 1910.

[3]) Geisenheimer, Das Wasserhebewerk Rosalie-Grube. Zeitschrift des Berg- und Hüttenmännischen Vereins, Kattowitz 1911, Tafel IV.

je nach ihrer Mächtigkeit zusammengefaßt und in verschiedenen Farbentönen dargestellt worden. Die Wasserwerke liegen in den Gebieten der größten Kalkstein-Mächtigkeiten.

Im einzelnen ist noch folgendes zu bemerken:

Das fiskalische Wasserwerk Zawada bei Peiskretscham.

Das in den Jahren 1894/95 erbaute Wasserhebewerk bei Zawada nützt zurzeit die artesisch bis zur Tagesoberfläche austretenden Zuflüsse dreier Bohrlöcher aus:

1. des sogenannten Karchowitzer Tiefbrunnens,
2. des Bohrlochs Zawada,
4. des Bohrlochs Neptun.

Der Karchowitzer Tiefbrunnen wurde in den Jahren 1880 bis 1882 niedergebracht.

Veranlassung hierzu hatten drei ältere Mutungsbohrlöcher Neptun, Zawada und Hackelberg gegeben, die Anfang der 70er Jahre von der Fürstlich Hohenlohe'schen Verwaltung in dem sogenannten Scharff'schen Kalksteinbruch (in der Zone der Schaumkalke des Unteren Muschelkalkes) bei Zawada niedergebracht wurden und erhebliche Wassermengen erschlossen hatten.

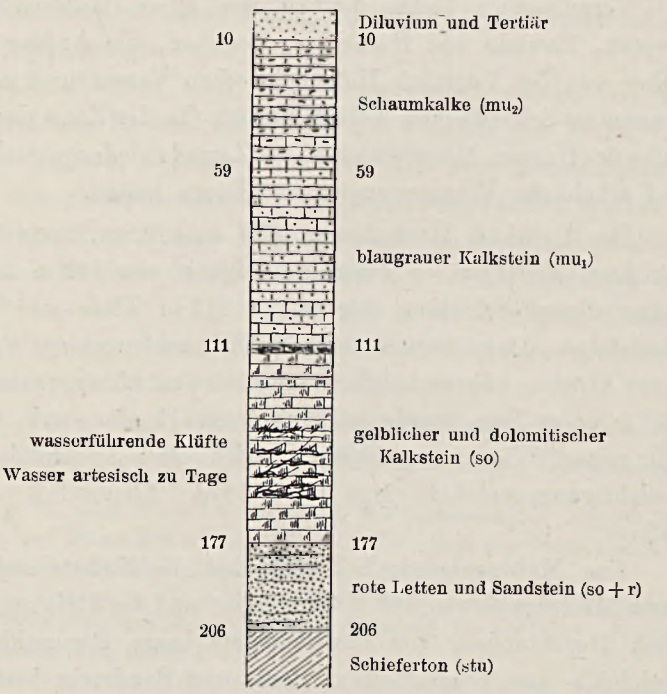
Das Bohrloch Hackelberg, 1874 ausgeführt, hatte Kalksteinschichten der Trias in einer Mächtigkeit von 162 m durchbohrt. Unter diesen Schichten folgten bis 213 m Tiefe rote Tone und Sandsteine. Dann lag zweifelloses Steinkohlengebirge vor, dessen obere Grenze augenscheinlich schon etwas höher anzusetzen ist. 150 m unter Tage wurde im Muschelkalk eine starke Quelle mit sehr reinem Wasser angeschlagen, welche nach Angabe des Fundesbesichtigungsprotokolls vom 18. 6. 1874 70 Kubikfuß pro Minute lieferte.

Das Mutungsbohrloch Neptun hat die Kalksteinschichten in einer Mächtigkeit von 166 m durchbohrt und das Steinkohlengebirge nach Durchteufung von Buntsandstein bezw. Permschichten, die gleichfalls aus roten Letten, Sand und Sandstein bestehen, bei 203 m Tiefe erreicht. Auch dieses Bohrloch hat in 155 m Tiefe

klares Wasser angetroffen, welches in einer Menge von $^3/_4$ cbm pro Minute der Bohrlochsöffnung entströmte.

Das Bohrloch Zawada wurde 1875 begonnen und nach längerer Unterbrechung im Jahre 1880 fortgesetzt. Die Mächtigkeit des durchbohrten Kalksteines betrug hier 171 m; das Steinkohlengebirge wurde bei 205 m Teufe erreicht; die Grenzschichten, der sogenannte Buntsandstein, bestehen gleichfalls aus einem Wechsel von roten Letten- und Sandlagen. Das Bohrloch Zawada hat in der gleichen Teufe eine Wassermenge von 4 cbm in der Minute erschlossen. Alle 3 Bohrlöcher haben also ein gleichartiges Profil ergeben und ihr artesisch austretendes Wasser in den Schichten des Muschelkalkes und nicht in den tieferen Übergangsschichten (bezw. dem Unteren Buntsandstein) angetroffen.

Figur 1.



Wasserwerk Zawada.

Die Wasserzuflüsse dieser 3 älteren Bohrlöcher haben später noch weiter zugenommen und betrugen 1879, obwohl die Bohrlöcher in der Zwischenzeit teilweise mit Steinschutt verfüllt worden waren, im Jahre 1879

in Hackelberg	=	2,9 cbm
in Zawada	=	4,5 »
in Neptun	=	0,9 »
insgesamt	=	8,3 cbm in der Minute.

Das neue fiskalische Bohrloch, der sogenannte Karchowitzer Tiefbrunnen, welcher zunächst mit einem Rohrdurchmesser von 790 mm angesetzt worden ist, wurde auf Anregung von SALBACH in einer Entfernung von etwa 550 m südlich von dem Steinbruch, in welchem die älteren Bohrlöcher stehen, in der Nähe der Straße niedergebracht.

Die Hängebank des Tiefbrunnens liegt niedriger als die der alten Bohrlöcher, und zwar beträgt die Differenz gegen Zawada 5,06, gegen Hackelberg 4,65 und gegen Neptun 1,8 m.

In diesem neuen Bohrloch wurden die ersten Wasserzuflüsse, die artesisch austraten, in einem grauen porösen Kalkstein bereits bei 111 m Tiefe erschlossen. Vorher stellte sich der Wasserspiegel längere Zeit 0,5 m unter Tage ein. In 129 m Tiefe flossen 1,5 cbm minutlich aus dem Bohrloch heraus (vergl. Fig. 1).

Zuerst war ein Einfluß auf die älteren Bohrlöcher in dem Scharff'schen Steinbruch nicht bemerkbar. Nunmehr trat ein solcher in Erscheinung; es wurde eine Verminderung der Wasserzuflüsse der alten Bohrlöcher insgesamt um 1,3 cbm in der Minute festgestellt.

Bei 136 m Bohrlochtiefe wurden neue Wasserzuflüsse, die unter starkem Druck jetzt in einer Stärke von 6 cbm/Minute auftraten, und augenscheinlich die gleichen Spalten angeschlagen, welche den älteren Bohrlöchern die hauptsächlichsten Wasser zuführten; denn es zeigte sich eine sofortige Einwirkung auf die Ergiebigkeit dieser Quellen, die um den Betrag von 5 cbm/Minute zurückgingen, so daß deren Abfluß nur noch 3,8 cbm/Minute betrug. Bei 155 m Tiefe entströmten dem Karchowitzer Tiefbrunnen 11000 cbm täglich

(= 7,6 cbm/Minute). Im Jahre 1881 hatten sich die Zuflüsse auf 9 cbm/Minute gesteigert, dabei waren die alten Quellen auf 3 cbm zurückgegangen. Bei 177 m Tiefe betrugen die Zuflüsse 10 cbm, in dem Steinbruch wurden nur noch 2,5 cbm beobachtet.

Der Tiefbrunnen hat die roten Letten bei 177 m Tiefe erreicht, also die kalkigen und mergeligen Schichten der Trias in ähnlicher Mächtigkeit wie in den alten Bohrlöchern durchsunken.

In dem von Salbach in Glaser's Annalen, Band 11, 1882, Heft 6 und 7, veröffentlichten Bericht ist ausdrücklich erwähnt, daß in den jetzt durchbohrten Schichten des Unteren Buntsandsteins wasserführende Klüfte nicht mehr angetroffen wurden. Salbach hat auch in späteren Berichten stets hervorgehoben, daß die Wasserzuflüsse nur im Kalkstein aufgetreten sind. Späterhin ist verschiedentlich der Standpunkt vertreten worden, daß die artesischen Quellen in Zawada erst beim Durchsinken des Buntsandsteins erschlossen worden seien.

Es unterliegt aber keinem Zweifel, daß die Wasserzuflüsse den kalkigen und dolomitisch-kalkigen Schichten der Trias entstammen.

Durch allmähliches Freilaufen der Spalten trat auch bei dem Karchowitzer Tiefbrunnen noch eine Vermehrung der ausfließenden Wassermenge ein, die sich bei 201 m Tiefe bis auf 10,6 cbm/Minute steigerte; am 31. Januar 1882 wurden 11,11 cbm gemessen.

Bei dem weiteren Vertiefen des Bohrloches, welches eine Gesamtteufe von 220 m erreichte, wurde eine Wasservermehrung nicht mehr festgestellt.

Nach Fertigstellung des Bohrloches, dessen Durchmesser allmählich auf 160 mm verringert werden mußte, und welches bis 153 m Tiefe verrohrt wurde, wurden am 13. Juni 1882 Wasserzuflüsse von 7,5 cbm/Minute festgestellt.

Noch im gleichen Jahre wurde durch längere Messungen die Ergiebigkeit mit 8 cbm/Minute ermittelt, während die Ausflüsse der älteren Bohrlöcher in dem Scharff'schen Steinbruch nur noch 1,5 cbm/Minute betrugen. Späterhin wurden nochmals größere Mengen ermittelt: 1888 11,2 cbm, 1890 10,9 cbm, 1892 9,18 cbm minutliche Zuflüsse.

Seitdem sind die Wassermengen des fiskalischen Tiefbrunnens ständig zurückgegangen.

Das dem Tiefbrunnen entströmende Wasser wird seit 1894 für die Wasserversorgung des oberschlesischen Industriebezirkes nutzbar gemacht. Die Ergiebigkeit wurde bei der Herrichtung des Bohrloches zunächst mit 9 cbm/Minute festgestellt. Weiterhin ist von der Stadt Gleiwitz 1900 das Bohrloch Zawada aufgewältigt und mit einer neuen 200 mm weiten Rohrtour bis zu einer Tiefe von 63,58 m versehen worden. Die Ergiebigkeit dieses Bohrloches wurde zunächst mit 2,9 cbm/Minute festgestellt. Eine Aufwältigung des Bohrloches Hackelberg ist nicht erfolgt; dagegen ist 1905 auch das Wasser des Bohrloches Neptun (zuerst in einer Menge von 0,6 cbm) dem Tiefbrunnen zugeleitet worden.

Alle drei Quellen gingen aber seitdem in ihrer Ergiebigkeit zurück. Während im Tiefbrunnen am 12. Juli 1893 noch 7,72 cbm gemessen worden waren, stehen jetzt dort nur noch 6,5 cbm zur Verfügung; insgesamt betrug (vergl. die Denkschrift des Königl. Berginspektors Ziekursch über die Entwicklung der staatlichen Wasserversorgungsanlage im oberschlesischen Industriebezirk, Berlin 1910) die Wassermenge

im Tiefbrunnen	6,5	cbm/Minute,
im Bohrloch Zawada (Gleiwitz. Quelle)	2,6	»
im Bohrloch Neptun	0,4	»
zusammen	9,5	cbm/Minute.

Im Frühjahr 1912 wurden die entsprechenden Wassermengen nur noch mit 5,9, 2,33 und 0,34, insgesamt 8,57 cbm ermittelt.

Im einzelnen unterliegen die ausfließenden Wassermengen kleinen Schwankungen, die sich weniger bei der Gleiwitzer und Neptun-Quelle, als namentlich bei dem Tiefbrunnen bemerkbar machen. Die Ergiebigkeit des Tiefbrunnens ist gelegentlich schon bis auf 5,5 cbm/Minute zurückgegangen, Neptun auf 0,33 cbm. In erster Linie spielen hierbei die in den Einzugsgebieten der Spaltenwasser, in dem Niederschlagsgebiet der Kalksteine, herrschenden Niederschlagsverhältnisse eine Rolle.

Die Ursache des allgemeinen Rückganges der Karchowitzer

Quellen kann eine durchaus natürliche sein. Sie braucht nicht auf ein Nachlassen der Ergiebigkeit in der Wasserführung zurückzuführen sein, sondern könnte auch durch die Beschaffenheit der Bohrlöcher bedingt werden. Erfahrungsgemäß gehen gerade artesische Bohrlöcher im Laufe der Zeit nach einer kurzen Periode der Steigerung in ihrer Ergiebigkeit zurück. Die Lebensdauer solcher Bohrlöcher kann im allgemeinen bei günstigen Verhältnissen der durchbohrten Schichten auf 20—25 Jahre geschätzt werden. Kalksteine und Dolomite verhalten sich besonders günstig. In Sanden und Tonen erfolgt dagegen meist ein rascheres Nachlassen, namentlich bei starkem Wasserauftrieb. Auch die Verrohrung bietet keinen dauernden Schutz, da sie schadhaft werden kann. Das artesisch austretende Wasser findet nur noch zum Teil innerhalb der Verrohrung seinen Weg nach oben. Zum Teil tritt es zwischen dem Gestein und der Rohrtour, die Zwischenräume allmählich erweiternd, nach oben an schadhaften Stellen aus der Rohrtour heraus. Mit dem Zusammenbruch der Verrohrung werden wasserführende Spalten abgeschlossen, durch mitgerissene Gesteinsteile werden Zugänge gelegentlich verstopft, und die Wasser in anderer Richtung vom Bohrlochkanal fortgedrängt. Diese Annahme findet bei dem Karchowitzer Tiefbrunnen ihre ausdrückliche Bestätigung durch die wiederholt festgestellte Beobachtung, daß in der näheren Umgebung mehrere Quellen neu herausgetreten sind, z. B. auch in unmittelbarer Nähe des Neptunbohrloches.

Das fiskalische Wasserwerk am Adolf-Schacht bei Tarnowitz.

Bei dem fiskalischen Wasserhebewerk im Adolf-Schacht bei Tarnowitz liegen die gleichen geologischen Verhältnisse vor, wie durch 4 Tiefbohrungen festgestellt worden ist. Auch hier werden die Wasserzuflüsse von Tiefbohrlöchern ausgenutzt, die aber nicht wie bei Zawada ihr Wasser bis zur Tagesoberfläche ausgießen, sondern nur bis zu einem Niveau, welches etwa 54 m unter der Tagesoberfläche liegt.

Als wegen der im östlichen Teile des Industriebezirkes herr-

schenden allgemeinen Wassernot die Errichtung eine Wasserleitung beschlossen wurde (1877), beabsichtigte man zunächst das Stollenwasser des tiefen Friedrichstollen zu benutzen. Dieser alte Stollen führt die Wasser aus dem Streckensystem des Königlichen Blei- und Silbererzbergwerkes »Friedrich« in das Dramatal in einer minutlichen Menge bis 18—25 cbm ab; die Wasser entstammen der oberen Wasserzone aus dem Spaltensystem der Dolomite; z. T. kommen, da die zerklüfteten Dolomite zu Tage anstehen oder von durchlässigen jüngeren (Diluvial-)Schichten bedeckt werden, auch direkte Zugänge von Niederschlagswassern in Betracht.

Das Projekt, die Stollenwasser dauernd aus dem alten Glückhilf- oder Adolf-Schacht zu heben, wurde aber aus verschiedenen Gründen aufgegeben, auch weil die Beschaffenheit des Wassers Anlaß zu Beanstandungen gab.

Statt dessen wurde zunächst im Jahre 1884, nachdem inzwischen auf der Stollensohle Maschinenräume für die Pumpen ausgeschossen worden waren, ein Bohrloch mit 18 cm Enddurchmesser bis in den Buntsandstein gestoßen, welches die zur Speisung der nach Königshütte gelegten Wasserleitung erforderlichen Wasser in hinreichender Menge lieferte.

Im Jahre 1887 wurde dann ein zweites größeres Bohrloch mit 51 cm Enddurchmesser niedergebracht.

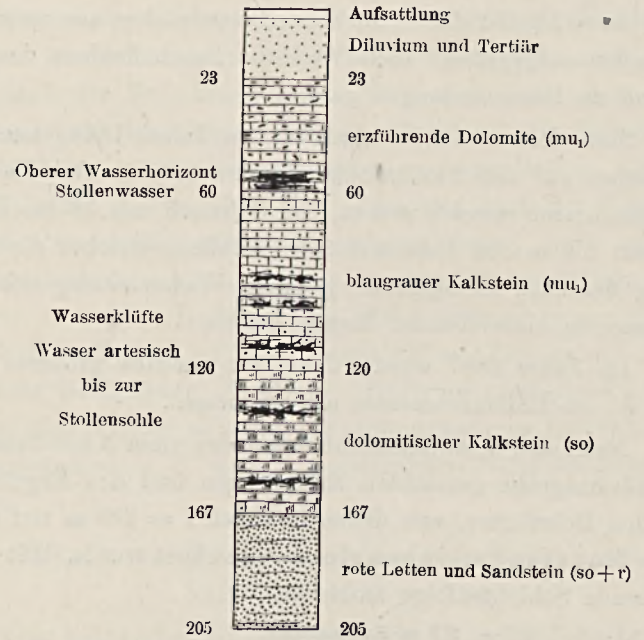
Nach den beim Schachtabteufen des alten Adolf-Schachtes der Friedrichsgrube gemachten Erfahrungen und den Ergebnissen der beiden Bohrlöcher, von denen Bohrloch I = 205 m tief als kleines oder Buntsandsteinbohrloch bezeichnet wurde, läßt sich nachstehende Schichtenfolge aufstellen:

0	— 2,8	m Aufsattelung,
2,8	— 23	» Diluvium und Tertiär,
23	— 60,0	» Dolomit, 37 m mächtig,
60,0	—167,4	» Muschelkalk und Rötkalk 107 m,
167,4	—205,2	» sogen. Buntsandstein.

Der erste Wasserzufluß erfolgte im Unteren Muschelkalk (Sohlenkalk) bei 98 m Tiefe, also 38 m unter der unteren Dolomitgrenze, der zweite in 111 m Teufe, also 51 m unter der Oberfläche des Muschelkalkes, der dritte 3 m tiefer in einer als sehr

fester Sohlenkalkstein bezeichneten Schicht von 6,04 m Stärke. Beim kleinen Bohrloch verdoppelte sich in dieser Tiefe der Wasserzufluß von 0,4 cbm auf 1,03 cbm. Bei 183 m Tiefe wurden dann im sogen. Buntsandstein in dem kleineren Bohrloch 1,87 cbm in der Minute festgestellt, nachdem augenscheinlich die Wasser im weiteren Umkreis in Bewegung gesetzt worden waren; das weitere Bohren brachte keine größeren Zuflüsse, im Gegenteil lediglich starken Sandauftrieb, durch den die Wasser auf 1,6 cbm zurückgingen; später entströmten dem Bohrloch dauernd etwa 1,132 cbm in der Minute.

Figur 2.



Wasserwerk Adolf-Schacht bei Tarnowitz.

Das zweite, 1887 gestoßene, große, mit Rohren von 450 mm verrohrte Bohrloch ergab nur die Zuflüsse des Unteren Muschelkalkes, die 5,9 cbm in der Minute betrugen; dabei ging dann auch hier, wie in Zawada, das erste Bohrloch in seiner Ergiebigkeit auf 1,1 cbm zurück.

Mit einem dritten, im Jahre 1892 bis 203 m Teufe mit 71 cm Anfangsdurchmesser niedergebrachten Bohrloch im nahen etwa 1 km entfernten Glückhilf-Schacht wurden, gleichfalls in den Kalksteinen, bis 163 m Teufe 3,5 cbm Wasser erschlossen.

Das Profil dieser Bohrung ist:

12 m Diluvium,
78 » Dolomit,
111 » Kalksteine des Muschelkalkes und des Röts,
2 » rote Letten.

Die Wasserzuflüsse wurden in 163 und 188 m Teufe in Kalkstein angeschlagen.

Die Bohrlöcher am Adolf-Schacht ergaben 12 cbm Wasser pro Minute; auch das Glückhilfbohrloch beeinflußte die beiden Bohrlöcher und umgekehrt, so daß ihr gegenseitiger Zusammenhang erwiesen war; später wurden insgesamt 8,5 cbm als Ausflußmenge der 3 Bohrlöcher gemessen.

1901 wurde eine weitere wesentliche Verstärkung der Wasserentnahme erforderlich. Hierfür empfahl der Direktor der Königlichen Geologischen Landesanstalt, Herr Geh. Bergrat Professor Dr. Beyschlag, nachdem die oben kurz geschilderten Grundzüge des geologischen Aufbaues und der Wasserbewegung durch längere Voruntersuchungen von uns festgestellt waren und so die vorgeschlagene Maßregel in ihrer Wirksamkeit eingehend begründet und die Verantwortung für das Gelingen übernommen werden konnte, zunächst durch Pumpen ein erheblich größeres Wasserquantum zu entnehmen und später den Wasserspiegel ständig zu senken. Diese Vorschläge wurden ausgeführt. Durch Absenkung um etwa 4 m konnte dem großen Bohrloch beinahe die dreifache Wassermenge entnommen werden; allerdings wurden dabei das kleine Bohrloch und das Bohrloch am Glückhilf-Schacht beeinträchtigt. Deshalb wurde zur Schaffung neuer Maschinenräume der Adolf-Schacht 20 m tiefer abgeteuft und 1903 ein neues Bohrloch mit 60 cm Enddurchmesser gestoßen; dieses ergab:

0— 19 m Diluvium,
19— 57 » Dolomit,
57—167 » Kalkstein

und hat bei 167 m Teufe die roten Letten erreicht. Die Wasserzuflüsse wurden durchweg im Kalkstein bei 88, 136 und 157 m Teufe angeschlagen; das Bohrloch wurde dann in einer Tiefe von 72 m, also 18 m unter der Maschinenstube, angefahren. Damit wurden ohne erhebliche Inanspruchnahme der Pumpen etwa 12 cbm minutliche Wassermengen gewonnen, ein Quantum, das zur Zeit noch nicht verbraucht werden kann. Das Bohrloch kann, wie durch Pumpversuche festgestellt wurde, die doppelte Wassermenge liefern; natürlich werden dabei die anderen Bohrlöcher beeinträchtigt.

Noch heute sind die Druckverhältnisse der aus dem Bohrloch aufsteigenden Wasser die gleichen. Wenn das Pumpen eingestellt wird, steigt der Wasserspiegel 2 m über die Stollensohle, und auch die beiden älteren Bohrlöcher beginnen wieder auszugießen. Während des Pumpbetriebes geht bei einer Wasserförderung von 16 cbm in der Minute der Wasserspiegel nur um 11 m zurück.

Bei einem von Herrn Berginspektor Ziekursch veranlaßten Pumpversuche, der allerdings, da die Fortschaffung der Wassermassen Schwierigkeiten machte, bald eingestellt werden mußte, auch weil die Wasser bei der starken Inanspruchnahme der Spalten sich trübten, wurden 36 cbm in der Minute dem Wasser entnommen. Auch dabei stieg der Wasserspiegel noch 2 m über dem Zubringerraum.

Auch hier ist also der große Wasservorrat der Triaskalksteine erwiesen.

Das Wasserwerk Rosaliegrube.

Das Wasserwerk Rosaliegrube der Kattowitzer Kreiswasserleitung liegt im östlichen Teile der Beuthener Triaspartie bei Groß-Dombrowka, unweit der Landesgrenze.

Von ihm aus wird das Gebiet etwa östlich von Radzionkau, Beuthen, Königshütte und Bismarckhütte versorgt (vergl. Tafel 9).

Das Wasserwerk förderte bis vor kurzer Zeit ausschließlich die der ehemaligen gleichnamigen Zinkerzgrube aus den Dolomiten in deren Strecken und Bauen von selbst zulaufenden Wasser.

Die Dolomite bilden die jüngsten Schichten der grabenartigen Beuthener Mulde und ihrer Fortsetzung auf russischem Gebiet;

das Einzugsgebiet für die der Rosaliegrube zuströmenden Wasser liegt also zum größten Teile außerhalb der Landesgrenze. In die Dolomitschichten gelangen auch Zuflüsse aus den höher gelegenen Randgebieten der älteren Triaskalksteine; bei der klüftigen und spaltenreichen Gesteinsbeschaffenheit und der geringen Überdeckung durch durchlässige jüngere Schichten kann auch gelegentlich Oberwasser in die Tiefe geführt werden.

Den Wasserreichtum der Dolomite hat jede Erzgrube kennen gelernt. Das tiefere auf weitverzweigten Spaltensystemen zirkulierende Grundwasser im Dolomit, das durch die meist undurchlässige Oberfläche des Kalksteins (Sohlenstein) nach unten begrenzt wird, bildet in den Dolomitschichten allenthalben ein zusammenhängendes mächtiges Grundwasserstockwerk, dessen Oberkante etwa im Niveau der Brinitza liegt (262,20 m).

Die Wasser der Rosaliegrube kommen aber nicht aus der Brinitza, wie gelegentlich vermutet wurde. Dieser Fluß gibt überhaupt seiner Umgebung größere Wassermengen nicht ab.

Ein 1901 vorgenommener Färbeversuch der Brinitza, der zunächst auf einen direkten Zusammenhang hinzudeuten schien, kann nach späteren Erfahrungen nicht mehr als stichhaltig gelten, da er in seiner Ausführung nicht ganz einwandsfrei war. Der Zusammenhang, der aus diesem Färbeversuch und den zweifellos kommunizierenden Wasserspiegeln der Brinitza mit der Rosalie und anderen Schächten der weiteren Umgebung gefolgert wurde, ist nur ein scheinbarer. Die Brinitza fließt nur gerade da, wo das Erosionstal den mehrere Kilometer breiten konstanten Grundwasserspiegel des Wasserstockwerkes der Dolomite anschneidet. Ein zweiter Färbeversuch ergab, daß kein Zusammenhang besteht.

Die Wassermenge des Flusses ist im Verhältnis zu dem entnommenen Tiefenwasser des Dolomitgebietes außerordentlich gering und niemals nachweislich durch die um ein Vielfaches größere Wasserhebung der Gruben irgendwie beeinflußt worden. Das Flußbett ist durch Schlamm auf der Sohle abgedichtet und kann kein Wasser verlieren.

Die Verhältnisse östlich von Bibiella sind analog; auch hier

besteht kein Zusammenhang zwischen der wasserarmen Brinitza und den starken Zuflüssen der Florasglückgrube.

Daß bei Überflutungen des gesamten Tales Wasser in die zu Tage ausgehenden Klüfte des Dolomites gelangt und diese über den normalen Wasserspiegel auffüllt, ist eine durchaus unabhängige Erscheinung.

Die Zuflüsse der Rosaliegrube stehen in keinerlei Abhängigkeit von der Brinitza, sondern sind auf das Vorhandensein einer weitherrührenden Grundwasserzirkulation in der Trias zurückzuführen.

Die Rosaliegrube hat als Erzgrube nur eine kurze Betriebsdauer aufzuweisen. Die ersten Versuche, hier Schächte niederzubringen, mußten der starken im Dolomit angetroffenen Wasser wegen aufgegeben werden. Der Hauptschacht wurde 1885 begonnen; die im Dolomit angetroffenen Wassermengen beliefen sich auf 7—8 cbm in der Minute. Schon die ersten nach SO. und nach W. getriebenen Strecken konnten der Wasserzuflüsse wegen nicht weiter gehalten werden, da die Wasserhaltungsmaschinen nur 15 cbm bewältigen konnten und diese Wassermenge sehr bald erreicht wurde.

Die Zuflüsse stammten, obwohl der Schacht bereits einige Meter in den sogen. Sohlenstein vorgedrungen war, und auch die Strecken den Sohlenstein anschnitten, ausschließlich aus den Dolomiten.

Beim weiteren Abteufen des Schachtes 1888 erfolgte dann etwa 30 m unter der Dolomitgrenze ein zufälliges Anschlagen wasserführender Spalten im Unteren Muschelkalk, die von dem unteren Wasserhorizont gespeist wurden und unter starkem Druck aufstiegen. Der Wasserspiegel stieg bis 262,20 m, d. i. etwa 30 m unter die Hängebank. Es gelang, den Schacht mit einer neuen Wasserhaltungsmaschine zu sümpten und durch einen Betonabschluß vermittels eines Betonkernes von 11 m Höhe (bis 61 m) den früheren Zustand wieder herzustellen. In der 60 m-Sohle wurden dann Strecken, darunter ein Querschlag von 405 m Länge, nach NO. aufgefahren. Jedesmal erhielt man aus dem Hangenden reichliche Wasserzuflüsse, die bis 20 cbm in der Minute sich

steigerten und neben der Minderwertigkeit der Erze die Einstellung der Grube im Jahre 1893 veranlaßten.

Das nunmehr eingerichtete Wasserwerk der Kattowitzer Kreiswasserleitung nutzte seit 1896 bis zum vergangenen Sommer ausschließlich diese Wasser aus; die an das Werk gestellten Ansprüche (durchschnittlich wurden 15 cbm pro Minute abverlangt) steigerten sich derartig, daß aus diesen und anderen Gründen 1907 die Frage einer Erweiterung des Wasserwerkes aufgeworfen werden mußte. Nach den inzwischen gemachten Erfahrungen konnte nur die Aufschließung des unteren Wasserstockwerkes, die ich für das Wasserwerk schon 1902 und 1904 befürwortet hatte, in Frage kommen. Ich empfahl den zweiten Wasserhorizont für sich allein ohne Berührung des oberen durch ein Bohrloch von größerem Durchmesser zu erschließen. Das Bohrloch sollte lediglich in den Kalksteinschichten ausgeführt, das Anschlagen der Schichten des sogen. Buntsandsteins möglichst vermieden werden. Um die Rosaliegrube nicht zu beeinflussen, sollte die Bohrung nicht in dem Köhlerschacht, der mit dem Wasserhaltungsschacht in Verbindung steht, sondern von Tage aus, durch die Dolomite hindurch verrohrt, im Kalkstein unverrohrt, niedergebracht werden. Die späteren Maßnahmen zur Gewinnung der dem Bohrloch zusitzenden Wasserzuflüsse sollten von dem Druck, unter dem das Wasser steht, abhängig gemacht werden.

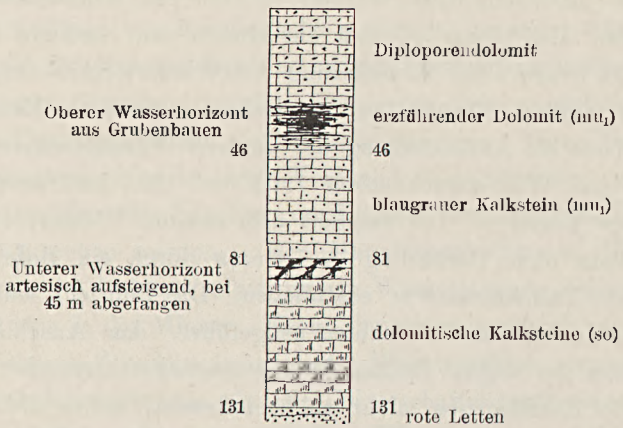
Das Bohrloch gelangte zur Ausführung und hat die Erwartungen erfüllt; es ist 20 m nordwestlich vom alten Köhlerschacht angesetzt und hat folgende Schichten durchsunken:

von	0	— 25,00 m	jüngerer Dolomit,
»	25,00	— 46,00 »	erzführender Dolomit,
»	46,00	— 81,70 »	Kalkstein, zu oberst blauer Sohlenstein,
»	81,70	— 82,15 »	blaugraue Letten,
»	82,15	— 85,00 »	gelblicher Kalkstein,
»	85,00	— 89,00 »	grauer Kalkstein,
»	89,00	—102,00 »	gelblicher mergeliger Kalkstein,
»	102,00	—116,00 »	blaugrauer Kalkstein,
»	116,00	—131,00 »	blauer Kalkstein mit Tonzwischenlagen,
»	131,00	—133,00 »	rote Letten und Schieferton,
»	133,00	—133,50 »	rote Letten mit Sandstein.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Danach hat das Bohrloch die Kalksteine in erheblich größerer Mächtigkeit als die Nachbarbohrungen angetroffen. Dies ist ein weiterer Beweis für die Annahme, daß die Rosaliegrube in einer abgesunkenen Triaspartie besteht.

Figur 3.



Wasserwerk Rosalie-Grube.

Bei 35 m Tiefe wurden die ersten Wasserzuflüsse erreicht. Das Bohrloch hat an der Sohle noch eine lichte Weite von 450 mm und ist in dem oberen wasserführenden Horizont bis zu einer Tiefe von 61 m gegen seitliche Zuflüsse durch einen zwischen Bohrlochwandung und Verrohrung eingeführten Betonzylinder wasserdicht abgesperrt. Später, als bei 69 m Tiefe die Bohrlochwände nachgaben, wurde die Partie zwischen 61 und 80 m Tiefe mit Rohren von 470 mm lichter Weite, die in ihrem unteren Teil geschlitzt waren, verrohrt.

Das Wasser stand zuerst bei 38,40 m Tiefe. In 84 m Tiefe unterhalb der in der Bohrtabelle S. 101 angeführten blaugrauen Letten erfolgte im Rötkalkstein das Anschlagen neuer Wasserzuflüsse. Das Wasser stieg in dem verrohrten Bohrloch bis 35 m und blieb auch später in dieser Höhe stehen.

Ein 96 Stunden lang mit einer Pumpe von minutlich 1 cbm Leistung ausgeführtes Versuchspumpen führte eine Änderung

des Wasserspiegels nicht herbei. Damit war also erwiesen, daß hier mit größeren Wasserzuflüssen gerechnet werden konnte; deshalb wurde beschlossen, das Bohrloch zu unterfahren und die Wasser dem Wasserhaltungsschacht zuzuführen, in dessen Wasserstand sich in neuerer Zeit infolge der starken Inanspruchnahme Schwankungen gezeigt hatten.

Der 60 m tiefe Köhlerschacht wurde mit einem 14 m mächtigen Kiesfilter versehen und von dieser erhöhten Sohle des Schachtes aus ein 2 m hoher und 1,70 m breiter Querschlag bis an das Bohrloch herangetrieben. Da der Wasserspiegel des Bohrloches 36,70 m unter Tage stand, konnte das Bohrloch 9,30 m darunter angefahren werden. Während der Arbeiten im Querschlag wurden bereits Wasser in geringerer Menge aus der Firste erschlossen. Andererseits spritzen aber auch aus der Sohle, namentlich aber in der Umgebung des Bohrlochs, Wasser und diese unter sehr starkem Druck heraus, so daß die Arbeiten erheblich erschwert wurden. Trotz vermehrter Entnahme stieg der Wasserspiegel im Hauptwasserschacht erheblich an, so daß es sich auch bei dem aus der Firste zuströmenden Wasser um neue Zuflüsse gehandelt hat und nicht allein um solche der höheren Horizonte, die lediglich nach unten gezogen worden wären. Am 11. August 1909 gelang es unter großen Schwierigkeiten, in das Bohrloch mittels Dynamits eine Öffnung zu schießen, aus der in nahezu horizontaler Richtung unter außerordentlich starkem Druck Wassermassen in den Querschlag geschleudert wurden, deren Menge auf mindestens 4 cbm in der Minute zu schätzen war.

Der Wasserspiegel im Schacht stieg mit dem Eintritt der aus dem unterfahrenen Bohrloch zugeführten Wassermassen am 14. August von 19,0 m auf 20 — 22 m bei einer täglichen Entnahme von 20 cbm. Während eines im Frühjahr 1909 erfolgten Probepumpens, bei welchem 25 000 cbm täglich gehoben wurden, ging der Wasserspiegel nur bis 18 m zurück, und er stieg nach Einstellung des Pumpens sofort wieder auf die alte Höhe von 20—22 m. Das neue Bohrloch wurde dann neuerdings freigelegt und zu einem größeren freien Abschluß gebracht. Dabei

wurde festgestellt, daß der Druck, unter dem die Wasser herausgeschleudert wurden, noch der gleiche war wie im vergangenen Jahre. Ferner wurde schätzungsweise ermittelt (genaue Messungen waren undurchführbar), daß die Wassermenge des neuen Bohrlochs erheblich größer war, als zunächst angenommen werden konnte. Durch die neuen Arbeiten wurde ein noch größerer Wasserabfluß herbeigeführt, der auf etwa 6—8 cbm geschätzt wurde. Das Wasserwerk will allmählich dazu übergehen, auch hier die hauptsächlichste Wasserentnahme von dem in seiner Stetigkeit immerhin schwankenden und auch sonstigen Einflüssen unterworfenen oberen Wasserhorizont des erzführenden Dolomits auf das untere Wasserstockwerk des Unteren Muschelkalkes und Rötkalkes zu verlegen. Maßnahmen, die zur Erfüllung dieser Aufgabe dienen, sind bereits im Gange.

Die Wasserentnahmestelle im Adolfschacht bei Mikultschütz.

Der Adolfschacht der Donnersmarckhütte-Grube bei Mikultschütz, welcher in den Jahren 1901—1906 abgeteuft wurde, zeigt folgendes Profil:

0—	6 m	Diluvium,
6—	32 »	mergeliger Kalkstein des Mittleren Muschelkalkes,
32—	70 »	erzführender Dolomit,
70—	120 »	Kalkstein des Unteren Muschelkalkes,
120—	167 »	hellgelbe und dunkelblaue dolomitische Kalksteinbänke (Rötkalke),
167—	168 »	Sandstein und Konglomerat mit Lettenzwischenlagen,
186—	»	Steinkohlengebirge.

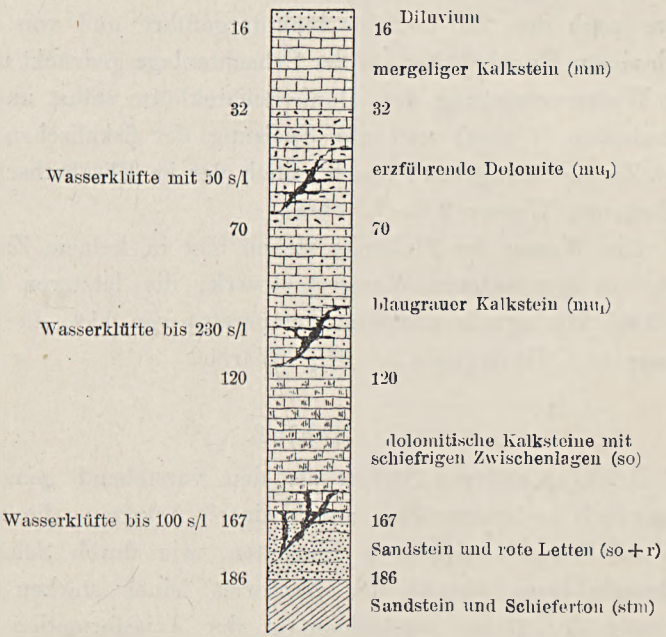
Die ersten Wasserzuflüsse traten im Dolomit bei 32 m Teufe auf, aus dessen Spalten und Klüften sie von unten herausspritzten. Bei 50 m Teufe wurde eine mannsbreite, mit Letten ausgefüllte Kluft angehauen, aus der zunächst unter starkem Druck 2 cbm, bei weiterem Abteufen 3,5 cbm Wasser in den Schacht strömten; die SW.—NO. streichende Kluft konnte mehrere Meter in den Dolomit hinein verfolgt werden. Nach der Tiefe zu verengte sie sich und verschwand bei etwa 65 m aus dem Schachtstoß vollständig. Mit dem Anschlagen der Kluft gingen die Wasserzuflüsse der oberen Spalten vollständig zurück.

Die Dolomitwasser wurden dann auf der Oberfläche des Muschelkalkes, der, zunächst aus tonigen Plattenkalken bestehend, bei 70 m durchteuft wurde, festgehalten.

Bei 101 m Teufe wurde im Muschelkalk wiederum eine zunächst kaum 5 m breite Kluft angefahren, welche die Kalksteinbänke um 0,5 m verwarf. Aus dieser Kluft flossen zunächst 1,3 cbm Wasser; bei 100 m Teufe stiegen sie plötzlich auf über 8 cbm/Minute, so daß die Schachtarbeiten eine Unterbrechung erfahren mußten, bei welcher die Wasser wiederum wie bei dem ersten Ersaufen des Schachtes in einer Stunde bis auf 34 m hochgingen.

Auch diese steil nach NW. einfallende Kluft verschwand bei 116 m Teufe; die Wasserzuflüsse, die bis auf 14 cbm in der Minute gestiegen waren, wurden bis 120 m Teufe heruntergezogen und auf den hier beginnenden Rötkalken gehalten. Auch diese standen unter starkem Druck.

Figur 4.



Adolfschacht der Donnersmarckhütte-Grube.

Die Rötkalke reichten bis 167 m Teufe, dann wurden bis 170 m graue und rote Letten, von 170 m ab feste graue Sandsteine und Konglomerate mit grauen Lettenzwischenlagen durchteuft.

Bei 170 m wurde wiederum eine wasserführende Kluft angeschlagen, die sich bei 183 m Teufe auf über 80 cm Breite erweiterte. Die unter starkem Druck in einer Menge bis 6 cbm in der Minute ausströmenden Wasser lösten das Gebirge in der Nähe der Kluft vollständig auf und führten die Trümmer in den Schacht. Große 8 m lange, 4 m hohe und 2 m breite Hohlräume unter dem festeren Kalkstein wurden ausgewaschen, deren Zufüllung ebenso wie der endgültige wasserdichte Abschluß an das bei 186 m Teufe beginnende Steinkohlengebirge erst nach Überwindung großer Schwierigkeiten gelang.

Die Wasser der untersten Kluft wurden bis auf einen Bruchteil abgesperrt.

Die übrigen Wasser der 120 m-Sohle werden durch Abfallrohre nach der 280 m-Sohle hinuntergeführt und von dort aus nach einem Hochbehälter auf der Schachtanlage gedrückt und dann zur Wasserversorgung der Donnersmarckhütte selbst und einiger Ortschaften (6 cbm) und zur Speisung der fiskalischen Leitung nach Zabrze abgegeben (einschließlich der im Elisabethschacht erschlossenen Wasser 2,3—2,5 cbm).

Die Wasser der Dolomite stehen hier in keinem Zusammenhang mit dem unteren Wasserstockwerk; die letzteren haben 12 deutsche Härtegrade und eine Temperatur von 11°, die Dolomitwasser 13,4 Härtegrade bei $9^3/_4{}^0$ Wärme.

Schluß.

Auch an anderen Stellen als den vorstehend genannten ist namentlich in neuerer Zeit sowohl durch Arbeiten, die ausdrücklich auf Wassererschließung hinzielten, wie durch Schacht- und Bohraufschlüsse überall der Nachweis einer starken Wasserführung der Kalksteinschichten in der Triasformation erbracht worden. Es seien lediglich die Bohrlöcher bei Schalscha genannt,

deren eines 3,5 cbm minutliche Ergiebigkeit aufwies, die neuen Bohrlöcher der Stadt Gleiwitz bei Laband, deren erstes 3,5 cbm Wasser minutlich brachte, ferner der Wetterschacht der Karsten-Centrum-Grube, die Schächte Römhild und Triebs der Heinitz- bezw. Blei-Scharley-Grube und die Schächte der Andalusien-Grube bei Kamin, die bis 10 cbm Wasser in der Minute lieferten. Auch bei Georgenberg und Bibiella sind große Wassermengen auf Spalten erschlossen worden.

Dieser Wasserreichtum der Trias bildet, wenn man die große Verbreitung der Formation im NW. des engeren Industriebezirks berücksichtigt (vergl. die Tafel), noch große Reserven für die Wasserversorgung des oberschlesischen Industriebezirkes, deren Nutzbarmachung zurzeit Gegenstand der Erörterung ist.

Berlin, den 16. Oktober 1912.

Zur Geologie des mittleren Emsgebietes; vergleichende Untersuchungen über die Entwicklung des alten Diluviums im Westen und Osten des norddeutschen Flachlandes.

Von Herrn **O. Tietze** in Berlin.

Hierzu Tafel 10—13 und 11 Textfiguren.

Inhalt.

	Seite
Einleitung	108
Das Tertiär des mittleren Emsgebietes	110
Das Oligocän	111
Das Miocän	117
Tertiär unbekannter Stellung	127
Das Präglazial (Pliocän?)	134
Das Diluvium	140
Das älteste Glazial	144
Das Glazial des Emsgebietes	145
Der Löß	154
Die Talsande	161
Das Alluvium (Bourtanger Hochmoor)	173
Die Formen des älteren Glazials	185
Die Grundmoränenlandschaft	190
Die Endmoränen und Oser	195
Die Talsande	199

Einleitung.

Geologische Aufnahmearbeiten im mittleren Emsgebiete und zahlreiche Beobachtungen bei Begehungen hier und längs des oberen Emslaufes veranlassen zu einer eingehenderen Darstellung der bisher über die Geologie jener Gegenden gewonnenen Ansichten.

Sie bestätigen die in früheren Berichten[1]) erörterte Auffassung, vertiefen sie in vieler Hinsicht und lassen vor allem bereits wichtige Vergleiche mit den im Osten der Monarchie, in Schlesien und Posen, gewonnenen neuesten Ansichten über die Verbreitung der letzten Vereisungen zu. Dabei mußte von neuem zur Lößfrage Stellung genommen werden, ebenso zur Frage der Entkalkung und zu der der Oberflächenformen, von denen sich die letztere inzwischen m. E. als eine der wichtigsten herausgestellt hat. Einschränkend muß hier aber gleich bemerkt werden, daß bei allen Untersuchungen über das Alter der glazialen Bildungen keines dieser Kriterien allein ausschlaggebend sein darf; einseitige Betonung des einen oder andern würde nur verwirrend wirken und zu Trugschlüssen führen. Interglaziale Ablagerungen kommen als Beweismittel für die vorstehenden Erörterungen nicht in Frage, da solche Funde bis heute in dem zu besprechenden Gebiete noch zu vereinzelt dastehen.

Das untersuchte Gebiet umfaßt eine Oberfläche von über 2000 qkm, die sich nördlich des Ibbenbürener Schafberges bis zum Hümmling und nach W bis zur Reichsgrenze gegen Holland ausdehnen. (Siehe die geologisch-morphologische Übersichtskarte Tafel 10.) In einer besonderen Arbeit[2]) wurden bereits die Verhältnisse des Ibbenbürener Carbons, des Zechsteins und der sich an jenes Plateau anlehnenden jüngeren Formationen behandelt. Die Kreidevorkommen des Teutoburger Waldes, bei Rheine und Salzbergen finden im Folgenden keine Berücksichtigung; es werden ausschließlich Tertiär und Quartär dargestellt werden. In geologischen Spezialkarten liegt bis jetzt nur das unmittelbar am Emsfluß gelegene Gebiet[3]) vor und aufgenommen, wenn auch noch nicht veröffentlicht, das Lehrfeld für die Landwirtschaftsschule in Quakenbrück.

[1]) O. Tietze: Beiträge zur Geologie des mittleren Emsgebietes. Dieses Jahrb. für 1906, Bd. XXVII, Heft 2.

[2]) Derselbe: Das Steinkohlengebirge von Ibbenbüren. Dieses Jahrb. für 1908, Bd. XXIX, T. II, Heft 2.

[3]) Die Lieferungen 132, 135 und 154 der geologischen Karte von Preußen usw.

Die einschlägige Literatur wird jeweils bei den einzelnen Abschnitten genannt werden. Sie ist wenig umfangreich, da das untersuchte Gebiet bis vor 10 Jahren von den Geologen äußerst stiefmütterlich behandelt worden ist. v. Dechen's großes Kartenwerk schneidet ungefähr mit dem Südrand ab, Staring's Karte von Niederland bringt freilich noch einen kleinen Teil an der Westgrenze des Gebietes.

Das Tertiär des mittleren Emsgebietes.

Bereits in den Erläuterungen zur Lieferung 154[1]) wurde mitgeteilt, daß sich eine Gliederung der auf den Blättern dieser Lieferung beobachteten Tertiärbildungen durchführen lasse und zwar derart, daß man Mitteloligocän, Unter-, Mittel- und vielleicht Ober-Miocän und Pliocän (bezw. Präglazial) unterscheiden könne. Einige isolierte Vorkommen ließen sich freilich damals schon infolge des mangelnden Zusammenhangs ihrer Aufschlüsse mit solchen bekannten Alters in das gewonnene System noch nicht einreihen, und es ist dies auch bis heute noch nicht geglückt. Die Untersuchungen der Tertiärvorkommen sind inzwischen nach W hin bis zur holländischen Grenze, nach O. bis zum Durchbruch der Hase durch die von Lohne (bei Lingen) bis Damme sich hinziehenden, im Folgenden kurzweg Lohne-Dammer genannten, Berge fortgesetzt, wenn auch noch nicht abgeschlossen worden, und haben die Durchführbarkeit jener Gliederung für das ganze in Betracht kommende Gebiet bestätigt.

Auf Grund der Ausbildung der einzelnen beobachteten Formationsglieder ergibt sich für die tertiäre Geschichte der Gegend folgendes Bild: Während der Mittel- und vielleicht auch noch während der Oberoligocänzeit Bedeckung des Landes durch Meer, während der Untermiocänzeit Auftauchen des Festlandes, Entwicklung terrestrischer Bildungen, zur Mittel- und Obermiocänzeit Transgression des Meeres, zum Schluß dieser Periode erneutes Auftauchen des Festlandes, kräftige Faltungen der Gebirgsschichten

[1]) Erläuterungen zur Geol. Karte von Preußen usw. (enth. die Blätter Lohne, Baccum und Plantlünne). Berlin 1910.

und während der Pliocänzeit tiefgreifende Abtragung, wahrscheinlich verbunden mit Hebungen, die wohl auch zur Diluvialzeit andauerten. Es ist dies also eine Reihe von Erscheinungen, wie sie für die meisten Tertiärgebiete Norddeutschlands charakteristisch ist. Die geologischen Vorgänge der Tertiärperiode sind grundlegend gewesen für die Ausbildung der heutigen Oberflächenformen. Die zur Zeit des Diluviums und Alluviums eingetretenen Veränderungen haben die großen Züge des zur Tertiärzeit entstandenen Oberflächenbildes nur wenig mehr zu verändern vermocht.

Das Oligocän.

Das Oligocän ist in seiner ganzen Mächtigkeit durch eine tiefere Bohrung innerhalb der Lohne-Dammer Berge aufgeschlossen worden, die bei der Chaussee von Ramsel nach Mundersum am Südrande des Blattes Baccum in einer Ziegeleigrube von der Geologischen Landesanstalt niedergebracht wurde. Hier erbohrte man unter einer 80 m mächtigen Schicht von mitteloligocänem Septarienton eine annähernd 15 m mächtige Schicht, die sich aus kiesigem Sande zusammensetzt, ohne freilich ihr Liegendes erreicht zu haben. Die runden Quarzkörner, die bis Linsengröße erreichen, sind eigentümlich fettglänzend und viele von ihnen von auffällig graugrünlicher Färbung. Beigemengt sind dem Sande in reichlicher Menge große stark abgerollte Haifischzähne und Fragmente von Muschelschalen, wahrscheinlich einer *Pecten*-Art angehörig. Kiese ähnlicher Zusammensetzung beschreibt Wolff[1]) aus dem Untergrunde Bremens und rechnet sie auf Grund des paläontologischen Befundes (Nummuliten) zum Eocän. Sie unterlagern auch dort unmittelbar den Rupelton und erreichen eine bedeutende Mächtigkeit. Der Mangel an sicher bestimmbaren Resten läßt die Frage nach dem Alter dieses Baccumer Kieses vorderhand noch offen.

Das Mitteloligocän besitzt eine erhebliche Verbreitung, und manche Vorkommen, von denen wir heute noch nicht den sicheren Beweis ihrer Zugehörigkeit zu dieser Formation erbringen können, dürften ihr wohl zuzuzählen sein.

[1]) W. Wolff, Der Untergrund Bremens, Monatsberichte der Deutsch. geol. Gesellschaft 8./10. 1909.

a) Ülsen.

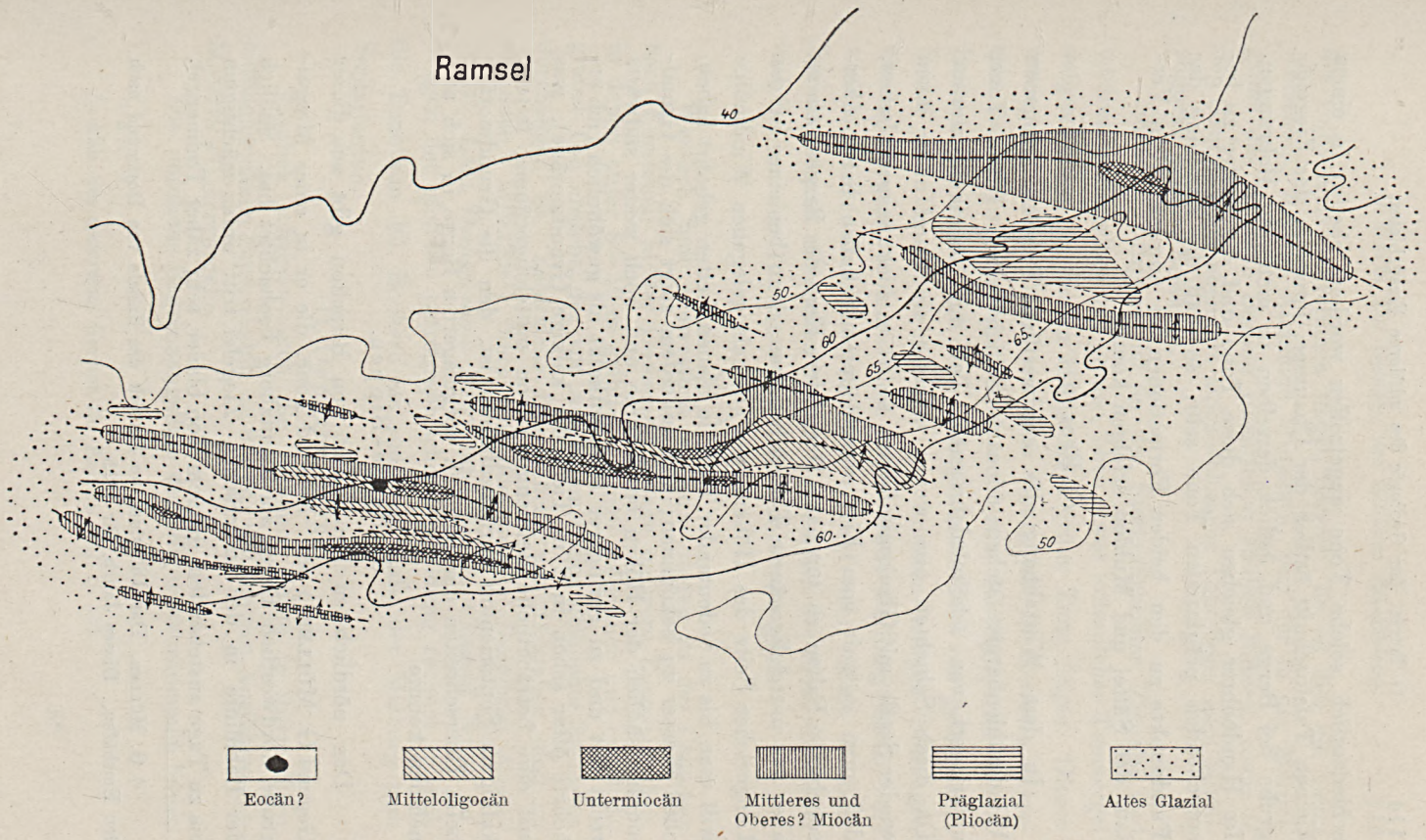
Die westlichsten Vorkommen liegen östlich und westlich Ülsen unweit der holländischen Grenze. Westlich dieses Ortes befindet sich eine Ziegeleigrube, welche die ganze Sohle eines kleinen nach NO abfallenden Tales einnimmt. Die Schichtenfolge ist derart, daß unter einem grünen, glaukonitführenden Ton ein solcher von schokoladebrauner Farbe von geringer Mächtigkeit folgt; darunter kommen blaugraue Tone, die bei einer Brunnenbohrung nach Angabe des Besitzers erst bei 58 m Tiefe durchteuft wurden. Die große Mächtigkeit und die gleichartige Beschaffenheit der Tonschichten, die Einlagerung von »steinigen« (Septarien-) Bänken, die Überlagerung durch braune und grüne Schichten, die zum Miocän gehören, legen es nahe, diesen mächtigen Ton zum Mitteloligocän zu stellen. Der andere Aufschluß liegt etwa 2 km östlich Ülsen, ebenfalls in einer Ziegeleigrube. Es sind blaugrüne, äußerst fette Tone mit Septarien, in denen hier und da kleine Schalreste erhalten sind, u. a. von *Leda Deshayesiana* Nyst. Überlagert werden diese Tone wiederum von grünen sandigen Tonen und diese von gelbroten Quarzsanden, dem in der dortigen Gegend weit verbreiteten Verwitterungsprodukt der grünen glaukonitischen Sande und Tone des Miocäns. Auch dieser Aufschluß liegt in einem Tale.

Der Septarienton scheint demnach den Kern der bis annähernd 90 m Meereshöhe ansteigenden Ülsener Höhen zu bilden.

b) Baccum.

Der nächste Fundpunkt von Mitteloligocän ist die oben erwähnte Ziegeleigrube an der Ramsel-Mundersumer Chaussee. Es sind fette blaue kalkige Tone mit *Leda Deshayesiana* Nyst. und namentlich in einzelnen Schichten zahlreichen Foraminiferen, ferner bankweise angeordneten Septarien und Gips in Klumpen. Auch hier stehen im Hangenden schokoladebraune Braunkohlentone und darüber äußerst glaukonitreiche Tone und Sande an. Da das Tertiär der Baccumer Höhen zu einer Reihe schmaler Kämme zusammengepreßt ist (Fig. 1), von denen die mittelsten die ältesten Schichten enthalten — auf einem solchen liegt die genannte Ziegeleigrube —, so sind auch in den benachbarten Sätteln noch ver-

Figur 1.



Sattel- und muldenförmige Lagerung des Tertiärs südlich Ramsel (bei Baccum).

Maßstab 1 : 25000.

schiedentlich solche Tone angetroffen worden, ebenso in einem kleinen Taleinschnitt östlich der Chaussee, ferner in der Ziegeleigrube bei Berge und östlich derselben in mehreren Bohrungen. Im Handbohrer gleichen sich diese Tone und die später zu besprechenden präglazialen Tone sehr, so daß die Zuteilung der Fundpunkte zu den beiden Formationen oft nur nach dem Verlauf der Sättel und Mulden erfolgen konnte.

c) Freren.

In dem Westabhang des nordwestlich Freren gelegenen Windmühlenberges stehen miocäne Schichten an, grüne Tone, unterlagert von schokoladebraunem Ton mit Braunkohlenresten. Da diese Schichten nur wenig mächtig sind und unter ihnen wieder Sande mit Glaukonit folgen, so ist es nicht ausgeschlossen, daß man es mit vom Eise verschleppten Schollen bezw. überschobenen Falten zu tun hat. Der tiefere Kern des Berges scheint aber aus mitteloligocänem Ton zu bestehen, denn bei einer auf der Lengericher Seite des Höhenzuges ehemals gelegenen Windmühle will man bis zu bedeutender Tiefe in blauen Letten gebohrt haben, ohne Wasser zu bekommen; und außerdem zeigt sich die Grundmoräne südlich der Höhen bei Thuine und noch weiter südwärts recht fett und zu geringerer Tiefe entkalkt als gewöhnlich (ich erbohrte öfter schon in 2 m Tiefe die kalkige Grundmoräne), was auf eine beträchtliche Beimengung von mitteloligocänem, fettem, kalkigem Septarienton zurückzuführen ist, den die Grundmoräne beim Überschreiten der nördlich vorgelagerten Berge in sich aufnehmen konnte.

d) Berge-Bippen.

Den nördlichsten Fundpunkt von Rupelton gibt aus dieser Gegend G. Müller[1]) an. Es sind Tone, die er in einer Mergelgrube nordwestlich Berge am Kreutzberg beobachtet hat. Südlich der Bahnlinie in der Imkerschen Ziegelei tritt unter mächtigem bis zu Tage anstehendem grünem Ton blauer, sehr zäher Tonmergel,

[1]) G. Müller, Das Diluvium im Bereich des Kanals von Dortmund nach den Emshäfen. Dieses Jahrb. für 1895.

der voller Kalkkonkretionen steckt, hervor. Es ist dies ein neuer Aufschluß, der die Annahme Müller's, daß der in der Mergelgrube des Kolonen Buning unmittelbar südlich Bippen, sowie in den Grundwiesen ebendort aufgeschlossene Tonmergel zum Mitteloligocän gehöre, bestätigt.

Südöstlich Bippen ist in der Stottenhausener Ziegelei und talabwärts derselben ein grauer, oben etwas bräunlicher Tonmergel aufgeschlossen, in dessen Hangendem grüne Tone folgen. Diesen sowie den südlich Döthen in einer Grube am Lieskenberg aufgeschlossenen Ton darf man auch wohl zum Mitteloligocän stellen. Bemerkenswert ist, daß dieser letztgenannte Ton von gelbbrauner Farbe ist. Da er nicht mehr von anderen tonigen Bildungen überlagert wird, so kann diese abweichende Färbung durch Verwitterung der obersten Schichten erzeugt sein. Eine ähnliche Färbung deutet sich schon in dem Vorkommen der Stottenhausener Ziegelei an, der Ton ist weiter unten aber rein grau.

e) Ankum.

Westlich und südwestlich Ankum liegen an der Chaussee nach Fürstenau in der Gemeinde Aslage mehrere Ziegeleigruben, in denen unter 8—10 m gelblich-grünem hellgrauer und grünlichgrauer Ton ansteht, der von mächtigen Lagen gelblicher Septarien durchzogen ist. Zahlreiche Bruchstücke von Dentalien sind zu erkennen. Müller[1]) führt von dort bereits *Dentalium Kickxii* Nyst., *Leda Deshayesiana* Nyst. und *Nucula Chastelii* Nyst. an. Wegen der gleichen petrographischen Ausbildung rechnet er auch die Tone von Kl. Bockern am südlichen Fuße der Maiburg zum Septarienton.

f) Dammer Berge.

Endlich scheinen auch die Dammer Berge in ihrem Kern mitteloligocänen Septarienton zu führen, wie aus den Ausführungen Martin's[2]) hervorgeht.

Die nördliche Begrenzungslinie der Oligocänvorkommen bildet

[1]) a. a. O.

[2]) Abh. des naturwiss. Vereins für Bremen VII, S. 331.

der Lauf der Hase und in dessen westlicher Fortsetzung über die Ems hinaus der der Vechte. Nördlich dieser Flüsse ist bis jetzt kein sicherer Fundpunkt von Oligocän bekannt geworden. Das nächste südliche Vorkommen ist das von Astrup bei Osnabrück: Dunkle Tone mit zahlreichen Schwefelkiesknollen und einer Septarienbank; der Ton führt aber keine Fossilien. Die Altersbestimmung gründet Haarmann[1]) auf die petrographische Ähnlichkeit der Schichten mit dem Mitteloligocän von Bünde und auf sein Lagerungsverhältnis zu den oberoligocänen Mergeln der Nachbarschaft.

Es folgt dann landeinwärts nur noch das klassische Vorkommen vom Doberg.

Das Oberoligocän ist während der Festlandsperiode des Untermiocäns allenthalben zerstört worden. Das Ausfallen oberoligocäner Bildungen zwischen mitteloligocänem Septarienton und glaukonitischen miocänen Bildungen halte ich gerade für einen Beweis des Bestehens jener Periode, wozu freilich der sichere Nachweis terrestrischer Bildungen in jener Lücke hinzukommt. Krusch[2]) schließt sich in der Auffassung der in einer Ziegelei südlich Nordlohne aufgeschlossenen kalkfreien, sehr fetten, grünlich-weißen, im nassen Zustande häufig schwarzen Tone Klockmann an, der sie für Oberoligocän hielt. Diese Ausbildung des Oberoligocäns weicht sowohl von derjenigen, die am Niederrhein beobachtet wird, als auch von derjenigen der näher gelegenen altbekannten Osnabrücker Vorkommen ab.

Das schon erwähnte Vorkommen von Astrup zeigt nach Haarmann[3]) konglomeratische Einlagerungen in grau-gelben fossilreichen Mergeln. Im besonderen führt er eine etwa 1 m mächtige Konglomeratbank an mit zahlreichen bis über 10 cm im Durchmesser großen Geröllen von Keuper, Jurakalkgeoden, in kleineren Stücken Kieselschiefer und Gangquarz. Ein zweiter Aufschluß in diesem

[1]) Haarmann, Die geologischen Verhältnisse des Piesberg-Sattels bei Osnabrück. Dieses Jahrb. 1909, XXX, Teil I, Heft 1.

[2]) Erläuterungen zur Lief. 132, Berlin 1906 (Bl. Lingen).

[3]) a. a. O.

Vorkommen zeigt gleichfalls mehrere Konglomeratbänke. Das zweite an der Lotter Straße gelegene Vorkommen zeigt Kalkmergel, die in den hangenden Lagen häufig gerollte grünlich-schwarze Bruchstücke von Ammoniten und Belemniten wahrscheinlich jurassischen Alters führen. Auch das Gestein des dritten Fundpunktes bei Atter ist konglomeratisch entwickelt[1]). In beiden Fällen ist die Zugehörigkeit zum Oberoligocän auf Grund der Fossilienfunde unzweifelhaft.

Die Bildungen des Rupeltons setzen nun aber wegen ihrer gleichmäßigen petrographischen Beschaffenheit über große Flächenräume und wegen ihrer nicht unbeträchtlichen Mächtigkeit ein ziemlich ausgedehntes Wasserbecken von ziemlicher Tiefe voraus. Mit Abschluß dieser Zeit müssen Bodenbewegungen eingesetzt haben, die durch die Oberoligocänzeit hindurch sich fortsetzten, und deren Endergebnis die Freilegung des nordwestfälischen Hügellandes und der Höhen zu beiden Seiten der mittleren Ems gewesen sein muß. Die groben Konglomerate des Oberoligocäns sprechen für große Landnähe und Abtragung hoch aufragender Berge aus altem Gestein schon zur Oberoligocänzeit. Weiter nach N. und W. hat nur die Abtragung gewirkt.

Demnach ist es nicht nötig, eine eocäne Gebirgsbildung für unser Gebiet vorauszusetzen, obgleich sie nicht unmöglich ist. Jedenfalls war im Mitteloligocän für längere Zeit ein Stillstand in den Bewegungen der Erdrinde eingetreten, so daß die Sedimentierung in jenem Meere ruhig vor sich gehen konnte, und erst am Ende der Mitteloligocänzeit kann die Bewegung wieder eingesetzt haben.

Das Miocän.

Hat schon bei der Untersuchung der mitteloligocänen Vorkommen der große Mangel an Fossilien viel Schwierigkeiten im Gefolge, so noch mehr beim Miocän, derjenigen Abteilung des Tertiärs, der im Mittelemsgebiet die größte oberflächliche Verbreitung zukommt. Ist sie doch auf weiten Flächen nur durch wenige

[1]) v. Dechen, Erläuterungen zur geologischen Karte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen. Bonn 1884.

Dezimeter Diluvialsand oder Kies von der Tagesoberfläche getrennt. Trotzdem ist bei dem Mangel an Aufschlüssen ihre Auflagerung auf das Oligocän nirgends wirklich gut zu beobachten gewesen, und ihre Gliederung beruht meist nur auf petrographischen Verschiedenheiten mit Berücksichtigung der jeweiligen Lagerungsverhältnisse.

Die Basis der miocänen Schichtenfolge bildet in vielen Fällen ein tiefschokoladebrauner feinsandiger Glimmerton. Glüht man den Schlemmrückstand dieses Tones, einen braunen Glimmersand, bei Luftzutritt, so wird er weiß, und es entwickelt sich ein stark nach schwelender Braunkohle riechender Rauch. Oft finden sich in dem Ton auch größere und kleinere Braunkohlenstücke. Der Ton hat das gleiche Aussehen wie Braunkohlenglimmerton aus märkischem Miocän. Die Mächtigkeit dieser Tonschicht ist sehr verschieden, aber soweit sich dies bis jetzt beurteilen läßt, nie bedeutend. Zur Ausbildung von Flözen scheint es selten gekommen zu sein. Man hat nie gehört, daß solche in dieser Gegend je in Abbau genommen worden wären. Doch führen jüngere Sande oft nicht unerhebliche Mengen von Braunkohlenresten, die doch nur von der Zerstörung von Flözen herrühren können. Offenbar sind sie bereits der Transgression des marinen Miocäns größtenteils zum Opfer gefallen.

Über diesen terrestrischen Schichten oder unmittelbar über dem Rupelton folgen dunkelgrüne oder grüne glaukonitische Tone oder Tonmergel bezw. sandige Tone oder tonige Sande. Die bekannten fossilreichen Bersenbrücker Miocänvorkommen gehören nach v. Koenen dem Mittleren Miocän an; sie stehen ganz isoliert da, ihr Liegendes kennt man nicht, ihr Hangendes bildet Glazialdiluvium. In nächster Nähe stehen aber vollkommen verwitterte Schichten an, die aus jenen glaukonitführenden Tonen und Sanden hervorzugehen pflegen, so daß man wohl annehmen kann, daß das Bersenbrücker Vorkommen sich beim Einbruch des miocänen Meeres in einer abgesonderten Bucht gebildet haben kann, die bei der weiteren Absenkung des Festlandes mit dem Vorschreiten jenes Meeres verschwand; die glaukonitischen Schichten

haben bis jetzt kein einziges Fossil geliefert außer zwei schlecht erhaltenen Walfischwirbeln und Fischzähnchen.

Die Zone, in der die miocänen Vorkommen liegen, greift über die des Oligocäns nach N. hinaus. Im Bereich des alten Gebirges bei Osnabrück hat sich nur ein Vorkommen gefunden, über das bereits Roemer berichtet[1]).

a) Lechlingen.

Dunkelbraune glimmerreiche Tone (31 m mächtig) liegen über etwa 19 m weißlichem kieselreichem Ton mit zahlreichen kieseligen Konkretionen. Die braunen Schichten sollen nach ihrem Fossilieninhalt mit dem Bersenbrücker Mittelmiocän ident sein.

b) Itterbeck.

Das westlichste von mir beobachtete Vorkommen liegt nördlich und südlich der von Itterbeck nach Holland führenden Chaussee nördlich Balderhaar, und zwar sind nördlich der Chaussee in einer Grube fette gelblich-grüne Tone aufgeschlossen, südlich derselben gelbgrüner Sand. Die nördlich der Chaussee zwischen Balderhaar und Itterbeck sich hinziehende Hügelkette, die in ihrer äußeren Gestalt täuschend die Form einer Endmoräne nachahmt, besteht offenbar aus einem älteren Kern und einer Decke von kiesigem Sand, der als Hauptgemengteile Milchquarz und schwarzen Lydit führt. Schon diese Zusammensetzung der sicher schon glazialen Sande beweist, daß wir uns jedenfalls an der Basis der glazialen Bildungen befinden, und daß der Kern wahrscheinlich aus tertiären und zwar miocänen Schichten besteht. Wo sich Wegeeinschnitte befinden, zeigen sich in ihnen grünliche und gelblich-grüne Sande, und die zahlreichen Quellen südlich Wilsum deuten auf einen nahen tonigen Grundwasserträger.

c) Ülsen.

In der Umgebung von Ülsen befinden sich zahllose kleinere und größere Aufschlüsse im Miocän, und zwar tritt diese Formation

[1]) F. Roemer, Vorl. Notiz einer eocänen Tertiärbildung in der Gegend von Osnabrück, Zeitsch. d. Deutsch. geol. Ges. 1850, 2, 233, und Haarmann, a. a. O.

hier in z. T. stark verändertem Aussehen zu Tage. Aus den glaukonitischen sandigen Tonen werden durch Verwitterung glaukonitische Sande und durch Oxydation des Glaukonits eisenschüssige Sande, die an der Oberfläche bisweilen in mehrere Meter mächtige Bänke von Eisensandstein übergehen. Die Umwandlung konnte natürlich erst erfolgen, als die miocänen Schichten wieder über dem Meeresspiegel lagen. Da ihre Oberfläche bei diesem Hebungsvorgange, der frühestens in die Zeit des Pliocäns fällt, von pliocänen Schottern, die vorwiegend aus Milchquarz und schwarzem Lydit bestehen, überschüttet wurden, wurden diese auch mitgehoben. Die unterste Schotterschicht aber wurde von den Eisenverbindungen mit dem unterlagernden miocänen Sandstein verkittet und bildet so an der Grenze beider Formationen eine Art Konglomeratbank. Aus dieser Bank stammende Geschiebe finden sich vielfach in dem Glazialdiluvium, ein Beweis, daß jene Höhen der Verwitterung bereits vor dem Einbruch des Glazials ausgesetzt waren, also nicht erst durch das Eis emporgepreßt worden sind. Man kann in der Umgebung Ülsens alle Übergänge vom tiefgrünen glaukonitischen Ton bis zu dunkelbraun- bis rostroten Sandsteinbänken verfolgen.

So findet sich auf dem Westhang des Steinbergs westlich Ülsen der rote Sandstein. Nach dem Mühlberg hin ist das Feld bedeckt mit zahlreichen Brocken des beschriebenen Konglomerates, die in einem ganz roten Sande liegen. Daneben findet sich am Westhang des Mühlberges wiederum brauner und selbst weißer Quarzsand, in dem zahlreiche Glaukonitkörnchen noch erhalten sind. Es ist eine auch anderwärts schon beobachtete Erscheinung, daß das als Glaukonit bezeichnete Mineral keineswegs überall gleich schnell verwittert. Es scheint diese verschiedene Widerstandsfähigkeit gegenüber den Atmosphärilien von der chemischen Zusammensetzung abzuhängen, für die sich bisher keine allgemeine Formel aufstellen ließ. Ein 200 m langer tiefer Schurf gegenüber dem Gasthaus Temme zeigte unter einer dünnen Decke von steinigem Diluvialsand gelben und roten rostfarbenen Sand (Verwitterungsprodukt des Miocäns). Zwischen Wilsum und Ülsen

zeigt sich das Miocän meist als gelblich-grüner, toniger Sand in Wegeinschnitten und kleinen Gräben. In Ziegeleigruben wurde der tonige Sand auch wohl abgebaut, so bei der Wilsumer Mühle und dem Hopfenberg. Wo die Oxydation schon tiefer in die Schichten eingedrungen ist, finden sich die als Klappersteine wohlbekannten hohlen Konkretionen von Eisensandstein, die im Glazialdiluvium der Umgegend ein sehr charakteristisches Geschiebe sind und sich namentlich in den liegendsten Diluvialschichten bisweilen sehr anreichern.

Von gleicher Zusammensetzung wie der Hopfenberg ist der südlich desselben die Chaussee kreuzende Höhenzug, wie der Chausseeeinschnitt zeigt. Von hier bis Ülsen zeigt jeder Einschnitt die grünen Tone und tonigen Sande, meist nur von einer kaum dezimeterstarken Diluvialsandschicht verhüllt, oder auch dicke Sandsteinbänke, wie ein fünf Minuten nordwestlich des Ortes die Chaussee kreuzender Hügel. Im ganzen wurden in dieser Richtung an 15 größere Aufschlüsse beobachtet, die, bald auf der Höhe, bald im Tale gelegen, immer dieselben miocänen Schichten aufweisen und somit anzeigen, daß der Ülsen-Wilsumer Höhenzug über seinem oligocänen Kern einen dicken Mantel von marinem Miocän trägt. Zwischen dieses und das Oligocän schiebt sich, wie schon erwähnt, in der nordwestlich Ülsen gelegenen Ziegeleigrube brauner fetter Ton, der vielleicht dem Unteren Miocän entspricht. Östlich Ülsen wiederholt sich in zahlreichen Aufschlüssen dasselbe Bild; verschiedentlich läßt sich an Hohlwegen und kleineren Wegeeinschnitten dasselbe Profil: Weiße oder rostrote Sande über grünlich-gelben Sanden über mehr oder minder glaukonitischen Tonen beobachten. Bisweilen sind die obersten Sande glazial etwas umgelagert.

Schließlich wiederholt sich dasselbe Bild auch südwärts des Ortes, bei Höcklen, in zahlreichen Aufschlüssen.

d) Lohne.

Miocän tritt nördlich und südlich von Nordlohne im Proskenund Ruppingberg zutage. Es sind auch hier glaukonitische Tone

und Sande, die ganz allmählich in einander übergehen und die bekannten Oxydationsvorgänge erkennen lassen. Den Kern des Miocäns bilden die in den Ziegeleigruben des Ruppingberges angeschnittenen, von Klockmann zum Oberoligocän gerechneten Tone. Nach S. senkt sich die tertiäre Oberfläche allmählich unter das Glazialdiluvium und wird schließlich von der Grundmoräne verhüllt. Tiefe Gruben in letzterer freilich zeigen, daß sie fast ganz als Lokalmoräne entwickelt ist, die sich vorwiegend aus rostroten Sanden mit zahlreichen Brauneisenerzkonkretionen zusammensetzt und nach unten unmerklich in das verwitterte Miocän übergeht. Auch in dieser stark oxydierten Schicht finden sich noch immer reichlich Glaukonitkörnchen, die noch keine Zeichen der Zersetzung aufweisen.

e) Baccum-Freren.

Die Baccumer Tertiärvorkommen bilden eine Reihe von WNW. nach OSO. orientierter Sättel und Mulden (siehe Fig. 1), die in der Mitte am höchsten emporgepreßt sind und dort auch die ältesten Gebirgsglieder Mitteloligocän und Untermiocän einschließen, während die niedrigeren nord- und südwärts vorgelagerten Sättel meist wohl nur marines Miocän und noch jüngeres Tertiär enthalten, freilich ersteres wiederum in allen Stadien der Verwitterung. Am tiefsten vorgeschritten ist die Verwitterung im NW. des Berglandes, wo die in 14 m Tiefe, von der Oberkante des Miocäns ab gerechnet, anstehenden tonigen Sande zwar noch grün aussehen, wenn sie frisch dem Boden entnommen werden, aber an der Luft die Farbe augenblicklich wechseln und rostbraun werden. Der beste Aufschluß findet sich in der Laxtener Sandgrube, wo zurzeit auch beobachtet werden kann, daß die Sandsteinbänke nicht bloß an der Oberfläche, sondern auch in tieferen Lagen innerhalb der Verwitterungszone auftreten, und daß sie die Faltung des Gebirges mitgemacht haben — die Sattelköpfe sind zertrümmert, während die Sattelschenkel verhältnismäßig unverletzt sind — daß also die Oxydation des Glaukonits und die Verfestigung der Sandsteinbänke der Bedeckung mit Glazial vorausgegangen sein muß, ferner daß das Gebirge eine Zeitlang bereits frei gelegen hat und tief-

gehend verwittert war, ehe die Faltung einsetzte. Weiter ostwärts wird die durch Verwitterung veränderte Decke immer dünner. Die glaukonitischen Tone liegen in geringer Tiefe und bestehen an manchen Orten fast nur aus Glaukonitkörnern mit tonig-kalkigem Bindemittel.

In der Nähe der schon besprochenen Aufschlüsse im Mitteloligocän treten auch die dem Untermiocän zugerechneten Bildungen auf, die aber nur wenige Meter Mächtigkeit besitzen können.

Das Vorkommen von untermiocänen Schichten mit viel Braunkohlenresten und darüber lagerndem marinem Miocän an der Westseite der Frerener Windmühlen ist bereits erwähnt, ebenso die Unsicherheit, die darüber besteht, ob diese Schichten hier wirklich anstehen, oder ob sie nur durch Eisschub verschleppt sind. Die Aufschlüsse sind durch kleine Bohrungen geschaffen und daher unvollkommen.

f) Bippen-Bersenbrücker Bergland.

An der südlich Bippen nach der Maiburg führenden Chaussee sind gleich jenseits der Bahnstrecke glaukonitische und schokoladenbraune Tone aufgeschlossen, jede Formation aber in anderen Gruben, auch rostfarbene Quarzsande, das Verwitterungsprodukt der erstgenannten Bildung, unter dünner Diluvialdecke. In verschiedenen Kiesgruben, deren Material offenbar zum Chausseebau benutzt wurde, liegt unter der Kiesbank glaukonitischer Ton. In der Imkerschen Ziegelei steht derselbe Ton bis zu Tage an und bildet einen Sattel, in dessen Kern Rupelton aufgepreßt ist. In der Stöveschen Ziegelei nördlich der Bahn liegt marines Miocän auf braunem Glimmerton. Da die durch die Chaussee von Bippen nach Ohrte geschaffenen Einschnitte gleichfalls grüne glaukonitische Tone am Westende, braune Tone am Ostausgange des Einschnittes zeigen, auf denen rostfarbene Letten liegen, so geht daraus hervor, daß der ganze Bramberg aus tertiären Bildungen besteht. Am Westabhange des Höhnkenberges nördlich Bippen liegt durch eine kleine Grube aufgeschlossen wiederum unter dünner Diluvialdecke glaukonitischer Ton über grauem Ton vielleicht oligocänen Alters. Verfolgt man den Nordost- und Ostabhang des Lehmberges, der

höchsten Erhebung jener Gegend, weiter, so treten an der Chaussee beim Kleiberg gelbbraune Tone unbekannter Altersstellung zu Tage. Die Bezeichnungen »Klei(= Ton)berg«, »Lehmberg«, »Wellen-(= Quellen)berg« verraten, daß hier überall in geringer Tiefe wassertragende Schichten folgen müssen. Entspringen doch Quellen schon wenige Meter unter der höchsten Erhebung des Lehmberges. So finden sich denn auch wieder bei Sussum in dem zum Berge heraufführenden Wege die glaukonitischen Tone, ebenso in kleinen Gruben nördlich der Chaussee von Basum nach Ankum, während der in der gänzlich verfallenen Ziegeleigrube von Basum anstehende braungraue Ton in seinem Aussehen an die Verwitterungsrinde von mitteloligocänem Septarienton erinnert.

Daß der Rupelton in den Aslager Ziegeleien z. T. von 8—10 m mächtigem marinem Miocän bedeckt wird, ist schon erwähnt.

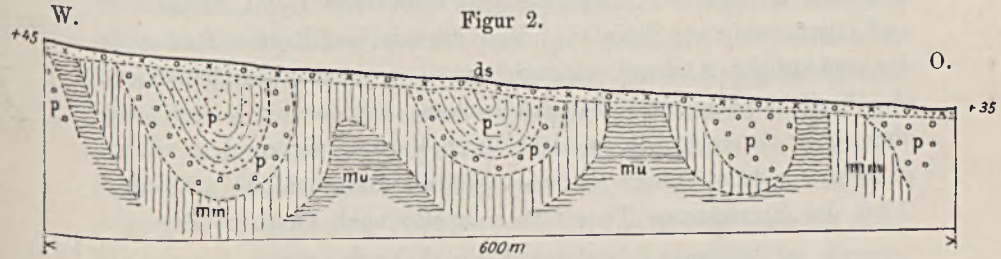
Genannt sei noch der altbekannte Fundort bei Woltrup von Mittlerem Miocän, das von Diluvialsand bedeckt wird. Gleich östlich dieser Grube steht wieder der schon von Ülsen geschilderte Eisensandstein in ziemlich mächtigen Bänken an. Nach dem gegenseitigen Lagerungsverhältnis, das zwar nicht unmittelbar verfolgt werden kann, aber eine andere Deutung kaum zuläßt, muß dieser Sandstein jünger sein, woraus ich folgere, daß die glaukonitischen Tone und Sande des Gebietes höchstens mittelmiocänes Alter haben können oder sogar noch jünger sein müssen. Südlich Woltrup wurde noch bei Wehbergen und Wallen Miocän in der Form glaukonitischer Quarzsande, z. T. von Glazial, z. T. von Löß bedeckt, beobachtet.

g) Emsbüren.

Das Tertiär der Emsbürener Berge ist ganz abweichender Art. Es ist gut aufgeschlossen in der Ziegelei südlich Emsbüren und besteht hier aus graublauem kalkfreiem fettem Ton, der von glaukonitführenden fast weißen Quarzsanden überlagert wird. Am Ostabhange des Berges, nicht weit von jener Ziegelei, sind durch eine Reihe von Schürfen und flachen Bohrungen dunkelgrüne glaukonitische sandige Tone, darunter brauner Glimmerton aufgeschlossen, die in einer Reihe ungefähr nordsüdlich streichender Falten sich an den

Höhenzug anlehnen (siehe Fig. 2). Es ist aber nicht zu ersehen, ob diese Schichten, die offenbar dem Miocän zuzurechnen sind, jünger oder älter sind als jener Ton in der Ziegelei. Müller[1]) rechnete diese letzteren gelblich-grauen, mit dünnen Steinbänken durchsetzten kalkfreien Letten noch zum Miocän, da er in den Steinbänken allerdings unbestimmbare Steinkerne von Schnecken fand, ferner die bei Bippen beobachteten Letten von derselben Beschaffenheit sind, dort aber auf die glaukonitischen Ablagerungen des Miocäns folgen. Es gelang mir weder, solche Steinbänke bei Emsbüren wiederzufinden, noch jenes auffällige Lagerungsverhältnis bei Bippen zu bestätigen. Bei der ungenauen Bezeichnung der Fundstätten ist

Figur 2.



Profil am Ostabhang der Emsbürener Berge, die Lagerung des Miocäns und Präglazials darstellend.

ds Älteres Glazial, p Pliocän, mm Mittleres und Oberes (?) Miocän, mu Unteres Miocän.

dies nicht besonders auffällig. Es müßten also die am Osthang aufgeschlossenen Tone älter als der Ton der Emsbürener Ziegelei sein.

Die blaugrauen, an der Oberfläche gelblichgrauen Letten bilden die ganze Masse des Höhenzuges bis zum Bernter Moor hin und sind überall nur von einer kaum 2 m mächtigen Decke von jüngeren Sanden und Schottern bedeckt. In der Gegend des Lescheder Feldes gehen die Tone in Feinsande über. Die Mächtigkeit der Tonschicht beträgt bei der Ziegelei mindestens 17 m. Dann folgt eine durch eine Brunnenbohrung aufgeschlossene Sandschicht von gelblichem, mittelkörnigem, gut gerolltem Quarz mit

[1]) a. a. O. S. 49.

wenig Glaukonit. Es ist aber sehr wahrscheinlich, daß dieser Sand dem Ton nur linsenförmig eingelagert ist. Auch in anderen Tiefenlagen finden sich in dem Ton linsenförmige Bänke von weißem Sande. Es müßte sich also wohl um eine sehr junge Miocänstufe handeln, die der Zeit des Pliocäns bereits sehr nahe liegen dürfte. Die Tone sind bedeckt von weißen reinen Quarzsanden, denen wiederum eine Tonbank von gleicher Farbe und Beschaffenheit eingelagert ist. Es ist nicht ausgeschlossen, daß dies bereits Pliocänschichten sind. Organische Reste fehlen fast vollkommen. Der Ton enthält viel feine Schwefelkieskonkretionen in Form von Stengelchen, spärliche Glaukonitkörner, große Blättchen von hellem Glimmer, Quarzkörner, Körnchen von schwarzem Lydit, Steinkohle und einem weichen Schiefer. Von organischen Resten fand sich der undeutliche Abdruck einer Schnecke an einem Stückchen Kies, ein Fischzähnchen und Samenkörnchen, von welch letzteren es aber nicht sicher ist, ob sie nicht durch Verunreinigung der Proben in diese geraten sind. Eine endgültige Entscheidung über das Alter der Emsbürener Tone läßt sich also noch nicht treffen.

h) Schafberger Stollen.

Der Vollständigkeit halber muß hier auch die allbekannte, aber immer noch strittige Fauna aus dem tiefen Schafberger Stollen angeführt werden. Wolff[1]) hat diese einer erneuten Prüfung unterzogen, und es geht aus ihr hervor, daß ein Zweifel an der Identität der Stücke, die bereits Heine[2]) vorgelegen haben, nicht bestehen kann. Der Charakter der Fauna ist auch nach Wolff sicher miocän, und zwar dürfte es eine Felsküsten- oder Blockstrandfauna sein. Man muß also annehmen, daß dort ein älteres Bergmassiv, eben unser heutiger Schafberg, als Insel bereits bestanden hat. Da die Konglomerate des Oberoligocäns aus der Osnabrücker Gegend bereits auf hier in der Nähe vorhandenes Festland zur Oberoligocänzeit hinweisen und wir während der Unter-

[1]) Monatsber. der Deutschen Geolog. Ges. 1910, S. 202.

[2]) Heine, Geognostische Untersuchungen der Umgegend von Ibbenbüren, Zeitschr. der Deutsch. geol. Ges. 1861 und Verh. des Naturhist. Ver. für die Pr. Rheinl. und Westf. 1862.

miocänzeit weiter nördlich Festland hatten, dürfte die Wolffsche Erklärung jener Fauna wohl einwandfrei sein.

i) Hümmling.

Nicht unerwähnt darf der Fund von Harrenstätte im Hümmling bleiben. Dort fand Schucht[1]) unter dem Glazial einen grünlich-grauen, stellenweise dunkelgrauen, etwas glimmerführenden Ton und Schluffsand, der sich als kalkfrei und fossilleer erwies. Der Ton führt reichlich Glaukonit und ähnelt sehr dem des marinen Miocäns in dem südlicheren Höhenzug der Lohne-Dammer Berge. Schucht glaubt aus berechtigten Gründen das Vorkommen nicht ohne weiteres dem Miocän zurechnen zu dürfen. Es ist aber wohl zu beachten, daß wir vom nordwestfälischen Bergland aus ein stufenweises Absinken der Formationen nach N. hin beobachten können. Während die ungefähr auf einer Breite liegenden Höhen von Ülsen und Lohne-Damme im allgemeinen Miocän bergen und nur im innersten Kern Oligocän, das an den höchsten Punkten durchstößt, scheint der Hümmling, an und für sich schon viel niedriger, im wesentlichen Pliocän- und Präglazial-Schichten zu enthalten, aus denen ebenfalls die liegendere Formation, in diesem Falle Miocän, an den höchsten Stellen aufragen könnte. Dafür dürfte auch das weiter östlich von Focke[2]) beobachtete Auftreten glaukonitischer Tonmergel auf der Höhe der sich über Cloppenburg bis zur Weser fortsetzenden Wasserscheide sprechen.

Tertiär unbekannter Stellung.

Die weite Entfernung mancher Aufschlüsse im Tertiär von andern Aufschlüssen mit bekannten Tertiärschichten, die große Seltenheit von Fossilien, auch das geringe Interesse der Bewohner, durch tiefere Bohrungen den Untergrund aufzuschließen, der ihnen doch keine besonderen Reichtümer zu versprechen scheint, haben zur Folge, daß manche etwas isoliert liegenden Vorkommen zurzeit in das erkannte System noch nicht eingeordnet werden können. Zu diesen Vorkommen gehört zunächst der in einer großen Ziegelei-

[1]) Dieses Jahrbuch für 1906, XXVII, S. 305.
[2]) Die Freie Hansestadt Bremen und ihre Umgebungen, 1890, S. 190.

grube aufgeschlossene Septarienton von Plantlünne. Es ist ein grünlichgrauer, bisweilen etwas sandiger Ton, der ursprünglich kalkig gewesen sein muß. In ihm sind große kugelförmige Septarien von einem Durchmesser bis zu einem halben Meter, die ungefähr in einem Horizont liegen, ausgeschieden. Beim Schlämmen wurden nur kleine Braunkohlestückchen, Stücke von Steinkohle, die mit roter rußender Flamme unter Hinterlassung eines blasigen Koks verbrennen, weiße, gelbe und rote, gut abgerollte Quarzkörner, Schwefelkies in Form von Stengeln, helle und grünliche Glimmerblättchen und vereinzelte Glaukonitkörnchen gefunden. Überlagert wird er von Diluvialkies; seine Mächtigkeit ist nicht bekannt. Die nächsten ihm vergleichbaren Vorkommen sind der Ton von Emsbüren, mit dem er eine ziemliche Ähnlichkeit hat, und der mitteloligocäne Septarienton von Baccum, mit dem er wenigstens bezüglich der Septarienführung übereinstimmt.

Gleich unsicherer Stellung ist der in einer östlich Fürstenau bei Wegemühlen gelegenen Ziegelei abgebaute Ton. Er ist schwärzlich braungrau, soll hie und da auch Septarien von $^1/_2 - ^1/_3$ m Durchmesser führen, wovon ich mich gelegentlich meiner Anwesenheit nicht überzeugen konnte. Der Ton ist kalkig und soll ohne sandige Einlagerungen bis 40 m Tiefe anstehen. Es überlagert ihn, soweit ich beobachten konnte, Diluvialsand, hie und da, wie mir berichtet wurde, auch ein grünlicher Sand, der aber zur Zeit meines Besuches nirgends aufgeschlossen war. Auf der beigefügten geologisch-morphologischen Übersichtskarte (Taf. 10) habe ich beide Vorkommen mit der Farbe des Oligocäns angegeben, da mir ihre Zugehörigkeit zum Mitteloligocän noch am wahrscheinlichsten dünkt.

Hiermit soll die Aufzählung der dem Oligocän und Miocän angehörenden Vorkommen abgeschlossen werden. Es ist zweifellos, daß bei der systematischen Aufnahme des in Rede stehenden Gebietes sich deren Zahl noch sehr vermehren wird. Diese Erfahrung ist bereits gemacht worden auf den wenigen Blättern, die bisher aus dieser Gegend kartiert vorliegen. Trotzdem wird es schwer sein, einen genaueren Zusammenhang zwischen den Formationen, wie sie in den einzelnen Hügelgruppen auftreten, zu erkennen, da diese Erhebungen stets durch außerordentlich breite Täler von ein-

	Bünde	Osnabrück und Schafberg	Bersenbrück Bippen	Baccum und Lohne	Emsbüren	Ülsen
Pliocän . . .			Verwitterung der miocänen Schichten	Verwitterung der miocänen Schichten		Verwitterung des Miocäns Basis-Konglomerat
		↑	↑	↑	Quarzsande?	↑
Mittleres und Oberes? Miocän		Bersenbrücker Fauna bei Lechlingen; Küstenfauna am Schafberg	Glaukonitische Tone und Sande; Dunkle Tone mit Mittelmiocän-Fauna (bei Bersenbrück)	Glaukonitische Tone und Sande	Blaue Tone? Glaukonitische Tone und Sande	Glaukonitische Tone und Sande
		↓	↓	↓	↓	↓
Untermiocän .			Brauner Glimmerton	Brauner Glimmerton (mit Braunkohlenspuren)	Brauner Glimmerton	Brauner Glimmerton
	Hebung des Landes	↑				
Oberoligocän .	Mergel	Mergel und Konglomerate				
			↑	↑		↑
Mitteloligocän .	Rupelton	Rupelton?	Rupelton	Rupelton		Rupelton
Unteroligocän .	Mergel					
				Transgression		
	Transgression					
Eocän? . . .				Glatte Quarzkiese mit Haifischzähnen u. unbestimmbaren Muschelresten		

ander getrennt sind, aus deren Untergrund nichts bekannt ist. Gleichwohl läßt sich aus dem wenigen doch soviel entnehmen, daß die für das norddeutsche Flachland im NW. gültige Gliederung des Tertiärs im großen und ganzen auch für unser Gebiet gilt.

Meine Auffassung von der Aufeinanderfolge der tertiären Schichten in dem von mir untersuchten Gebiet läßt sich durch vorstehendes Schema darstellen.

Die Unterkante des Mitteloligocäns ist nur in einer Bohrung bekannt geworden; der unterlagernde Kies, der große Ähnlichkeit mit sicher eocänem Kies von Bremen besitzt, könnte gleichfalls Eocän sein, und es läge dann eine Transgression des Mitteloligocäns über eine Schichtlücke vor. Das Unteroligocän ist vielleicht gar nicht zur Ablagerung gelangt. Bei Bünde liegt das Mitteloligocän auf Unteroligocän; das ist der letzte landeinwärts gelegene, einwandfrei festgestellte Fundpunkt von Unteroligocän.

In der niederrheinischen Bucht hat man am Schluß der Unteroligocänzeit Schollenbewegungen, Transgression des Mitteloligocäns und Ausgleich der entstandenen Niveauunterschiede.

Das Mitteloligocän ist bei Baccum mit 80 m durchbohrt. Da die Lagerung sicher gestört ist, dürfte diese Zahl zu hoch sein. Im Ülsener Bergland hat man mit 58 m den Septarienton durchbohrt. Er scheint nach W. hin auszukeilen, was sich mit den Ergebnissen der in den benachbarten holländischen Landesteilen niedergebrachten Bohrungen deckt. In Drenthe und Twenthe, d. h. nördlich und südlich des ins Holländische hineinragenden Zipfels preußischen Gebietes, hat man nach van Waterschoot van der Gracht[1]) in neueren Tiefbohrungen keine Anzeichen von Mitteloligocän gefunden. Erst bei Buursse, Eibergen, Winterswyk tritt dieses Formationsglied wieder auf und findet sich in normaler Entwicklung im Peelhorst, der Campine und dem benachbarten deutschen Gebiet.

Oberoligocän ist in dem neu untersuchten Gebiet, abgesehen

[1]) Van Waterschoot van der Gracht, Memoirs of the Government Institute for the Geological Exploration of the Nederlands No. 2, Haag 1909.

von dem zweifelhaften Fundpunkt auf den Lohner Bergen, nicht angetroffen. Die im nordwestfälischen Gebirgslande vorhandenen Reste deuten wegen der stark konglomeratischen Ausbildung auf große Küstennähe. Am Rhein hat man im S. noch ein Übergreifen des Oberoligocäns über das Mitteloligocän. Währenddessen trat im N. schon mit dem Ende der Mitteloligocänzeit eine Verflachung des Meeresbodens ein. Van Waterschoot van der Gracht berichtet, daß im Peel das Obere Mitteloligocän häufig sandige Einlagerungen führt, und daß man Spuren einer Transgression des miocänen Meeres gefunden habe, so daß wohl die Möglichkeit einer Lücke zwischen Oberoligocän und Miocän besteht. Diese Bemerkung van Waterschoot's über die Einlagerungen von Sanden in das oberste Mitteloligocän erinnert an dieselbe Erscheinung bei den Emsbürener Tonen, und es ist nicht ausgeschlossen, daß diese Tone doch mitteloligocän sind, um so mehr als ihre Lagerungsverhältnisse mit einer solchen Annahme in besseren Einklang zu bringen wären als mit der Annahme Müllers. Es pflegt auf dem höchsten Punkt der Erhebungen immer die älteste Formation aufzutreten.

Im benachbarten Drenthe und Oberijssel ist bisher ebensowenig irgendwo Oberoligocän gefunden worden.

Miocäne Bildungen sind in dreierlei petrographischer Ausbildung vorhanden. Am seltensten, aber bekanntesten ist der schwärzliche, stark tonige, glimmerführende Feinsand oder feinsandige Ton, in dem die Bersenbrücker Fauna auftritt. Er entspricht den Vorkommen von Dingden und Bocholt. Meiner Auffassung nach ist dieses Mittelmiocän älter als das aus dunkelgrünen, glaukonitischen Tonen bestehende Miocän, aus dem Walfischwirbel bei Lingen bekannt wurden, und aus dem Müller[1]) als einziges Fossil ein kleines *Cardium*, das ihm beim Auflesen gänzlich zerbrach, erwähnt. Dieses glaukonitreiche Miocän breitet sich nach W. über die Ülsener Höhen aus. Auf der holländischen Seite ist seine Fortsetzung noch ungewiß. Die beiden nördlich der Ülsener Höhen

[1]) a. a. O. S. 51.

gelegenen Bohrungen (bei Coevorden und Zuidbarge) haben kein sicheres Resultat bezüglich dieser Frage gezeitigt. Zwar soll die nördlichere der beiden Bohrungen, die von Zuidbarge, eine 105 m mächtige Schicht von grobem, glaukonitführendem Sande durchstoßen haben, die bisweilen fast ganz aus Glaukonit bestand, wie das ja auch bei unserem Miocän, so bei Baccum, lokal vorkommt; aber es fehlen die paläontologischen Beweise für das Alter.

Die den Ülsener Höhen zunächst südlich gelegene Bohrung von Ootmarsum gibt 60 m Miocän an. Das Profil lautet:

+ 24 — + 21,5	stark sandiger, glaukonitführender Ton,
+ 21,5 — + 4	fast reiner Glaukonit mit etwas Quarz,
+ 4 — — 9	dasselbe mit größerem Quarzgehalt, Bruchstücken von miocänen Schalen und Markasit,
— 9 — — 14	dasselbe, aber etwas toniger,
— 14 — — 30	grünlich-grauer Ton, feinsandig und mit großen Glaukonitkörnern, miocänen Muscheln und Bryozoen,
— 30 — — 36	dasselbe ohne Fossilien.
	Dann folgt Eocän. (Nach van Waterschoot van der Gracht.)

Weder die Bohrung Werselo noch Lonnekerberg bei Oldenzaal, also etwas südlicher als Ootmarsum, hat Miocän getroffen. Erst bei Eibergen, Rekken und bei Enschede finden sich wieder glaukonitische Sande, die dem marinen Miocän angehören[1]). Wie also das Mitteloligocän nach W. hin auskeilt, so scheint dies auch mit dem marinen Miocän der Fall zu sein.

Aber nach S. nimmt das marine Miocän wieder ganz beträchtlich zu und erreicht im Peelhorst ganz bedeutende Mächtigkeiten.

Die dritte petrographische Ausbildung des Miocäns sind die Braunkohlenglimmersande und -tone, die keineswegs mit der ersten der hier erwähnten Modifikationen zu verwechseln ist. Am besten sind sie aufgeschlossen bei Baccum und in der Nähe von Bippen; sie sind nicht sehr mächtig und oft kaum noch an der abweichenden Färbung zu erkennen. Aus welchem Grunde ich sie für terrestrische Bildungen und damit für die Vertreter des kontinentalen

[1]) Nach Ahlburg, Glückauf 1908: Die Ergebnisse der neueren Tiefbohrungen im östlichen Holland.

Unteren Miocäns halte, habe ich bereits ausgeführt. Die Schicht ist in den Ülsener Höhen nur noch an einem Punkte schwach entwickelt und dürfte im Holländischen überhaupt nicht mehr vorhanden sein. Dagegen deuten einige Angaben darauf hin, daß sie weiter im Osten vielleicht doch noch braunkohleführend wird, und zwar vielleicht schon in den Dammer Bergen. J. Martin gibt einige in diesen Bergen niedergebrachte Bohrungen wieder: In einem Falle lagen 20 cm Braunkohle auf 16 m plastischem Ton (vielleicht mitteloligocänem Septarienton).

Bezüglich der Bremer Gegend, aus der die nächsten genau untersuchten Tertiärbohrungen vorliegen, nimmt Wolff[1]) an, daß die Braunkohlenformation dort entwickelt gewesen ist und wahrscheinlich auch noch stellenweise ansteht. Auch sei 40 km nordöstlich Bremen in der Hassendorfer Ziegelei ein schwaches Braunkohlenflöz unter marinem Miocän angetroffen worden. In den Bohrprofilen aus der Bremer Gegend fehlt jedenfalls nicht nur das Untermiocän, sondern auch das Oberoligocän. Aus dem nördlichen Hannover liegen sonst Nachrichten von Braunkohlenfunden aus der Lüneburger Heide vor.

v. Koenen[2]) läßt die Grenze des marinen Mittelmiocäns nördlich Osnabrück vorbeiziehen. Damit deckt sich Wolff's Annahme von der Küstenfauna am Schafberg vorzüglich. In nächster Nähe dieses unterirdischen Fundpunktes liegen über Tage in einem tief eingeschnittenen Tälchen rein weiße Quarzsande tertiären, wenn auch nicht näher bestimmbaren Alters. Auch dieses Vorkommen spricht für küstennahe Bildungen, die doch kaum älter als Miocän sein können.

Es ist keine Möglichkeit gegeben festzustellen, ob wir sicheres Obermiocän in unserem Gebiet besitzen. Auch aus dem benachbarten Holland kennt man kein Obermiocän. Erst im links-

[1]) W. Wolff, Der Untergrund von Bremen, Mon.-Ber. d. Deutsch. Geol. Ges. 1909.

[2]) v. Koenen, Das Tertiärgebirge des nordwestlichen Deutschland. 2. Jahresbericht der Nieders. Geolog. Vereins 1909.

rheinischen Holland hat man sichere Funde dieser Formation gemacht. Auch in den Bremer Bohrungen glaubt Wolff das Obermiocän wiedererkannt zu haben.

Das Präglazial (Pliocän?).

Die Bildungen, die im Folgenden behandelt werden sollen, enthalten nur in ihren obersten Schichten organische Reste, nämlich Torfe, die einen gewissen Rückschluß auf ihr Alter zulassen. Aber dort, wo diese Einlagerungen gefunden wurden, d. i. im Hümmling, kennt man ihre Unterlage nicht. Im mittleren Emsgebiet, soweit es hier in Frage kommt, ist hinwieder die Unterlage bekannt, aber es ist bis jetzt nie ein noch so kleines Anzeichen organischen Lebens in ihnen gefunden worden.

Auf die miocänen Bildungen legten sich während ihrer Aufrichtung, die zu Beginn der Pliocänzeit erfolgte, Schotter als Sedimente aus den der neuentstandenen Küste nacheilenden Flüssen. Die Schotter bestehen im großen Ganzen aus Milchquarz und schwarzem Lydit, denen als fremde und je nach der Lokalität wechselnde Bestandteile gut gerollte Bruchstücke von farbigen Gesteinen beigemengt sind, die, da sie im wesentlichen aus Quarz bestehen, der mechanischen und chemischen Zerstörung am längsten Widerstand leisten konnten.

Die unterste Schicht dieser Schotter ist, wie schon erwähnt, bisweilen mit den darunter liegenden miocänen Sanden zu einem eisenschüssigen Konglomerat verkittet. Diese Schotter sind in dem von mir untersuchten Gebiet, soweit Tagesaufschlüsse in Betracht kommen, selten ganz frei von nordischen Geschieben. Es liegen aber die Tagesaufschlüsse meist auf den höchsten Erhebungen, wo durch Denudation alle jüngeren Schichten so weit abgetragen sind, daß heute diese etwas widerstandsfähigere Schotterschicht die Oberfläche bildet. Wie aus jenem Basiskonglomerat hervorgeht, haben die Schotter aber bereits vor Eintritt des Glazials die Oberfläche gebildet und sind erst während des Vorrückens des Eises z. T. umgelagert und mit nordischen Geschieben durchsetzt worden.

In Bohrungen ist dagegen nachgewiesen, daß über diesen

Schottern als selbständige Bildungen reine Quarzsande, Kiese und Tone folgen, die sicher älter als die eiszeitlichen Bildungen sind. Die Unsicherheit, in der wir bezüglich ihres Alters noch schweben, soll sich darin ausdrücken, daß für die ganzen Bildungen unter dem Glazial und über dem Miocän der Ausdruck »präglazial« gewählt worden ist. Es existiert auch bis heute weder aus den westlichen noch aus den östlichen Nachbargebieten irgend etwas Ähnliches, mit Ausnahme der Milchquarz-Lydit-Schotter, die freilich fast allenthalben im norddeutschen Flachlande als Unterlage der eiszeitlichen Schichten angetroffen werden.

Da in den Bohrungen im benachbarten Teile Hollands in Oberyssel und Drenthe als Liegendes unter dem Pleistocän Eocän oder Miocän angegeben wird, so scheint unser Gebiet seit der Miocänzeit dauernd Festland gewesen zu sein, auf dem Flüsse vom Gebirge her, also zunächst aus dem nordwestfälischen Hügelland und weiter ostwärts her Sand und Schotter zum Meere führten, dessen Küste bereits ziemlich weit nordwärts gelegen haben muß. Das Korn der aufgeschütteten Bildungen wird nach oben hin feiner, und es finden sich öfters Tonbänke eingelagert. Schließlich mögen größere Gebiete ganz trocken gelegen haben, so daß sich Torflager bilden konnten mit einer von der heutigen kaum abweichenden Flora. Die großen Wassermengen, die mit dem Rhein zum Meere abflossen und dabei den Boden Hollands aufhöhten, müssen sich weiter westlich von uns gehalten haben, etwa in der Richtung des heutigen Ijssellaufes.

Die einzelnen Vorkommen seien im Folgenden aufgezählt.

a) Emsbüren.

Auf den durch Bohrungen und Schürfe am Osthange der Emsbürener Berge aufgeschlossenen miocänen Schichten liegen meterdicke Bänke von Schottern aus Milchquarz, schwarzem Lydit und viel Toneisensteinnieren, die aus den zerstörten Schichten des hangendsten Miocäns stammen. Dazu kommen quarzitische Sandsteine und bunte Quarzite. Über dieser Schicht folgen Sande, die zu 99 % aus gut gerollten hellen oder weißen Quarzen, z. T. noch

in Form kantengerundeter Krystalle, zum Rest aus schwarzem Lydit und farbigen Quarzen bestehen. Ähnlicher Zusammensetzung ist ein Sand, der in einer großen Sandgrube westlich Emsbüren an der Chaussee aufgeschlossen ist. Er wird bedeckt von einer durch Eisenverbindungen verkitteten, mehrere Dezimeter starken Schotterbank aus einheimischem und nordischem Geröll, und darüber folgen nordische Sande. Die feste Grenzbank fällt nach Westen ein und stellt offenbar heute noch die alte Oberfläche des Hügels dar, wie er vor der Vereisung bestand. Es läßt sich anders die auffällige Eisenanreicherung mitten in den Sanden, die über und unter der Schicht von ungefähr gleichem Korn sind, nicht erklären, wenn man sie nicht als eine Verwitterungserscheinung aus präglazialer Zeit auffassen will.

Die hangendsten Sande, die über dem von Müller zum Miocän gestellten Ton lagern und ihrerseits unmittelbar von der Grundmoräne bedeckt werden, enthalten viel Glaukonit. Dieselben Sande, nur von etwas gröberem Korn, treten weiter südlich unter den Geschiebesanden wieder zutage. Zwischen beide schiebt sich von Osten her die Grundmoräne, die aber auf dem ganzen Westhang der Anhöhe der Zerstörung anheimfiel.

b) Baccum-Lengerich.

Die nördlichen Ausläufer der Thuiner und Lengericher Höhen bestehen im wesentlichen aus flachen, mit Geschiebelehm bedeckten Sandrücken. Innerhalb der Sande finden sich Tonbänke, die sich durch Bohrungen am ganzen Umfang der Höhen verfolgen lassen. Sie sind also älter als die Grundmoräne. Der Ton ist hellblaugrau und frei von Kalk. Der ihn überlagernde und unterlagernde Sand setzt sich zusammen aus abgerolltem, hellem Quarz, wenig schwarzem Lydit und weißlichen, undurchsichtigen Körnchen von großer Härte und vom Aussehen des Kaolins. Solche Beimengungen sind nach freundlicher Mitteilung des Herrn P. G. Krause aus dem Pliocän vom Rhein bekannt.

Ähnliche Tone finden sich in den kleinen Mulden zwischen den Tertiärrücken des Baccumer Höhenrückens, ebenso wechsel-

lagernd mit weißen Quarzsanden. Hier können sie aus der Zerstörung der Tertiärhügel vor dem Herannahen des Eises hervorgegangen sein, da diese Hügel im wesentlichen in ihrer heutigen Form bereits vor der Glazialzeit bestanden haben müssen.

In dem wahrscheinlich schon von einem präglazialen Emslauf geschaffenen Tal zwischen Lohner und Baccumer Bergen liegt Lingen, in dessen Untergrund die Grundmoräne zwischen 17 und 18 m unter Tage durchbohrt wurde. Darüber und darunter liegen nordische Sande bis in etwa 37 m Tiefe. Dann folgt:

von 37,20—38,90 feinkörniger, grauer Sand mit etwas Glimmer und Brauneisen,
» 38,90—42,00 grober Kies aus weißem Quarz, schwarzem und grauem Lydit, abgerollten Sandsteinbrocken und Brauneisen,
» 42,00—42,10 feinster Glimmersand mit Braunkohlen,
» 42,10—43,50 mittel- bis grobkörniger Sand mit Braunkohle,
» 43,50—45,00 fein- bis mittelkörniger Sand mit Schmitzen von abgerollten, hellen Quarzen und Eisenkonkretionen,
» 45,00—46,50 mittel- bis grobkörniger Sand mit Milchquarz und Lydit,
» 46,50—50,00 gelbgrauer, glimmerreicher Sand.

Diese Schichten sind frei von jeglichem nordischen Material, und der schnelle Wechsel der Korngröße beweist ihre Ablagerung in einem Fluß.

c) Altenberge.

Über dieses Präglazial berichtete zuerst Lorié[1]). Bei der Aufnahme wurde es besonders genauer Untersuchungen von Koert, Schucht und Wolff gewürdigt. Das Profil beginnt von oben mit nordischem Sand, in dem z. T. recht große Geschiebe lagen, er ist der Rest des völlig zerstörten Glazials. Unter diesem Glazial lag ein Torf, der durch das herankommende Eis aufgearbeitet worden war. Der Torf war Bruchwaldtorf mit Erle, Föhre, Fichte, Eiche und Birke, woraus Weber, der diesen Torf untersuchte, auf ein mildes Klima zur Zeit seiner Entstehung schließt, da Eichen in der Nähe des Inlandeises kaum gedeihen könnten. Der Torf lag offenbar auf einem Ton, der obersten feinkörnigsten Schicht einer Reihe von Schichten, die mit zunehmender Tiefe

[1]) Lorié, Contributions à la Geol. des Pay-Bas VI, 1895.

bis zu 60 m herab immer gröber werden. In den Sanden findet sich reichlich Braunkohle, Milchquarz, Lydit, schließlich auch Glaukonit. Unter 60 m liegen noch etwa 15 m eines grünlichgrauen, feinkörnigen Sandes von abweichendem Aussehen.

d) Hümmling.

Die Werlter Bohrung wurde auf Anraten Schucht's niedergebracht und ergab wiederum unter dem Glazial einen Flachmoortorf und darunter präglaziale Schichten, bei denen die Korngröße ebenfalls im großen Ganzen von unten nach oben hin abnimmt. Als Beimengungen führt der Sand Braunkohle und in größeren Tiefen Milchquarz, Lydit und hellgraue Feuersteine. Die aus dem Talsandgebiet von Schucht erwähnten Torflager sind viel jünger, ich werde auf sie später zurückkommen.

Dagegen sind im besonderen noch die von Schucht beschriebenen Vorkommen von Haren, am Bocker Berg, bei Wesuwe zu erwähnen, in denen allen das Präglazial in Form von Quarzsanden und Quarzkiesen ansteht, stets bedeckt von Glazial. Vom Nordrande des Hümmlings sind die Tonlager des Börgerwaldes und die am NW.-Gehänge des Esterweger Plateaus aufgeschlossenen Tone, die von weißen Quarzsanden begleitet werden, ebenfalls zum Präglazial zu rechnen. Gleiche Funde sind weiter abwärts bis zum Meere gemacht worden.

Aus allen diesen Funden geht also hervor, daß das nach Abschluß der Miocänzeit über das Meeresniveau gehobene Land durch die Sedimentation von Flüssen weiter aufgehöht wurde. Dann erst müssen die Faltungen eingetreten sein, und es ist auffällig, wie in fast allen Erhebungen die Richtung der Osningachse, die diese im Schafberggebiet besitzt, wiederkehrt. Selbst im Hümmling liegt die Verbindungslinie Harrenstätte-Cloppenburg der beiden fraglichen Miocänvorkommen noch in derselben Richtung. Wie lange diese Erdbewegungen andauerten, ist nicht festzustellen. Sie hoben das ganze Land wahrscheinlich auf ein höheres Niveau, als ihm heute eignet. Als letzte Folge der tektonischen Vorgänge müssen wir die Herausbildung der heute noch bestehenden Talsysteme ansehen. Aus zahlreichen Beobachtungen erkennt man,

daß die Eiszeit die Oberflächenformen, wie sie vor ihrem Einbruch bestanden, kaum wesentlich geändert haben kann. Das Drenther Plateau, der Hondsrug, hat jedenfalls schon als Festland bestanden. Die zwischen ihm und dem Hümmling quer durchs Emstal verteilten Inseln sprechen für einen ehemaligen Zusammenhang der beiden Erhebungen, der aber vielleicht schon in präglazialer Zeit wieder aufgehoben wurde. Ob die Ems damals nach W. in der Richtung auf den Zuidersee hin abfloß, oder ob schon nördlich Meppen ein Durchbruch bestand, ist freilich noch unentschieden. Es fehlt zurzeit noch zu sehr an Aufschlüssen; die alles gleich machende Decke der Ems-, Hase- und Vechtetalsande hat die ehemaligen Umrisse der Täler zu sehr verwischt.

Bezüglich der allgemeinen Zusammensetzung der Gerölle dieser Periode sei noch hervorgehoben, daß ihr Muttergestein wohl meist zerstörte Kreidesandsteine und vor allem die an deren Basis vorkommenden Konglomerate gewesen sein müssen. Danach kommen carbonische Konglomerate in Betracht. Beide setzen sich ja vorzugsweise aus Gangquarz und schwarzem Lydit zusammen. Kleine glänzende und abgerollte Stücke Brauneisenerz, die aber schon sehr zurücktreten, wenn auch nie ganz fehlen, dürften dem Jura entstammen. Auch sei betont, daß sich bisher keine der für die Schotter des pliocänen Rheintals so charakteristischen Leitgesteine der Kieseloolithstufe hier gefunden haben, so daß auch dieser Umstand dafür spricht, daß unser Gebiet nicht mehr zum Deltagebiet dieses Flusses gehört haben kann.

Ins Pliocän fällt schließlich auch die tiefgehende Verwitterung der miocänen Schichten, ein Vorgang, der namentlich auf der Nordwestseite der alten Anhöhen besonders weit vorgeschritten war. Daraus daß sich in späteren Perioden noch zweimal eine besonders in dieser Himmelsrichtung intensive Zerstörung der Neuablagerungen vollzogen hat, darf man den Schluß ziehen, daß bereits vor der Eiszeit die allgemeinen meteorologischen Verhältnisse, die heute noch herrschen, eingetreten waren, und daß in der Folge nur noch graduelle Schwankungen stattgefunden haben.

Das Diluvium.

Wie aus den vorstehenden Ausführungen schon hervorgeht, traf das Inlandeis, als es unser Gebiet erreichte, überall auf Festland. Die untere Grenze seiner Ablagerungen ist stets gut gekennzeichnet durch das Auftreten der nordischen Geschiebe. Seine Gliederung ist sehr einfach, da aus dem Ergebnis der bisherigen Beobachtungen, wenigstens in dem engeren Gebiete, das unseren Betrachtungen unterliegt, geschlossen werden muß, daß das Eis nur einmal hier war. Nach den Feststellungen aus dem Niederrheingebiet[1]) freilich soll das Inlandeis zweimal in jene Gegend vorgedrungen sein. Nach meinen Erfahrungen in Niederschlesien bin ich überzeugt, daß die Reste einer Vereisung in einer Interglazialzeit so gründlich abgetragen werden können, daß nichts mehr von ihnen übrig bleibt. Wir kennen außerdem von den eiszeitlichen Schichten an der Ems fast nur diejenigen, die auf den Höhenzügen zur Ablagerung gelangt sind, und diese sind schon stark zerstört. In den Tälern nur dürfte man erwarten, daß beide Ablagerungen und eventuell Interglaziale erhalten sind. Dort mangeln jedoch jegliche Aufschlüsse. Doch liegt nicht weit nördlich von uns, bei Papenburg[2]), eine Bohrung vor, die im Verein mit den Untersuchungen Schucht's[3]) in nördlich und nordöstlich anschließenden Gebieten den Beweis liefert, daß in der Tat auch dort die Ablagerungen zweier Vereisungen vorliegen. Ebenso hat man in der Gegend von Groningen, auf der gegenüber liegenden holländischen Seite, in einigen Bohrungen unter nordischen Sanden und Lehm Sand mit Schalenresten (*Cardium*, *Tellina*) gefunden, die den Gedanken an

---

[1]) Wunstorf und Fliegel, Die Geologie des Niederrheinischen Tieflandes. Abh. der Kgl. Geol. Landesanstalt N. F. Heft 67. 1910.

[2]) O. Tietze: Beiträge zur Geol. des mittleren Emsgebietes. Dieses Jahrb. XXVII, 1906 und ders.: Über das Alter des Emstalsandes, Mon.-Ber. d. Deutsch. Geol. Ges. 59. 1907. 4.

[3]) F. Schucht: Der Lauenburger Ton als leitender Horizont für die Gliederung und Altersbestimmung des nordwestdeutschen Diluviums. D. Jahrb. für 1908, XXIX, Teil II, Heft 1.

Interglaziale nahelegen [1]). Dagegen ist die Annahme van Baren's [2]), daß die rote Grundmoräne, die in Holland in gewissen Gebieten unter der grauen Grundmoräne lagert, die während einer Interglazialzeit verwitterte Grundmoräne einer älteren Vereisung sei, von der Hand zu weisen, da offenbar in allen Fällen nichts weiter vorliegt als eine Lokalmoräne, in welche in der Postmiocänzeit verwitterte miocäne Schichten in großer Menge aufgenommen worden sind. Daß in der Pliocänzeit oder schon vorher das zu Tage gehobene Miocän bis in große Tiefen verwittert ist, habe ich schon gesagt, desgl. daß aus diesem Miocän schließlich rote Sande hervorgehen. Ebenso ist es erklärlich, daß die höheren Schichten der Grundmoräne, in die nichts von der Unterlage aufgenommen wurde, grau bleiben, und daß sie in ganz anderer Weise verwittern. Vielleicht ist es auch nur ein Zufall, daß aus dem mittleren Emsgebiet noch keine Funde gemacht worden sind, die dessen zweimalige Vereisung beweisen, und es dürfte darauf bei den weiteren Aufnahmen besonders zu achten sein. Im niederschlesischen Glazialgebiet waren es Windschliffe von nordischen Gesteinen, die sich besonders häufig in Vorschüttungssanden, sog. Unteren Sanden, aber auch in den liegendsten Schichten der Grundmoräne fanden, die mir zuerst den Gedanken an eine zweimalige Vereisung jenes Gebietes nahelegten, obgleich dort, wie erwähnt, immer nur eine Grundmoräne beobachtet worden war.

Da weiterhin aus den Arbeiten Gagel's und Stoller's mit Sicherheit hervorgeht, daß die Grenze des jüngsten Eises östlich von dem hier untersuchten Gebiete gelegen haben muß, so gehört die Grundmoräne des mittleren Emsgebietes mit größter Wahrscheinlichkeit der mittleren der drei in Norddeutschland bisher nachgewiesenen Vereisungszeiten an.

Die geologische Literatur über das Diluvium des mittleren Emsgebietes ist jüngsten Datums. Es sind die von Schucht und

[1]) van Calker: Beiträge zur Geologie der Provinz Groningen (Mitt. a. d. min.-geol. Institut der Universität Groningen I. 1908).

[2]) van Baren: De morfologische bouw van het Diluvium ten oosten van den Jjssel. Tijdschrift v. het Kon. Nederl. Aardrijkskundij Genotschap 2e Ser. XXVII, 1910.

mir veröffentlichten Mitteilungen. Dazu kommen einige kleinere Nachrichten von Hamm[1]) über Gletscherschliffe am Piesberg und Wegner[2]) über eine Endmoräne im Münsterland. Die zahlreichen etwas älteren Aufsätze J. Martin's über alle möglichen Glazialfragen aus dem Gebiete der Ems und Hase fußen zu wenig auf genauen Beobachtungen, als daß sie als Unterlagen dienen könnten, und dasselbe gilt bezüglich des geologischen Teiles der Bielefeldschen[3]) Arbeit über die Geest Ostfrieslands.

Da wir nur eine Grundmoräne bis jetzt beobachtet haben, so ist die Gliederung der Glazialschichten — wie gesagt — einfach durchzuführen gewesen. Es sind die unter dieser Grundmoräne liegenden Sande als Vorschüttungssande und die über ihr liegenden als obere oder Decksande unterschieden worden, gleichgültig ob letztere als Verwitterungs- und Aufbereitungsprodukt der Grundmoräne durch Schmelz- und andere Wässer, oder, wie Schucht will, als Innenmoräne aufzufassen sind. Die Unteren und Oberen Sande sind in ihrer petrographischen Zusammensetzung meist derart verschieden, daß sie im Felde auf den ersten Blick auseinander gehalten werden können. Da in die Unteren Sande, Ablagerungen der dem heranrückenden Eise entströmenden und ihm vorauseilenden Schmelzwasser, die präglazialen und älteren Schichten aufgearbeitet wurden und daher dort, wo jene sedimentiert wurden, auch große Mengen dieses Materials abgelagert worden sind, so zeichnen sie sich besonders durch einen reichlichen Gehalt an Milchquarz und Lydit aus. Diese Beimischung gibt den Sanden und Schottern ein in den Gebieten der jüngsten Vereisung selten beobachtetes Aussehen, das natürlich sehr an präglaziale Sedimente erinnert und dies um so mehr, je tiefer die Schichten, d. h. je näher sie der alten präglazialen Oberfläche liegen. Die Decksande waren durch den in seinen oberen Schichten vorwiegend aus nordischem Material sich zusammen-

[1]) Hamm, Beobachtungen im Diluvium der Umgegend von Osnabrück (Zeitschrift d. Deutsch. geol. Ges. 1882).

[2]) Wegner, Über eine Stillstandslage der großen Vereisung im Münsterlande. Mon.-Ber. der Deutsch. Geol. Ges. 62. 1910. 4.

[3]) Bielefeld: Die Geest Ostfrieslands. Forsch. z. Deutsch. Landes- und Volkskunde XVI. 4. Stuttgart 1906.

setzenden Geschiebemergel von jenen getrennt und haben daher das gewöhnliche Aussehen glazialer Sande, wie es aus dem Bereich der jüngsten Vereisung bekannt ist.

Die Grundmoräne ist, soweit sie auf den Anhöhen liegt, meist vollkommen entkalkt und, da uns von ihr meist nur die untersten Schichten erhalten sind, dann als Lokalmoräne entwickelt. Aber in den Tälern, wo sie durch das Grundwasser geschützt lag, ist sie entwickelt wie jede noch so frische Grundmoräne als mehr oder weniger fetter Geschiebemergel, dessen Geschiebeführung auch bis jetzt keine auffälligen Unterschiede gegenüber jüngeren Grundmoränen erkennen ließ. Daß die Entkalkung aber ganz von lokalen Bedingungen abhängig ist, ist daraus zu ersehen, daß im Münsterlande auch hoch gelegene Geschiebemergel beobachtet wurden, die durch ihre ganze Mächtigkeit noch kalkig sind. Diese liegen aber auf den kalkreichen Verwitterungstonen der Kreide am Südufer des Uremstales, haben auch viel Tonmergel aus ihrer Unterlage in sich aufgenommen und waren daher für Wasser fast undurchdringlich geworden. Es hält in solchem Falle die Abtragung mit der Entkalkung gleichen Schritt. Im Gegensatz hierzu zeichnet sich die auf dem Hümmling lagernde Grundmoräne durch außerordentliche Magerkeit und Kalkmangel aus. Von dieser Grundmoräne sind natürlich auch nur die untersten Schichten erhalten, die, da sie als Unterlage präglaziale Sande haben und beim Vorrücken viel von diesen Sanden in sich aufgenommen hatten, sehr sandig werden mußten und daher wegen ihrer größeren Wasserdurchlässigkeit leicht ausgelaugt werden konnten. Ursprünglich muß die Grundmoräne in den oberen, heute längst denudierten Schichten viel fetter und kalkreicher gewesen sein; denn südlich vom Hümmling liegt im Emstal ein Geschiebemergel, der ziemlich fett, dabei aber auch außerordentlich reich an silurischen Kalkgeschieben ist. Diese Grundmoräne mußte aber doch vorher, um dahin zu gelangen, über den Hümmling gewandert sein.

Schließlich liegt selbst auf den Baccumer Bergen noch Grundmoräne in einzelnen Fetzen, besonders über dem fetten kalkreichen mitteloligocänen Septarienton, und weist noch in geringer Tiefe Kalk auf. Ihre Erhaltung und ihren Kalkgehalt verdankt sie auch

hier nur ihrer reichlichen Durchmengung mit ihrem Liegenden, wodurch sie für Wasser undurchlässig geworden ist.

a) Das älteste Glazial.

Die von mir mehrfach besprochene Bohrung in Papenburg hatte zwei durch einen mittleren, vorwiegend aus Tonen und Feinsanden bestehenden Schichtenkomplex getrennte Horizonte mit nordischem Material aufgeschlossen. Diesen mittleren Tonhorizont hält Schucht für gleichalterig mit den Lauenburger Tonen. Es scheint auch m. E. erwiesen, daß dieser Horizont wirklich von der Elbe bis nach Holland durchgeht und sich somit zur Gliederung und Altersbestimmung des Diluviums ganz besonders eignet. Unter diesem Tonhorizont liegt bei Hamburg eine Grundmoräne von 30 m Mächtigkeit. Die Tonschicht ist z. T. sehr mächtig, 100 m und mehr, und wird in dem ganzen Gebiet ihrer Verbreitung wieder von nordischem Diluvium überlagert. Das östlich und westlich des Jadebusens zu Tage liegende Diluvium zeigt nach freundlicher Mitteilung des Herrn Schucht eine ganz flache, schwach wellige Oberfläche ohne charakteristische glaziale Formen. Die Grundmoräne ist in diesem Gebiet immer noch einige Meter mächtig, während der der jüngsten Vereisung angehörige Geschiebemergel schon in der Lüneburger Heide nach Stoller nur noch äußerst geringmächtig ist und vielerorts durch eine fast schleierartig dünne Decke abgelöst wird, die meist in der Facies des Geschiebesandes Berg und Tal überzieht. Die äußersten Endmoränen dieses letzten Eises sind rechts der Elbe gelegen. Es kann daher kein Zweifel sein, daß die unmittelbar nördlich unseres Gebietes sich ausbreitende Diluviallandschaft nichts weiter darstellt als das durch Erosion und Denudation stark veränderte vorletzte Glazial, das durch jenen Tonhorizont von dem drittletzten in der Tiefe verborgenen Glazial getrennt wird. Die Tone bildeten nach Schucht einen den heutigen Marschen analogen Saum des diluvialen Küstengebietes nach Abschluß der ersten Eiszeit. Da sie fossilfrei sind, dürften sie eher unter dem Einfluß des noch in der Nähe abschmelzenden drittletzten Eises entstanden sein und in diese älteste Eiszeit selbst hineinzusetzen sein.

b) Das Glazial des Emsgebietes.

Im Folgenden sei die Entwicklung des Glazialdiluviums auf den einzelnen Hügelgruppen des mittleren Emsgebietes erläutert: Im Schafberggebiete bei Ibbenbüren findet sich die Grundmoräne als eine Lehmbank, die auf allen Seiten im Vorlande des Bergrückens und oben auf der Hochebene liegt. Der Steilrand, mit dem der Hügel rings zur Ebene abfällt, ist stets frei von ihr. Da die Grundmoräne fast immer unvermittelt dem Carbon oder Zechstein auflagert, so ist sie lokal bald mehr tonig, bald mehr sandig entwickelt und führt natürlich bereits sehr viel einheimisches Material, da schon nördlich vom Schafberg älteres Gebirge bis in die Schichten des Glazials emporreicht. Auf der Westhälfte des Plateaus ist sie wesentlich schwächer als auf der Ostseite und auch nur noch in einzelnen kleinen Partieen erhalten, während sie auf der Ostseite vor der weiteren Zerstörung durch die später auf ihr abgelagerte Lößdecke geschützt wurde, so daß sie hier wesentlich mehr Zusammenhang bewahrt hat. In größerer Mächtigkeit ist die Grundmoräne nur in den nordwärts abfallenden Tälern erhalten, offenbar weil sie hier auch in viel größerer Mächtigkeit abgelagert wurde. Es ist dies eine Erscheinung, für die auch Beispiele aus anderen Diluvialgebieten vorliegen, und die sich aus dem Mechanismus der Eisbewegung erklärt: Ehe das Inlandeis mit der Grundmoräne entgegenstehende Höhen überschritt, suchte es durch Ausgleichung der Unebenheiten des Vorlandes, und zwar indem es die vorhandenen Hohlformen mit Grundmoränenmaterial ausfüllte, Erhebungen aber abtrug, sich eine Fläche herzurichten, auf der es mit möglichst geringem Reibungswiderstand zum höchsten Punkte seiner Bahn aufsteigen konnte, natürlich ohne dabei selbst eine bergaufwärts gerichtete Bewegung anzunehmen. Seine Oberfläche blieb dabei wohl stets noch nach dem Vorlande hin geneigt, wenn auch vielleicht nur unter einem Winkel, der von 0° wenig verschieden war. So ist offenbar auch das breite nach N. abfallende Bockrader Tal in großer Mächtigkeit mit Geschiebemergel ausgefüllt gewesen. Die Erosion hat ihn aber zum größten Teil wieder zerstört, doch sind heute dort wohl noch die größten Mächtigkeiten der Grundmoräne zu beobachten.

Stauchungen und Aufpressungen, die auf Eisdruck zurückgeführt werden könnten, zeigen sich nur selten unter der Moräne; so sind z. B. in den Steinbrüchen am Kälberberge dünnbankige Carbonsandsteine etwas aufgeblättert und in die Höhe gerichtet. Ähnliche Erscheinungen sind in den Kreidebrüchen auf der Südseite des Teutoburger Waldes zu beobachten.

Selten finden sich Untere Sande unter dem Geschiebemergel (in Höveringhausen und bei Kl. Öinghaus); Obere Sande bedecken dagegen überall den Geschiebemergel und sind wohl stets nichts weiter als der Aufbereitungsrückstand der Grundmoräne. Anzeichen für Stillstandslagen des Eissaums sind mit Sicherheit nicht festzustellen. Am ehesten wären hierher noch zu rechnen die bei Hagemann am Südhang des Plateaus vorhandenen Sand- und Kieshügel, die zur Zeit des abschmelzenden Eises entstanden sind, gleichsam als Deltaaufschüttungen aus den Schmelzwasserbächen, die vom Plateau nach dem Tale südwärts abflossen. Das wären denn auch die letzten infolge ihrer Zusammensetzung aus grobem Material und ihrer geschützten Lage noch sicher erhaltenen glazialen Formen aus diesem Gebiete. Daß die Aufschüttungen nicht mächtiger wurden, lag wahrscheinlich daran, daß die auf dem Berge liegenden und abschmelzenden Eisreste den Schmelzwassern bald einen Abfluß nach O. und W. oder nach N. gestatteten, da die Hochfläche in der Hauptsache nach N. geneigt ist.

Im N. und W. ist das Schafberggebiet durch weite mit jüngeren Bildungen ausgefüllte Talebenen von den nächsten Glazialgebieten getrennt.

Das Emsbürener Vorkommen lehnt sich nordwärts an die Rheiner und Salzbergener Kreide- und Wealdenvorkommen an und ist nur durch eine schmale Einsenkung, in der glaziale oder jüngere Sande lagern, von jenen letzteren getrennt. Die Eisenbahn Rheine-Oldenzaal schneidet bereits den südlichsten Ausläufer des Emsbürener Rückens, während südlich der Eisenbahn bei der Ölfabrik von Salzbergen bereits Wealdenton nur noch mit einer dünnen Decke von Geschiebelehm und Sand aus vorwiegend einheimischem Material zu Tage tritt. Für den nordwärts der Bahnlinie gelegenen Höhenzug ist folgender geologische Bau sicher festgestellt: der

größere nördliche Teil des Rückens besteht aus jenen oben beschriebenen tertiären Tonen, die in der Gemeinde Ahlde unter glaukonitische Quarzsande untertauchen, die ihrerseits wieder von Geschiebelehm überlagert werden. Große Reste von Geschiebelehm finden sich aber auch nordwärts offenbar als unmittelbare Decke jener Tone. Doch liegen nördlich Emsbüren auf letzteren nur noch Untere Sande, die außerordentlich spärlich nordisches Material führen. Die oberste Decke, 1—2 dm stark, ist durch Auswaschung des feineren Sandmaterials zu einer fast nur aus Milchquarz und Lydit bestehenden Kiesdecke angereichert. Diese Unteren Sande sind offenbar aus präglazialen Sanden hervorgegangen, von denen ein größerer Rest sich westlich Emsbüren an der Chaussee aufgeschlossen findet. Er ist gegen die jüngeren Unteren Sande durch eine durch Eisenverbindungen verkittete Schotterbank, die sich parallel dem westlichen Abhange ausdehnt, getrennt. Endmoränenartige Aufschüttungen finden sich jenem tertiären Ton unmittelbar aufgelagert südwärts Emsbüren in dem Winkel zwischen beiden Chausseen in Gestalt einer geschiebereichen Sandschicht von ungefähr 100 m Länge. Beachtet man aber, wie die südwärts gelegene, über den ganzen Höhenrücken ausgebreitete Geschiebelehmdecke sich nach N. hin in immer kleinere Fetzen auflöst, so liegt es nahe, diesen geschiebereichen Sand für den Rest eines fast vollkommen zerstörten Teiles der ursprünglichen Geschiebelehmdecke anzusehen. Es ist unerfindlich, warum Wegner diesen Höhenzug wie auch die weiter nördlich gelegenen Lohner Berge, deren ganze Lage und äußere Gestalt schon so wenig Ähnlichkeit mit einer Endmoräne hat, ohne Anführung irgend eines Beweises als eine solche auffaßt, um so mehr als aus seinen im wesentlichen auf den Aufnahmen der Geolog. Landesanstalt fußenden Ausführungen über den inneren Bau der Endmoränen[1]) im Bereich des norddeutschen Flachlandes hervorgeht, wie sehr sogenannte Staumoränen bei der Entwicklung der Endmoränen zurücktreten. Da Aufschüttungsendmoränen nicht in Betracht kommen können, so

[1]) Wegner, Über die geschichteten Bildungen in den norddeutschen Endmoränen, Verh. des Naturh. Ver. der preuß. Rheinl. und Westfalens 66, 1909.

hätte man nach Wegner's eigenem Schema nur noch die Wahl zwischen Geschiebemergel- und Aufpressungs-Endmoränen. Erstere sollen ganz oder doch zum größeren Teil aus Geschiebemergel bestehen, das trifft für keine der Höhen zu, letztere sollen durch Aufpressung älteren Gebirges entstanden und mit geschichteten Bildungen oder mit Blockpackung verknüpft sein. Es ist aus physikalischen Gründen gänzlich ausgeschlossen, daß der bei Emsbüren ungefähr 2 km breite Tertiärrücken durch Eisdruck in seine heutige Lage gehoben sein könnte.

Einen demjenigen der Emsbürener Höhen analogen geologischen Bau besitzen die Lohner Berge. An Stelle des Emsbürener Tertiärs tritt hier das marine Miocän als Kern, über dem sich südwärts ein Mantel von Geschiebelehm ausbreitet, während nordwärts die Grundmoräne denudiert ist und an ihrer Stelle die wiederum vorzugsweise aus Gangquarz und schwarzem Lydit bestehenden Unteren Sande als oberste Decke zu Tage liegen. Längs der Chaussee Lohne-Lingen scheint die Grundmoräne unmittelbar auf dem Miocän zu lagern. Südwärts taucht die Grundmoräne mit der Höhe unter die Fläche der Emstalsande und wurde in dem fast 9 m tiefen Einschnitt des Ems-Vechte-Kanals auf die Länge eines Kilometers in der Tiefe angeschnitten.

Wie sich die Grundmoräne nach S. unter die Talsande verliert, so auch nach O. hin, um am SW.-Hang der Baccumer Höhen bei Hanneckenfähr wieder aufzutauchen. Diese Lagerung der Grundmoräne wird auch bewiesen durch die Bohrungen in den Reußbergen und am Normalpunkt 21,1 bei Lingen und östlich der Stadt auf der Bahnhofswerkstätte. In der erstgenannten Bohrung wurde die Grundmoräne 15,58 m unter der Tagesoberfläche, bei Punkt 21,1 in 28,20 m und in der Bahnhofswerkstätte in 13—14 m Tiefe wieder angetroffen. Die Grundmoräne umkleidet dann mantelförmig den Kern der Baccumer Berge von N. und von S., zieht sich auch über die Plantlünner Höhen, deren tertiärer Kern freilich gleichfalls auf dem nordwestlichen Abhang durch die Glazialdecke durchstößt.

Das Baccumer Tertiär ist in eine Anzahl WNW.—OSO. streichender Sättel gefaltet. Der geradlinige Verlauf der Sattel-

und Muldenachsen über mehrere Kilometer Länge hin spricht dafür, daß diese Faltungen keine in den glazialen Vorgängen begründete Ursache haben können. Es ist dies eine Erscheinung, wie ich sie im Osten des Staates an den Grünberger Höhen beobachtet habe[1]), wo eine derartige bis ins Kleinste gehende Faltung tertiärer Schichten in ununterbrochenem gleichsinnigem Streichen über eine Längserstreckung von 35 km beobachtet werden konnte. Auch hier stimmt die Faltungsrichtung auffällig mit den im ganzen rechten Mittelemsgebiet beobachteten tektonischen Hebungslinien, die ihrerseits der Hebungsachse des Ibbenbürener Schafberges parallel laufen, überein. Das Herausmodellieren der einzelnen Hügelreihen ist ein Ergebnis der denudierenden und erodierenden Kräfte postglazialer Zeiten. Die Sättel sind bedeckt von Schottern, die wiederum vorwiegend aus Milchquarz und Lydit bestehen. Diese Schichten sind besonders gut am Westhange bei Laxten und in einer kleinen Grube bei Thuine aufgeschlossen. Auf sie legt sich dann die Grundmoräne, die ihrerseits wieder von Decksanden verhüllt wird. Diese letzteren sind gewöhnliche Geschiebesande, die allmählich unter die Talsande untertauchen. Aus der Talsandebene ragen in nördlicher Richtung, namentlich im Anschluß an die Lengericher Höhen, noch einzelne Erhebungen der Grundmoräne auf oder sind doch wenigstens nahe der Talsandoberfläche erbohrt worden. Ebenso ist dies am Südfuße des Hümmlings der Fall, wo bei Haselünne und Herzlake selbst auf dem Südufer der Hase sich noch große mit Grundmoräne bedeckte Flächen ausdehnen. Dies weist darauf hin, daß der glaziale Untergrund in geringer Tiefe hier unter der Talsandfläche zu folgen scheint.

Östlich des Blattes Baccum liegen noch keine geologischen Aufnahmen aus dem Glazialdiluvium vor. Doch verrät das Auftreten des Tertiärs auf den Kuppen und Gehängen und seine stets beobachtete Bedeckung mit Schottern von Milchquarz und Lydit, daß die Ablagerungsverhältnisse bis ins Gebiet der Hunte nicht wesentlich abweichen können.

Auf den Ülsener Höhen scheint das Glazial noch bedeutend

[1]) O. Tietze, Die Endmoränen zwischen Oder und Neiße und der Os von Kalke. Dieses Jahrbuch für 1911, XXXII, Teil II, S. 169 und 170.

stärker zerstört zu sein. Nirgends wurde bisher Geschiebemergel beobachtet; auf Kuppen und in Tälern wurde unter geringer Glazialdecke (meist kiesige Sande mit Gangquarz und Lydit) bereits das Tertiär angetroffen. Im besonderen zeigt der endmoränenartig gebogene Itterbecker Zug eine Zusammensetzung fast nur aus den beiden genannten Gesteinskomponenten. Seine Gestalt hat er, falls nicht tektonische Bewegungen ihn erzeugten, erhalten durch den Druck des vom Hondsrug her über das Urvechtetal herannahenden Eises. Das Eis hat den aufgepreßten Bogen danach überschritten und ihn jedenfalls mit Grundmoräne bedeckt. Nach dem Rückzug des Eises ist die Grundmoräne zerstört worden, so daß jetzt wie auf allen anderen Erhebungen die Unteren Sande zu Tage kommen. Wenn das Eis hier eine Stillstandslage durchgemacht hätte, so müßten sich anders zusammengesetzte Aufschüttungen im Zuge des Bogens finden, namentlich solche, in denen nordisches Material etwas reichlicher vertreten wäre. Derartiges ist aber bis jetzt nicht beobachtet worden.

Im Hümmling und seiner Nachbarschaft vermochte Schucht die gleiche Gliederung des Höhendiluviums durchzuführen wie ich in dem schon besprochenen Mittelemsgebiet. Vorschüttungsprodukte des Eises, also Untere Sande (Tone und Kiese) haben sich stets nur in geringer Mächtigkeit vorgefunden, da die Grundmoräne meist unmittelbar auf den präglazialen Schichten aufruht.

Die Grundmoräne selbst ist meist als Geschiebelehm erhalten, über dem die auf mechanische Verwitterung zurückzuführende Schicht der lehmigen Sande, die aus dem diluvialen Durchschnittsprofil der nordöstlich gelegenen Provinzen wohlbekannt ist, meist fehlt. Statt dessen liegt über dem Geschiebelehm eine in der Regel 2—5 dm starke Schicht steinigen Sandes, der aber oft sich derart mit Steinen anreichert, daß er nur noch als Steinbestreuung bezeichnet werden kann. Es ist dies eine Erscheinung, die in den Gebieten mit frischen Glazialformen ziemlich selten zu sein scheint, wogegen ähnliches im W. aus der Lüneburger Heide und der Altmark, im O. aus Niederschlesien und dem südlichen Posen berichtet wird. Es gehören hierher auch die von Berendt u. a. als »in die Breite gegangene Endmoränen« bezeichneten, mit Steinen

dicht bestreuten Felder. Aus der Altmark berichtet Wahnschaffe z. B. von einem Gebiet, das derart mit Steinen und Blöcken bedeckt war, daß es wie ein Steinpflaster aussah. Wenn im Lößgebiet Niederschlesiens die Lößdecke entfernt würde, so lägen quadratkilometergroße Flächen mit einem ähnlichen Steinpflaster bedeckt da, unter dem bald Geschiebesand, bald die Grundmoräne, in großen Teilen aber unmittelbar das Tertiär folgt. Diese Schicht wird nach den Abhängen zu meist mächtiger und geht dann im Emsgebiet in die steinfreien Sande der Täler über, bezw. taucht unter sie unter. Da diese Sande also in engem Zusammenhang mit der Geländegestaltung stehen, sich über allem Glazial in ziemlich gleicher Ausbildung finden und auf das vom jüngsten Eise nicht mehr berührte Gebiet beschränkt zu sein scheinen, so dürfte die Annahme berechtigt sein, sie als ein zum größten Teil postglaziales Aufbereitungsprodukt des Glazials anzusehen, als eine Art Gehängeschuttbildung, die natürlich in den Gebieten der älteren Vereisung infolge der längeren Zeit, in der die Atmosphärilien auf die Oberfläche einwirken konnten, bereits wesentlich weiter vorgeschritten sein muß wie in dem vom jüngsten Eise nochmals berührten Gebiet. Daher stimmt das Schlußergebnis im O. und W. auch insofern vollständig überein, es bleibt von allem Glazial schließlich nichts mehr übrig als eine Steinbestreuung auf präglazialem und älterem Untergrunde. (Zu diesen Oberen Sanden dürften auch die von Schucht aufgeführten Talgeschiebesande zu rechnen sein, die nur ihrer beinahe ebenen Oberfläche halber zum Taldiluvium gerechnet wurden.)

Mit dieser Erklärung stimmt die Beobachtung gut überein, daß der Geschiebelehm, wenn er überhaupt erhalten ist, am besten auf den Höhen erhalten ist, während auf den Gehängen die Umlagerungsfacies vorherrscht. Ebenso deckt sich damit die Beobachtung, daß vielfach an den Flanken noch Geschiebelehm erhalten ist, und an der Kuppe bereits die liegenden Kiesbildungen auftreten. Letztere widerstehen wegen ihrer petrographischen Zusammensetzung der Abtragung natürlich viel besser, während der Geschiebelehm an den Hängen nach und nach weiter aufgelöst wird und z. T. feine Sande und Ton liefert, die weggeschleppt werden, wäh-

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

rend das gröbere Material, Sand und Geschiebe, nur allmählich den Hang hinunterrutschen und dort die Umlagerungsfacies bilden. Dem widerspricht es auch nicht, wenn hier und da, selbst auf der höchsten Erhebung eines Rückens, noch Reste der Grundmoräne erhalten sind. Denn die Grundmoräne war in ihren liegendsten Schichten lokal verschieden in ihrer Zusammensetzung und setzt auch je nach ihrem Untergrund der Aufbereitung durch die Wasser einen verschiedenen Widerstand entgegen; auch kann sie verschieden mächtig abgelagert worden sein. Über ihre ursprüngliche Mächtigkeit auf den Höhen des Emsgebietes wissen wir ja nichts. Als Gegenstück zu dem von Schucht beobachteten Vorkommen eines Restes von Geschiebelehm auf dem Rücken des Kreuzberges (im Hümmling) sei angeführt, daß auf den Baccumer Bergen beinahe auf der höchsten Erhebung mehrere Fetzen von Grundmoräne von geringer Mächtigkeit, z. T. sicher auf mitteloligocänem Septarienton, liegen. Sogar einen Teil ihres Kalkgehaltes hat diese Grundmoräne noch erhalten.

So herrscht zwischen Ausbildung und auch Erhaltungsart des Glazials in unserem Gebiet und seinem nördlichen Vorlande fast vollkommene Übereinstimmung. Schwierig ist ein Vergleich mit dem holländischen Nachbargebiet. Die Erkenntnis, daß die heutigen Formen unseres älteren Glazials nur selten mehr die ursprünglichen, vom Inlandeise selbst geschaffenen, sondern meist neue, durch postglaziale Erosion und Denudation erzeugte sind, kommt in den Arbeiten der Holländer noch wenig zum Ausdruck. Die Unmöglichkeit, in solch eingehender Weise wie bei uns Schritt für Schritt mit dem Handbohrer die tieferen Schichten der Oberfläche zu untersuchen, zwingt die Forscher, sich mehr nach den äußeren Formen zu richten, und es ist m. E. wohl vielfach ein vergebliches Bemühen gewesen und hat zu gezwungenen Deutungen Anlaß gegeben, wenn man in diesem flachen Hügellande mit seinen ausgeglichenen Formen die Gebilde wieder erkennen wollte, wie sie das jüngste Eis und seine Schmelzwasser im Bereich seiner Verbreitung im norddeutschen Flachlande geschaffen hat. Glazialformen, die infolge ihrer petrographischen Zusammensetzung schon den zerstörenden Kräften der postglazialen Abtragung gegenüber wider-

standsfähiger sein müssen, wie die meist aus gröberem Material aufgebauten Endmoränen und Oser, hat man noch die meiste Aussicht wiederzuerkennen, wenn auch diese Formen viel von ihrem charakteristischen Äußeren verloren zu haben pflegen. Aber Grundmoränenlandschaften, Staubeckenbildungen, überhaupt alles, wobei tonige, lehmige oder feinsandige Schichten eine wesentliche Rolle in der Zusammensetzung spielen, sind stark zerstört oder mit jüngeren postglazialen Bildungen verschüttet, wie dies aus meiner Beschreibung des Glazials im Mittelemsgebiet und Hümmling wohl hervorgeht.

Ähnliche Erscheinungen wie das Glazial des Mittelemsgebietes weist das von Krusch[1]) beschriebene Glazial des Münsterschen Beckens auf. Von diesem Gebiet wird das Mittelemsgebiet durch die breite Fläche der Emstalsande und das anstoßende südliche Ufergebiet der letzteren getrennt. Krusch unterscheidet im nordischen Diluvium, abgesehen vom »lößähnlichen Lehm«, diluviale Grande und Sande und Geschiebemergel. Letzterer besteht aus einer mehr oder weniger kalkigen sandigen Grundmasse, in der sich zahlreiche nordische Geschiebe befinden. Im Bereich der kalkigen Kreidegesteine ist die Grundmoräne als Lokalmoräne entwickelt und besteht vorzugsweise aus Kreidebruchstücken mit feinkalkigem Bindemittel. Unter der Grundmoräne liegen grandige Sande, die häufig als Durchragungskuppen durch den Geschiebemergel auftauchen. Über dem eigentlichen Glazialdiluvium findet sich oft als Basis des »lößähnlichen Lehms« eine Steinsohle aus nordischen Blöcken. Eine derartige Steinsohle und zwar vorzugsweise aus Windschliffen bestehend, findet sich bisweilen auch im Mittelemsgebiet als Basis des Lösses. Schließlich berichtet Krusch auch von endmoränenartigen Bildungen, die aus mit Kuppen besetzten Rücken von sehr mächtigen Kiesen und Sanden bestehen. In der Zusammensetzung der Kiese überwiegt einheimisches Material, doch finden sich auch reichlich nordische Gerölle und Geschiebe. Abgeschlossen wird auch diese Bildung durch die Steinsohle, über der wieder der »lößähnliche Lehm« folgt.

[1]) Krusch, Der Südrand des Beckens von Münster zwischen Menden und Witten auf Grund der Ergebnisse der geologischen Spezialaufnahme. D. Jahrb. f. 1908, XXIX, Teil II, Heft 1.

Von anderen typischen Glazialformen scheint sich nichts erhalten zu haben.

c) Der Löß.

Schon in meinen Berichten über das Diluvium Niederschlesiens und der Umgegend von Breslau[1]) führte ich aus, daß ich den Löß für eine dem jüngsten Glazial gleichalterige Bildung halten muß. Er wird dort von einem stark zerstörten Glazial unterlagert und ist von diesem durch eine auf großen Flächen in gleicher Ausbildung nachgewiesene Windschliffsohle getrennt.

Aus dem Mittelemsgebiet war bisher nur das auf der geologischen Karte von Ibbenbüren dargestellte Vorkommen von lößähnlichen Feinsanden bekannt. Sie liegen vorzugsweise auf der Osthälfte des Schafberg-Plateaus und hier wieder auf den nach O. gewandten Talhängen in größerer Mächtigkeit als auf den gegenüberliegenden. Die Grenze gegen W. läuft ungefähr nordsüdlich über den Schafberg hinweg. Es löst sich nach W. hin die sonst ziemlich einheitliche Lößdecke in einzelne Inseln auf und wird so dünn, daß sie von den unterlagernden Bildungen nicht mehr getrennt werden kann, um so mehr als ihre liegendsten Schichten stets mit Sand und am Gehänge auch mit Kiesbänken wechsellagern, eine Erscheinung, die gleichmäßig aus allen Lößgebieten berichtet wird. Diese Feinsande sind kalkfrei, an Gehängen mit Lehmstreifen durchsetzt, die im gleichen Sinne wie die Oberfläche des Abhangs geneigt sind. Das unter diesem feinsandigen Löß liegende Glazialdiluvium ist an manchen Orten bis aufs Carbon zerstört, wenn auch offenbar seine Zerstörung noch nicht so weit vorgeschritten war, wie dies auf der Osthälfte des Schafberg-Plateaus heute der Fall ist. Also auch hier ging der Ablagerung des Lösses eine Zerstörung des Glazialdiluviums voraus. Die Lößdecke hat durchschnittlich 1—2 m Mächtigkeit, nur an Gehängen über 2 m. In gleicher Ausbildung findet sie sich auf dem Nordhang des Teutoburger Waldes südöstlich Ibbenbüren; freilich ist ihr Zusammenhang, infolge der ihrer Erhaltung sehr ungünstigen starken Neigung des Gebirgshanges, viel

[1]) Tietze, Die geologischen Verhältnisse der Umgegend von Breslau. Dieses Jahrb. 1910, XXXI, Teil I.

geringer. Ihr Liegendes bildet eine offenbar aus der Zerstörung der Grundmoräne hervorgegangene Schicht Geschiebesandes und Gehängeschutt. Weiter ostwärts liegen dieselben Feinsande als gleichförmige Decke in der weiten Talmulde zwischen Wesergebirge und Osning, meiden aber die Alluvialflächen der Flußtäler. Und westwärts habe ich solche Feinsande, wenn auch in sehr sandiger Entwickelung, noch als oberste Decke über dem Glazialdiluvium zwischen Rheine und Salzbergen beobachtet. 1908 glaubte ich sie gelegentlich einer Begehung zum ersten Male auch auf den Lohne-Dammer Bergen südlich Ankum an drei Stellen zwischen Tütingen und Rüssel wiedererkannt zu haben. Neue Untersuchungen im abgelaufenen Jahre haben mir bestätigt, daß die Feinsande in der Tat auch auf diesem Höhenzuge vorkommen, und daß sie dem Löß zuzurechnen sind. Sie liegen nämlich westlich und südlich von Bersenbrück an dem nach O. gekehrten Hange des Tales, mit dem die Hase das Bergland durchbricht, an zahlreichen Stellen und sind auch vielfach durch Gruben aufgeschlossen. Zwar ist ihre Mächtigkeit schon wieder geringer als bei Ibbenbüren, etwa 1 m, aber sie liegen z. T. auf einer fast nur aus Windschliffen bestehenden Steinsohle von nordischen Geschieben. Ihr Liegendes bildet bald Diluvialsand, bald Tertiär (glaukonitische Sande); es hat also auch hier vor ihrer Ablagerung eine weitgehende Zerstörung der älteren Schichten stattgefunden. An einem Punkte, östlich der bekannten Woltruper Ziegelei, lagen in dem schwach tonigen Feinsand in einer dünnen Schicht Holzkohlen und kleine gebrannte Feuersteinsplitter. Auch dies spricht für die rein subaërische Entstehung der Feinsande. Es sind dies die nordwestlichsten bisher sicher erwiesenen Lößvorkommen im norddeutschen Flachlande. Schucht glaubt nach einer freundlichen Mitteilung auch im östlichsten Teile der Lohne-Dammer Berge, den eigentlichen Dammer Bergen, Lößvorkommen beobachtet zu haben. Eine große Lücke trennt uns von den von Stoller beschriebenen Schluffsanden aus der Gegend der Ilmenau, merkwürdig gleichsinnig orientierten Rücken von Feinsanden, die von dem unterlagernden Glazial meist durch eine Steinsohle geschieden sind. Stoller glaubt, daß diese Sande als Innenmoräne aus dem Eise

ausgeschmolzen seien. Da wir im übrigen norddeutschen Flachlande keine Beobachtungen über besondere Innenmoränen im Inlandeise gemacht haben, so erklärt sich Stoller, nach einer freundlichen mündlichen Mitteilung, das Vorkommen derart, daß die Feinsande ursprünglich im Randgebiete des Eises auf dieses aufgeweht wurden, dann einschmolzen und endlich beim Auftauen des ganzen Eises wieder herausgeschmolzen seien. Die unter den Schluffsanden liegende Steinsohle sei durch subglazial abschmelzende Wasser aus der Grundmoräne aufbereitet worden. Dafür spräche der Mangel an Windschliffen. Danach wären die Feinsande also ein zur letzten Eiszeit bereits umgelagerter Löß, letzterer eine Faciesbildung der letzten Eiszeit, eine Auffassung, für die ich nach meinen im O. und W. des Staates gemachten Beobachtungen und auch auf Grund der von Penck und Brückner aus den Alpen mitgeteilten Erscheinungen eingetreten bin.

Neuerdings hat auch van Baren[1]) in dem Gebiete zwischen Niederrhein und Jjssel Löß beobachtet. Er beschreibt aus dieser Gegend eine 0,5—2 m mächtige Decke von Lößlehm, die sich nach SW. in kleine unregelmäßige Fleckchen auflöst. Sie liegt nicht auf der Niederterrasse, steigt aber bis zu Höhen von 100 m hinauf. Aus der Decke schauen zahlreiche kleine infolge späterer Denudation lößfreie Kuppen hervor. Aus demselben Grunde nimmt die Mächtigkeit der Lößdecke nach den Abhängen hin zu. Nach van Baren liegt der Löß auf Erosionsformen, ist also jünger als diese. Sonach ist er also älter als die Niederterrasse oder gleichalterig mit ihr und ist jünger als die Zeit der intensiven Erosion des Glazials. Er nimmt also auch hier dieselbe Lage im allgemeinen Profil ein wie an der Ems und, wie sich zeigen wird, auch in Westfalen. Entsprechend den am Südpol gemachten Erfahrungen mußten übrigens nach van Baren trockne nordöstliche, östliche und südöstliche, jedenfalls also aus dem Innern des Kontinents kommende Winde den Löß herbeigebracht haben.

Aus der Gegend von Dortmund-Unna schildert Krusch den

[1]) van Baren: De morphologische bouw van het Diluvium ten Westen van den Jjssel. Tijdschrift v. h. Koninklijk Nederl. Aardrijskskundig Genoots. 2. Ser. XXIV. 1907, 2.

»lößähnlichen Lehm« als ein absolut kalkfreies, feinsandiges, toniges, meist hellbraunes Gebilde, das von unregelmäßig, wolkig verlaufenden, dunkelbraunen Streifen, sogenannten Eisenkonzentrationen, durchzogen wird. Es fehlt ihm jegliche Schichtung. An der Basis stellt sich bisweilen feiner grauer Sand ein, Senkel, und unterlagert wird dieser wie der »lößähnliche Lehm« durch die Steinsohle. Eine Steinsohle als oberer Abschluß des Glazials hat sich meines Wissens nirgends im Bereich des jüngsten Glazials gefunden. Ich halte die Steinsohle, wie ich schon verschiedentlich ausführte, für das Residuum zerstörter Glazialschichten. Deshalb ist der feine Sand, der über der Steinsohle liegt, auch ein postglaziales Gebilde. In ihm fand ja auch Müller bei Dortmund Süßwasserschnecken. Es hindert also auch in diesem Gebiete nichts, den »lößähnlichen Lehm« für ein dem Löß gleiches Produkt der letzten Glazialzeit zu halten. Daß er entkalkt ist, darf nicht wundernehmen. Ob er nun zur Interglazial- oder zur Glazialzeit abgesetzt ist, er muß der entkalkenden Wirkung der atmosphärischen Wässer gerade so unterliegen, wie jedes andere kalkhaltige Oberflächengebilde. Auch der in Schlesien abgelagerte Löß ist vielfach bis in 2 und mehr m Tiefe entkalkt, geht aber dann in der Tiefe in normalen kalkhaltigen Löß über. Daß sich hier im NW. nirgends, auch nicht in Spuren, der Kalk erhalten hat, mag an der etwas grobkörnigeren Zusammensetzung des Gebildes liegen, z. T. aber auch wohl auf das im NW. des Kontinents feuchtere Klima mit größeren Niederschlagsmengen zurückzuführen sein. Krusch erwähnt auch das Vorkommen nordischer Blöcke mitten im »lößähnlichen Lehm« von einem einzelnen Fundpunkt. Ganz abgesehen davon, daß Einlagerungen groben Steinmaterials an Gehängen und gegen die Basis von Lößbildungen hin schon aus den klassischen Lößgefilden Ostasiens erwähnt werden, finden sich auch bei uns Bänke groben Materials im Löß. Ich beobachtete solche im schlesischen Löß (im Katzengebirge bei Trebnitz und am Fuße des Zobten), und von anderen deutschen Lokalitäten werden gleiche Funde erwähnt. Auch einzelne größere Steine können vorkommen. So entnahm ich einer mehrere Meter hohen Lößwand bei Trebnig in Schlesien mitten aus typischem mit Lößkindeln durchsetztem Löß ein faust-

dickes Stück nordischen Quarzporphyrs; die Schichten über ihm waren unverletzt. Wo man solche Vorkommen nicht auf Einschwemmung von höher gelegenen Punkten zurückführen kann — zweifellos fielen während der Lößsteppenperiode die für Steppengebiete charakteristischen periodischen Regen —, so dürfte wohl der Mensch der Lößzeit selbst Ursache solcher Vorkommen sein.

Auch am Rhein fällt die Zeit der Ablagerung des Lösses offenbar in die Zeit nach Erosion der Mittelterrasse und vor Ablagerung der Niederterrasse. Die Niederterrasse ist nach Fliegel das Äquivalent der letzten Eiszeit. Jede Eiszeit setzt sich aber aus mindestens zwei großen Perioden zusammen, einer Akkumulationsperiode und einer zweiten Periode, in der vorzugsweise Abschmelzung erfolgte. Da in der ersteren vorzugsweise eine Anhäufung der dem ganzen Kontinent zukommenden Niederschläge in den hohen Gebirgen in Form von Gletschereis erfolgte, so dürften in dieser Zeit die von dort herkommenden Abschmelzwasser nur gering gewesen sein. Die Wasserführung der Ströme wird aber auch zu gleicher Zeit weiterhin vermindert, vielleicht zeitweise gleich Null gewesen sein, weil infolge der kondensierenden Wirkung der großen Eisfelder im Norden und Süden des Kontinents nur trockne Winde das Innere des Kontinents erreichten. Es ist ferner zu berücksichtigen, daß infolge der Temperaturerniedrigung, die doch nicht allein auf dem Kontinente herrschte, auch die über dem Weltmeer zur Verdunstung gelangenden Wassermengen verhältnismäßig geringer sein mußten als in der voraufgegangenen Interglazialzeit. Ein abflußloses Gebiet, eine Wüste im Innern des Kontinents entspricht also der Akkumulationsperiode der Eiszeit. Aus der Wüste wird mit steigender Temperatur eine Steppe mit Lößbildung. Zugleich nehmen die Gletscher durch Abschmelzung ab, und große Massen Schmelzwasser werden frei, zeitweise verstärkt durch periodische Regenfälle. Ihnen ist die Aufschüttung der Terrassen zuzuschreiben. Letztere fällt also vorwiegend in die zweite Periode einer Eiszeit und die Bildung der Niederrasse in die Abschmelzperiode der letzten Eiszeit. So haben wir als gleichzeitige Vorgänge am Rhein nebeneinander

Letzte Interglazialzeit.	Letzte Eiszeit.			Postglazialzeit.
	Akkumulationsperiode der letzten Eiszeit		Abschmelzperiode	
	Erniedrigung der Temperatur	Tiefster Stand der Temperatur	Steigen der Temperatur	Heutige Temperaturverhältnisse
	Versiegen der Flüsse		Anschwellen der Flüsse, Terrassenablagerung	Rückgang der Flüsse auf ihr heutiges Niveau
Erosion der Mittelterrasse	Wüste im Kontinent Windschliffpflaster		Steppe mit Lößbildung	Neue Erosion
Regelmäßige Regen über das ganze Jahr verteilt	Abnahme der Niederschläge	Seltene Regen	Periodische Regen	Regelmäßige über das ganze Jahr verteilte Regen.

Durch eine kleine Einschränkung der Fliegel'schen Annahme, daß »die Niederterrasse am Rhein als das Äquivalent der letzten Eiszeit« zu betrachten sei, gelingt es also, die Reihenfolge der äolischen und fluviatilen Absätze auch in diesem Stromgebiet mit den Beobachtungen im N. und O. des norddeutschen Flachlandes in Einklang zu bringen. Die von Fliegel in die gleiche Periode, in die Interglazialzeit, gelegte Erosionszeit und Lößbildungszeit sind durch eine in ihrem Zeitausmaß nicht zu unterschätzende Lücke getrennt, in welche die Bildung der auch am Rhein unter dem Löß beobachteten Windschliffsohle fällt.

Schließlich ist, wie aus meinen Ausführungen über das Vorkommen von Löß (freilich entkalktem Löß) im Mittelemsgebiet, in Holland und in Westfalen hervorgeht, die Nordgrenze bis beinahe an die äußerste Grenze des Gebietes des letzten Inlandeises herangeschoben, nach Stoller sogar so weit, daß es zu randlichen Wechsellagerungen zwischen Löß und Inlandeis kam. Daß natürlich der Löß nach NW. hin stärker entkalkt sein muß infolge der höheren Niederschläge, und deshalb auch stärker umgelagert und auch infolge der stärker wehenden Winde weiter zerstört sein muß, ist selbstverständlich. Aus der aus vielen Lößgebieten berichteten Bänderung der tiefsten Lößlagen mit Sand- und selbst Schotterlagen geht hervor, daß schon beim Beginn der Lößzeit Regenfälle wieder niedergingen — sie bedingen ja gerade die Steppenvegetation und damit die Akkumulation des Staubes —, also auch eine Umlagerung des Lösses begann. Solch umgelagerter Löß zeigt Bänderung, Einlagerungen von gröberem Material und kann schließlich in rein fluviatile Bildungen übergehen. Nach v. Richthofen geht der randlich in Becken abgelagerte Löß nach der Beckenmitte in Seelöß über. Es wird meist unmöglich sein, zu sagen, hier hört der sogenannte echte Löß auf, hier beginnt der durch Wasser umgelagerte Löß. Es hat also während der ganzen Lößperiode sowohl sogen. echten Löß, also äolischen Löß mit Kalkgehalt, gegeben und umgelagerten Löß, ersteren natürlich vorzugsweise auf den Anhöhen, letzteren als Ausfüllung der Hohlformen. Und letzterer mußte um so kalkfreier sein, je mehr die Lößperiode ihrem Ende zuging, je mehr die periodischen Regen

in solche übergingen, die über das ganze Jahr verteilt sind. Damit nahm nämlich die rein mechanische, also nur mit geringen Kalkverlusten verbundene Umlagerung des Lößmaterials ab zugunsten eines auch mit chemischer Zersetzung verbundenen Transportes, wie er heutzutage fast ausschließlich der Fall ist. Die Lößlehmdecke auf Haupt- und Mittelterrasse nördlich der von Wunstorf angegebenen Lößgrenze dürfte solchen vielfach umgelagerten Lößbildungen entsprechen, wofür auch ihre Wechsellagerung und stellenweise Überdeckung mit gröberem Material sprechen dürfte.

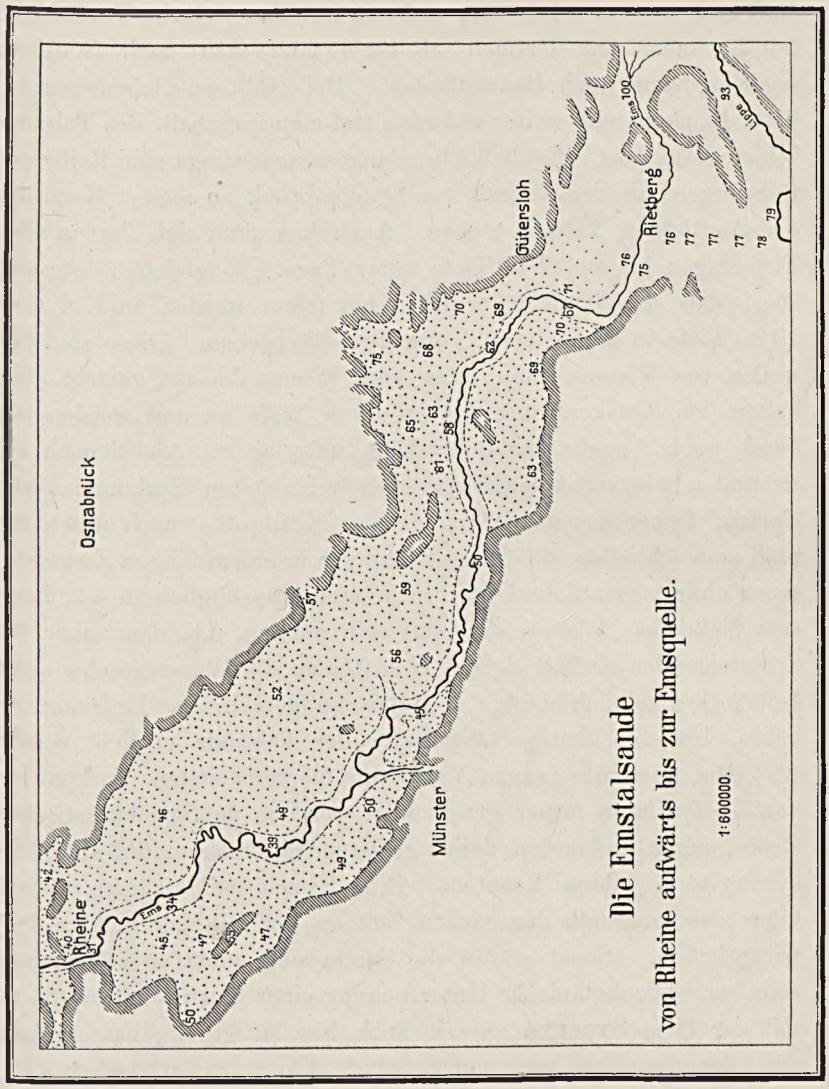
d) Die Talsande.

Die Formation der Talsande nimmt oberflächlich ein größeres Areal ein wie die des Höhendiluviums. Ihre Ablagerung begann mit dem Abschluß der Glazialzeit. Sie liegen voraussichtlich auf echten glazialen Schmelzwasserabsätzen aus der Abschmelzperiode der letzten, in diesem Falle also der mittleren Eiszeit, doch ist es bis jetzt nicht gelungen, diese Schmelzwasserabsätze — es müßten doch wohl fluviatile Geschiebesande sein — irgendwo im Bereich des Talsandgebietes mit Sicherheit festzustellen. Die Talsande transgredieren dann von diesen glazialen Talsanden, deren Vorhandensein wir also nur vermuten können, über alle älteren Bildungen, also das Glazial und das eventuell unter diesem hervortretende Tertiär. Die Bildung der Talsande hat im Emstal und den Tälern der diesem zufallenden Flüsse zum allergrößten Teil ihren Abschluß schon erreicht. Denn das rezente Emstal und die Unterläufe der Nebenflüsse sind mit einer neuen Terrasse in die Talsandebene eingeschnitten, und andererseits haben sich auf den Talsanden inzwischen die großartigen Torfbildungen des Bourtanger Moores angehäuft. Die Talsande bilden eine tischebene Fläche, die mit gleichbleibender Neigung zum Meere abfällt; im Mittelemsgebiet im besonderen nimmt ihre Oberfläche die Gestalt zweier sich kreuzender Täler ein. Der Kreuzungspunkt liegt auf den Blättern Lingen, Meppen, Wietmarschen und Hesepertwist. Das eine Tal hat ostwestliche Richtung und fällt nach W. zum Zuidersee hinab. Es wird heute durchflossen von der Hase von Quakenbrück aus bis Meppen, oberhalb Quakenbrück von einem von O. kom-

menden Nebenfluß der Hase, westlich der Ems von der Vechte, die sich in den Zuidersee ergießt. Der andere Tallauf ist nordsüdlich gerichtet und wird von der Ems, z. T. von der Vechte durchflossen. Die Uferränder dieser Täler sind äußerst unregelmäßig: von Rheine aus, wo sie sich infolge des Auftauchens der Rheiner Kreide und der Ausläufer des Teutoburger Waldes sehr nahe kommen, treten sie nordwärts sehr weit auseinander, nähern sich wieder zwischen Hondsrug und Hümmling, um sich von neuem in der Richtung auf den Dollart trichterförmig ganz außerordentlich zu erweitern. Oberhalb Rheine verlaufen sie in zu einander ziemlich parallelen Linien auf die Emsquelle hin (Fig. 3).

Charakteristisch für die Sande ist ihr allenthalben ziemlich gleichmäßiges feines Korn. Da die Ems, ehe sie sich in die Talterrasse einschnitt, an deren Aufschüttung beteiligt war, findet man auch heute noch in der Nähe des alten Laufes, den sie vor Beginn ihrer erodierenden Tätigkeit innerhalb der älteren Talstufe eingenommen hatte, auch gröbere fluviatil struierte Sande, während sonst im allgemeinen das Korn der Talsande so gleichmäßig ist, daß eine Schichtung nur äußerst selten erkannt werden kann, und dann ist sie horizontal. Aus 14 Analysen[1]) geht hervor, daß die Sande zu 90 % aus Sand von 0,05—2 mm bestehen, der Rest aus Staub und Feinstem, und in der Tat beobachtet man nur ganz selten einmal ein haselnußgroßes Geröll von Quarz oder Feuerstein oder dergl. Die Sande sind kalkfrei und bestehen zu mehr als 90 %, ja z. T. bis über 98 % aus Quarz. Selten umschließen sie kleine Linsen von kalkfreiem Ton, häufig dagegen Torflager. Das erste derartige Torflager erwähnte ich vom Blatte Wietmarschen. Nördlich Schwartenpohl war in 2 m Tiefe Übergangstorf von 7 dm Mächtigkeit angetroffen worden. Da damals die in Rede stehenden Talsande noch für Schmelzwasserabsätze angesehen wurden, erklärte ich dieses Vorkommen derart, daß eine ältere Torfschlenke mit Dünensand zugeweht worden sei. Inzwischen hat sich aber herausgestellt, daß diese Talsande in allen Tiefen Torf führen. So liegt beim Zollgebäude in Neu-Rhede ein Nie-

[1]) Erläuterungen zu Lief. 154 der Spezialkarten.



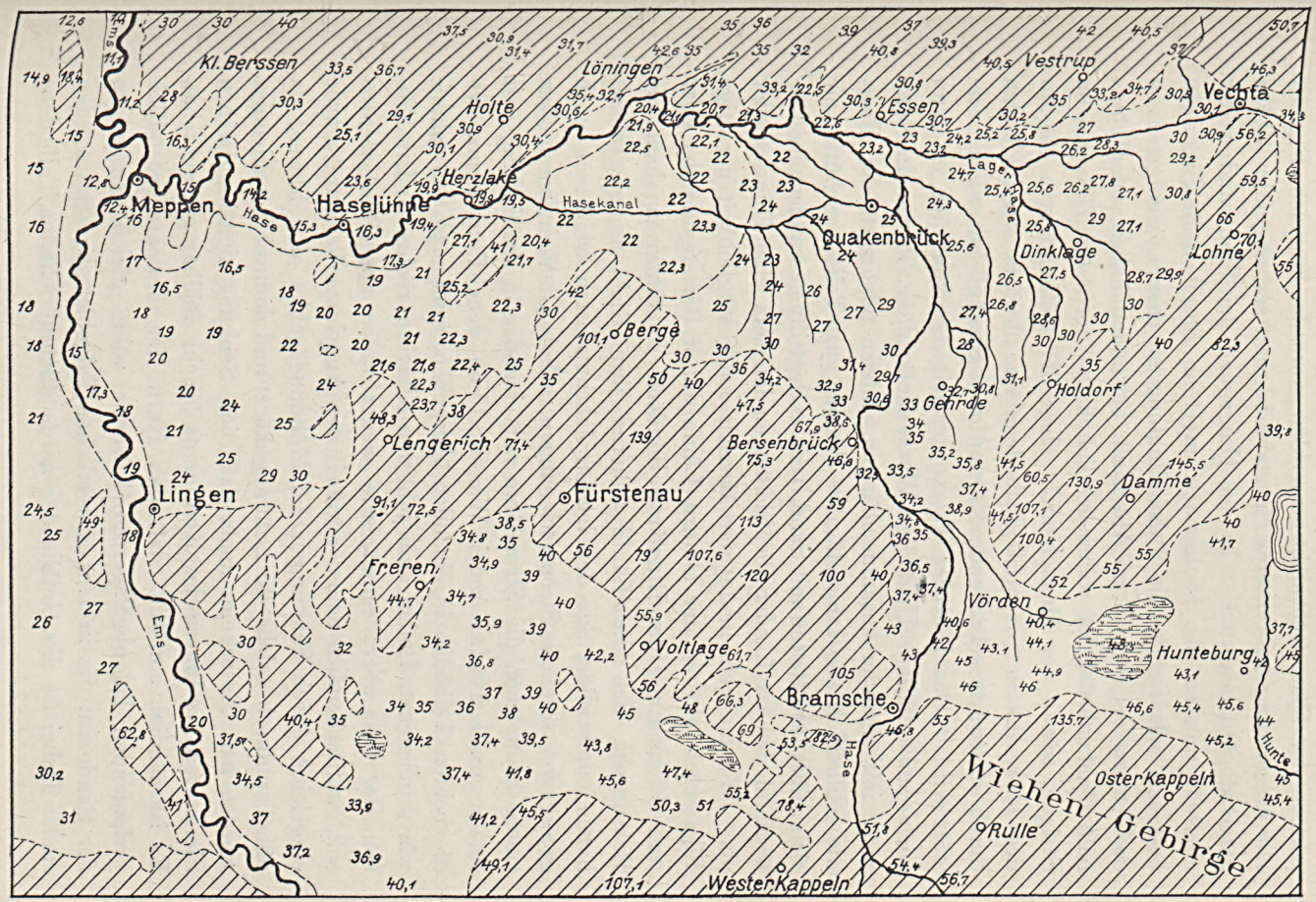
Figur 3.

derungstorf in 11—13,5 m Tiefe[1]), bedeckt von Talsanden. Südlich Meppen fand Schucht unter 1,5 m Talsand Torfschmitzen. Beim Ausschachten der Fundamente für die Bawinkeler Kirche

[1]) O. Tietze, Über das Alter des Emstalsandes, Mon.-Ber. der Deutsch. Geol. Ges. 59, 1907. 4.

fand sich in 6 m Tiefe eine mehrere Dezimeter starke Torfschicht. Im Brunnen der dortigen Molkerei fand man nach Schucht sogar in 34 m noch Baumstämme. Bei zahllosen Bohrungen auf Blatt Baccum und weiter südwärts traf man innerhalb des Talsandgebietes auf Torf. Schließlich gelangten neuerdings eine Reihe von Bohrungen aus der Gegend von Quakenbrück zu meiner Kenntnis, die sämtlich in Talsand stehen. Auch hier fand sich Torf in allen Tiefenlagen bis zu 34 m Tiefe unter Tage. Zugleich zeigte sich aber, daß die Sande nach unten hin feiner werden und in etwa 20 m Tiefe in Tone bezw. Tonmergel übergehen. Diese sind bisweilen von Vivianit blau oder von Eisenmulm rot gefärbt. Sie halten bei Quakenbrück bis in 60 m Tiefe an und werden von Sand (nach Angabe der Bohrtabelle) unterlagert. Aus den im horizontalen wie vertikalen Sinne weit verbreiteten Vorkommen von Torfen, ferner aus der Abnahme der Korngröße nach unten hin muß man schließen, daß diese Bildungen in einem langen Zwischenraum ohne wesentliche Unterbrechungen ursprünglich in sehr langsam fließendem Wasser abgesetzt sein müssen, daß dann aber mit der steigenden Auffüllung der Hohlformen die Wassergeschwindigkeit wahrscheinlich infolge von Bewegungen in der Erdrinde zunahm, bis die heutige Oberfläche der Talsande erreicht wurde. Aus dem über das ganze Vertikalprofil verbreiteten Vorkommen von Torfen kann ferner geschlossen werden, daß die klimatischen Bedingungen andauernd derart gewesen sein müssen, daß sich Niederungstorfe bilden konnten. Eine Eiszeit mit Schmelzwässern kann also innerhalb der ganzen Zeit an der Bildung nicht mitgewirkt haben. Sonst wären die Sande auch nicht so vollkommen steinfrei. Die botanische Untersuchung einer Torfprobe aus 34 m, mit der Herr Stoller zurzeit noch beschäftigt ist, hat ergeben, daß die den Torf zusammensetzende Flora hocharktischen Charakter besitzt.

Die Spezialaufnahme in der Umgegend von Quakenbrück hat ferner gelehrt, daß die innerhalb der Sande erbohrten Torfvorkommen lange schmale Schlenken bilden, wie sich solche heute noch längs der Haseläufe bei der genannten Stadt finden. Letztere liegt nun bereits soweit flußaufwärts, daß der Einfluß der neuen Erosions-



Figur 4. **Übersichtskarte vom Hasetal und Artland bei Quakenbrück.**
(Läßt die Neigung der Talsohle nach N. und die deltaartige Entwicklung des Artlandbodens erkennen.)
Maßstab 1 : 400000.

periode der Ems noch nicht bemerkbar geworden ist (siehe Fig. 4). Die Einsenkung des rezenten Hasetales beginnt erst ungefähr 10 km unterhalb Quakenbrück. In der Umgegend der Stadt und weiter oberhalb müssen also heute noch ungefähr dieselben Bedingungen bestehen, wie sie für die Talsandbildung überhaupt, wenigstens in der letzten Zeit vor ihrem Abschluß, bestanden haben, oder oberhalb Quakenbrück ist wahrscheinlich heute noch der Talboden im Steigen, soweit der Mensch nicht eingreift, während vom Beginn des eingesenkten rezenten Talbodens an abwärts der Talboden durch rückwärts schreitende Erosion vom Emsfluß aus wieder zerstört wird. Das Bild des Tales oberhalb Quakenbrück ist denn auch ganz auffällig. Unzählige Wasserläufe, die z. T. wie ein Netzwerk mit einander zusammenhängen, führen talabwärts der Hase, die schließlich alle sammelt, ihre Wasser zu. Teils verschütten sie sich selbst ihre Betten mit Sand, teils verlegt ihnen wandernder Dünensand den Lauf, oder aber sie tragen langsam eine Düne wieder ab. Wenn auch heute der Mensch nach Möglichkeit derartige Eigenmächtigkeiten der kleinen Läufe durch Befestigung der Ufer und Offenhaltung der Rinnen verhindert, so beweisen doch die Bohrungen, daß die Läufe dauernd ihre Richtung gewechselt haben, und selbst aus den letzten Jahrhunderten weiß man noch genug von solchen Stromverlegungen. Bei Überschwemmungen treten heute noch die Stromläufe mit einander in Verbindung und setzen große Flächen unter Wasser. Von dem Punkte an, wo die beiden Talböden in einander übergehen, muß man den talaufwärts gelegenen Boden zum jüngsten Alluvium rechnen. Die Erosion der Ems aber begann, wie weiter unten ausgeführt werden soll, wahrscheinlich schon zur Zeit der Ancylusperiode und wurde eingeleitet durch Senkungen im Mündungsgebiet der Flüsse, da offenbar durch solche ihr Lauf abgekürzt und dadurch beschleunigt worden ist. Es scheint auch, daß diese Senkung sich im gleichen Sinne weit ins Innere des Kontinents hinein fühlbar gemacht hat. Es ist nämlich auffällig, daß das Korn der in dem nordsüdlich verlaufenden Tal abgelagerten Talsande völlig gleich demjenigen der Sande ist, die in dem ostwestlichen Talgebiet abgesetzt worden sind. Dabei ist das Gefälle des nordsüdlich gerichteten Talbodens

doppelt so groß wie das des querverlaufenden Tales. Daraus könnte man auf eine Absenkung der nördlichen Meeresküste schließen um eine zur Osning-Achse ungefähr parallel verlaufende Achse, eine Richtung, die in der Hebungslinie der Ülsener, der Lohne-Dammer Berge und selbst im Hümmling wiederzukehren scheint.

Ferner spricht sich die nachträgliche Senkung, die der Talboden erfahren hat, vielleicht auch darin aus, daß in den ostwestlich verlaufenden Tälern der Talboden eine deutliche Neigung nach N. zeigt. So fällt im alten Hasetal der Boden vom Nordabhange des Baccumer Höhenzuges (oberer Uferrand des rezenten Tales) um etwa 12 m in nördlicher Richtung. Der heutige Haselauf bespült den Südhang des Hümmlings und schneidet dort in die älteren glazialen Bildungen ein. Es hat den Anschein, als ob der Fluß gegen den Nordrand des Tales gedrängt sei. Ähnlich liegt der Fall bei dem nächsten südlichen Quertal, durch das der Nordhang des Schafberges entwässert wird. Der Sammellauf aller dort abfließenden Wässer zieht sich am Nordrande der Talniederung hin, die dort auch etwa 6 m tiefer liegt wie ihr Südrand, und hat sich durch die glazialen Schichten der südlichen Ausläufer der Baccumer Höhen einen neuen Ausweg nach W. zur Ems gesägt, wodurch die Plantlünner Höhen von den ersteren getrennt wurden. Es ist bemerkenswert, daß auch Krusch aus dem westfälischen Aufnahmegebiet eine ähnliche Beobachtung erwähnt: Das stellenweise außerordentlich breite Hellweger Tal, das in die Lößdecke in ostwestlicher Richtung mit geringer Neigung nach W. eingesenkt ist, hat den Nordrand in einem tieferen Niveau als den Südrand. Der Autor glaubt, die niedrigere Lage des Nordrandes gegenüber der des Südrandes auf nachträgliche Talverlegungen in nördlicher Richtung zurückführen zu können. Da das lößbedeckte Plateau, in welches das Tal eingeschnitten ist, sich nach N. senkt, hätte der Talrand eine immer niedrigere Lage bekommen. Was aber war die Ursache dieser stets nur in nördlicher Richtung erfolgenden Stromverlegungen? Es ist nicht unwahrscheinlich, daß auch hier eine schwache, auf tektonische Bewegungen zurückzuführende Neigung der Erdrinde nach N. die eigentliche Ursache der Erscheinung gewesen ist.

Die Talsande tauchen nordwärts unter die Marschkleidecke

unter; dort ist der Höhenunterschied des älteren und jüngeren Talbodens natürlich gleich Null. Stromaufwärts nimmt er allmählich zu und beträgt bei Lingen bereits 5—6 m und steigt dann weiter bis in die Gegend von Salzbergen auf fast 10 m. Der Verlauf des Tales von Salzbergen bis zur Marsch ist von mir auf einer kleinen Karte dargestellt, die meinen Beiträgen zur Geologie des mittleren Emsgebietes beigefügt ist. Diese Darstellung, die ein erster Versuch war, bedurfte einiger Korrekturen, die aus dem Übersichtskärtchen (Taf. 10) ersichtlich sind, und ist nunmehr durch die Darstellung des Oberlaufes (Fig. 3) ergänzt worden. Auch diese Darstellung beansprucht natürlich nur eine annähernde Genauigkeit. Es war bisher nicht möglich, die aus der Talsandfläche hervorragenden Inseln älteren Gebirges aufzusuchen und abzugrenzen, und ebenso wurde der Verlauf des Talrandes in die Seitentäler nicht verfolgt. Nach den bisherigen Beobachtungen verläuft die Nordgrenze ungefähr über die Blätter Bevergern, Ladbergen, Lengerich, Versmold, Harsenwinkel, Gütersloh, Rietberg, Verl, und die Südgrenze über Rheine, Burgsteinfurt, Greven, Westbevern, Warendorf, Sassenberg, Wiedenbrück und nähert sich dann auf Rietberg und Verl der nördlichen Grenze bis zu dem Punkte, wo es nicht mehr möglich ist, sie weiter zu verfolgen.

Auf dem Blatte Mastholte gehen die Emstalsande mit einer ungefähr in 77—78 m Meereshöhe liegenden Ebene ohne irgend welche Unterbrechung in die Talsande der Lippe über, so daß also keine Grenze zwischen den Ablagernngen der beiden Flüsse zu erkennen ist. Damit ist vielleicht die Möglichkeit gegeben, die Terrassen der Ems mit denen des Rheins zu vergleichen, wenn erst die Terrassen an der Lippe abwärts weiter verfolgt sein werden. Dabei ist der jüngere Talboden an der Ems oberhalb Rheine immer noch an 8—9 m in den älteren eingesenkt. Oberhalb Sassenberg nähern sich die beiden Talböden einander wieder und sind in der Gegend von Rietberg-Mastholte ungefähr wieder in einer Ebene gelegen. Soweit bisher beobachtet, behalten die Talsande ihren petrographischen Charakter bis in den Oberlauf in gleicher Weise bei.

Auf der — in der Luftlinie gemessen — etwa 100 km betragenden Strecke von der Emsquelle bis Rheine fällt die ältere Emsterrasse

von etwa 95 m auf 40 m Meereshöhe, was einem durchschnittlichen Gefälle von 5,5 m auf 10 km entspräche; auf der etwa 80 km langen Strecke von Rheine bis zur Marsch ist das Gefälle etwas geringer, etwa 5 m auf 10 km.

Die ältere Hasetalterrasse fällt von Quakenbrück bis Meppen, wo sie in die ältere Emsterrasse übergeht, von 25 auf 16 m Meereshöhe, d. h. auf 40 km um 9 m, was einem Gefälle von 2,25 m auf 10 km entspräche. Die Fortsetzung dieses Tales über die Ems hinaus nach W. bis zur Landesgrenze ergibt ein Gefälle von 1,0 m auf 10 km und nimmt bis zum Zuidersee noch weiter ab. Die Vechte, die dieses Tal durchfließt, ist nur ganz wenig, aber auf deutschem Gebiete immer noch etwa 2 m deutlich in die ältere Talebene eingesenkt.

Bei Quakenbrück erleidet das Hasetal eine außerordentliche Verbreiterung in südlicher Richtung durch das Delta, das der Fluß bei seinem Durchbruch durch die Lohne-Dammer Berge aufgeschüttet hat. Es ist kaum zu bezweifeln, daß diese deltaförmige Aufschüttung eine Folge des ziemlich schnell erfolgenden Wechsels in der Stromgeschwindigkeit ist, welche die Hase bei ihrem Eintritt aus dem nordwestfälischen Hügellande in die weite Hasetalebene erleidet. Während der Fluß von Quakenbrück bis Meppen auf 40 km um 9 m fällt, also auf 10 km um 2,25 m, ist das Gefälle von dem südlich Bersenbrück gelegenen Paß (Meereshöhe etwa 37 m) bis Quakenbrück (25 m Meereshöhe) auf kaum 20 km 12 m, d. h. auf 10 km 6 m. Durch den hierdurch bewirkten Stau muß ein Absatz des mitgeschleppten Schlammes entstehen. Der heutige Flußlauf verrät, daß er sich selbst den von Bersenbrück unmittelbar nach NW. weisenden Ablauf verschüttet hat und den von ihm selbst aufgeschütteten Sandmassen nach N. und selbst nach NO. hin ausweicht. Außerdem wird dies bestätigt durch die zahlreichen in diesem Delta unter den Sandaufschüttungen nachgewiesenen langgestreckten Torfschlenken, alten abgeschnittenen und dadurch der Verlandung anheimgefallenen Flußarmen[1]).

[1]) Vergl. die geol.-agron. Karte von Quakenbrück. Im Druck.

Dieses Deltagebiet wird heute und seit langem Artland[1]) genannt und zeichnet sich durch die vorzüglichen Eigenschaften seines Bodens vor dem ringsum liegenden Lande aus. Es hat dies also seinen wahren Grund in dem Umstand, daß die aus dem südlich vorgelagerten bergigen Hügellande kommende Hase von dort außer Sand vielen feinen Schlamm, hervorgegangen aus der Denudation der überall verbreiteten Lößdecke und der Zerstörung toniger Bildungen des älteren Gebirges, mitbringt und ablagert, wodurch der Boden nicht nur in physikalischer Hinsicht wesentlich verbessert wird, so daß der Anbau von Weizen möglich wird, sondern auch das relativ nährstoffreiche Hasewasser durchtränkt den Boden vollkommen, wie die vielen im Delta entspringenden Quellen beweisen, so daß ebenso in chemischer Hinsicht die Ernährung der Pflanzen besser ist als in dem älteren Talboden, der an sich vollkommen ausgelaugt ist und dazu von einem Grundwasserstrom gespeist wird, der aus den vom alten Glazial bedeckten Höhen keine bedeutenden Mengen von Nährsalzen mehr auflösen kann.

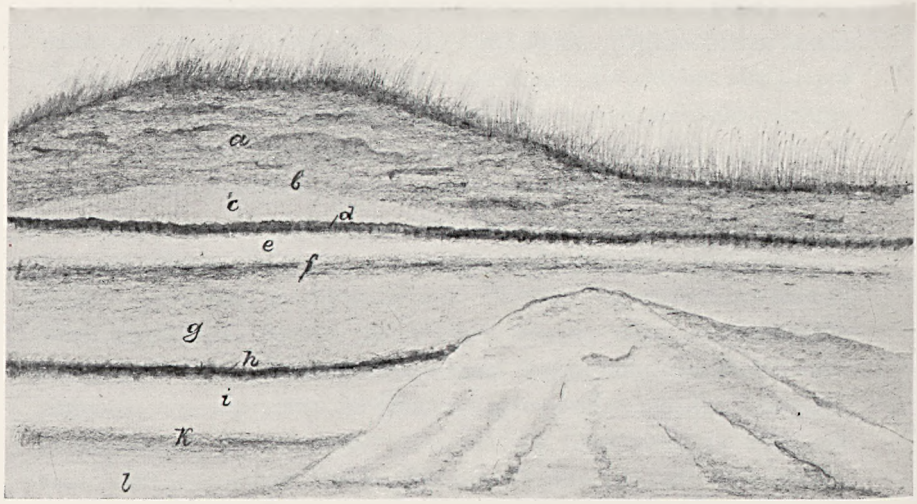
Es ist nicht unwahrscheinlich, daß die älteste Hase ihren Weg ursprünglich auf Blatt Westerkappeln in nordwestlicher Richtung verfolgt und um den Schafberg herum in westlicher Richtung den Weg zur Ems gefunden hat. Ihre Ablenkung nach N. und ihr Einbruch in das heutige Hasetal könnte gleichfalls eine Folge jener oben erwähnten Senkung sein. Der in seinem Gefälle so wenig ausgeglichene Lauf des Flusses und die relativ frische Beschaffenheit der jenes einige 100 qkm große Delta zusammensetzenden Massen sprechen für verhältnismäßig junge Änderungen im geologischen Bilde.

Im älteren Talsand steht im allgemeinen der Grundwasserspiegel sehr hoch, so daß bei länger andauernden Regenfällen die Niederschlagswasser nicht mehr eindringen können und quadratkilometergroße Flächen unter Wasser gesetzt werden. Es entsteht also eine Art periodischer Teiche, wie solche auch aus den großen

[1]) Artland bedeutet bebautes und bewohntes Land, as. ard Wohnung, Wohnort, mhd. Ackerbau, ahd. ardôn, artôn, bebauen, beackern, bewohnen; es bezeichnet nach Vehslage die höher gelegenen Stellen, die schon bewohnbar waren zu einer Zeit, als der größte Teil der Haseniederung noch Sumpf war.

Zu Seite 171.

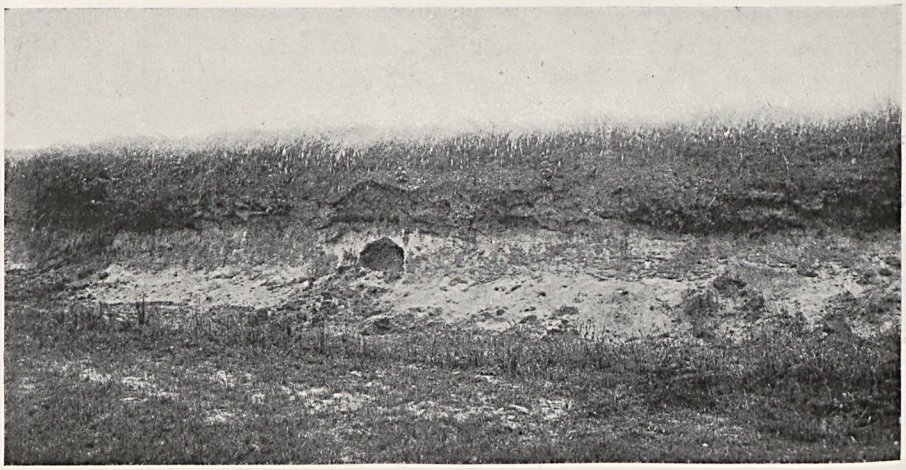
Figur 5.



Alte Düne bei Sandmann, südwestlich Badbergen.

a Sandauftrag, b Fundstelle von bearbeiteten Feuersteinen und Kohlen, c Dünensand, d Humusboden, e Bleisand, f Ortstein, g älterer Dünensand, h Humusboden, i Bleisand, k Ortstein, l Talsand.

Figur 6.



Erhöhung der Talsandflächen durch Plaggendüngung.

(Gem. Bathorn, Blatt Veldhausen.)

a Talsand, b ehemalige Oberfläche mit Heidehumus und Ortsteinbildung, c Sandauftrag.

Talniederungen im Bereich des alten Glazials im nördlichen Schlesien bekannt sind. Die Stagnation dieser Wasserflächen begünstigt die Entstehung von Mooren, zunächst von Flachmooren, die sich überall auf der Oberfläche der älteren Talsande entwickelten und heute noch entwickeln.

Andererseits haben die gewaltigen Sandflächen von Anfang an Anlaß zu Dünenbildungen gegeben, deren heutige Formen freilich kaum mehr an solche Gebilde erinnern. Es sind meist ganz flache Bodenwellen, die sich durch ihren Bestand an Besenheide (*Calluna vulgaris*) auszeichnen, wogegen die flacheren Böden meist schon die Dopheide (*Erica tetralix*) tragen. Die ursprünglich geschichtete Struktur und die Bänderung durch humose Schichten ist längst verschwunden, wohl aber sind alte Bleisand- und Ortsteinbildungen bisweilen in mehreren Lagen übereinander erhalten, wie die beigefügte Handzeichnung einer solchen alten Düne, die zu Sandgewinnungszwecken abgetragen wird, lehrt (Fig. 5). Auf solchen alten Dünen begann in den ältesten Zeiten der Ackerbau. Sie luden wegen ihrer stets trocknen Lage hierzu ein, während die nassen mit Dopheide und Sauergräsern bewachsenen Niederungen als natürliche, wenn auch schlechte Wiesen verwendet wurden.

Bei einem Blick auf das Meßtischblatt bieten die im Talsandgebiet gelegenen Dörfer eine auffällige Erscheinung, insofern als viele Ackerflächen eine Höhenkurve tragen, die andeutet, daß sich jene Flächen wesentlich über ihre Umgebung erheben. Bei der Beobachtung im Felde bemerkt man diese Erscheinung freilich bei fast allen älteren Ackerfeldern. Der Sand der Äcker ist ziemlich tief herab humos (Fig. 6), bei sehr alten Äckern bis zu mehr als 1 m Tiefe. Darunter folgen meist 1—2 dm eines helleren grauweißen Sandes und wieder einige Dezimeter eines oft schwer zu durchbohrenden schwarzbraunen Sandes, der weiter nach unten heller und schließlich gelb wird. Diese zweite untere humose Schicht entspricht der Ortsteinschicht, die unter allen Böden liegt, die mit *Calluna vulgaris* bestanden sind; die Schicht hellen Sandes über ihr entspricht der Bleisandschicht, jener gänzlich ausgelaugten Schicht Sandes, die sich unter dem Heidehumus zu bilden pflegt. Der über ihr liegende Heidehumus war die älteste Kulturschicht, wäh-

rend die oft über 1 m mächtige humose Sandschicht, die über ihr folgt, ein Produkt der eigentümlichen Bodenbestellung ist, wie sie im mittleren Emsgebiet seit vielleicht 1000 Jahren besteht. Der infolge der geringen Weiden für Hornvieh qualitativ und quantitativ nur dürftige Stalldung wurde von alters her verlängert durch Eintrag von Plaggen in den Stall. Die Plaggen gewinnt der Bauer durch flaches Abstechen der Heidehumusschicht. Mit dem Humus kam stets eine gewisse Menge Sand in den Stall, die nachher als Dung mit auf den Acker wanderte und so zu dessen Aufhöhung beitrug. Aus dem Alter der Ortschaften und dem daraus abgeleiteten Alter der Ackerwirtschaft in dieser Gegend berechnete ich den jährlichen Auftrag auf etwa 1 mm. Trimpe[1]) kam umgekehrt von der Annahme, daß in 10 Jahren 1 cm Auftrag mit dem Dung auf den Acker kommt, zu einem Alter des Ackerbaues von 800—1000 Jahren. Beide Berechnungen ergaben also dasselbe Resultat. Zu dieser Entwicklung der Sandauftragsschicht passen auch die in ihr gefundenen Artefakte: An der Basis beobachtete ich Holzkohlen, Feuersteinwaffen, z. T. geglüht, darüber aus Geschiebelehm ganz roh fabrizierte Topfscherben, die nach oben hin durch solche verdrängt werden, die aus geschlämmtem Ton bestehen und viel besser gebrannt und bald auch mit Glasur versehen sind. Schließlich treten auch Reste von weißen Tonpfeifenröhren und andere modernere Gegenstände auf.

Die ältere Stufe der Talsande ist bereits von Staring auf seiner geologischen Karte der Niederlande ausgeschieden und als Sanddiluvium bezeichnet worden. Doch scheint diese Bezeichnung, da sie vorwiegend in petrographischem Sinne verwandt ist, noch weitere z. T. ältere Bildungen zu umfassen. Immerhin deckt sie sich im großen Ganzen mit unserer älteren Talstufe, wenigstens in dem unmittelbar benachbarten Gebiete.

Nach O. hin ist noch wenig über die Verbreitung dieser Sande bekannt, doch scheinen sie im Flußgebiete der Hunte noch in ähnlicher Weise aufzutreten.

---

[1]) Mitt. d. Vereins f. Geschichte und Altertumskunde des Haseganes, IV, 1895 Lingen.

Das Alluvium (das Bourtanger Moor).

Der Abschluß der Formation der älteren Talstufe fällt z. T. sehr wahrscheinlich bereits ins Alluvium. Die Entwicklung der Hochmoore und hier im besonderen die des Bourtanger Hochmoors begann mit dem Abschluß der Ablagerung der älteren Talsande.

Zur Darstellung sollen hier nur die Verhältnisse im südöstlichen Teil dieses Moores gelangen, soweit es auf preußischem Boden liegt. Selbst von diesem Anteil dieses gewaltigen Moores ist noch ein bedeutendes im N. gelegenes Gebiet geologisch nicht untersucht.

Wenn wir von den älteren Darstellungen der geologischen Verhältnisse in diesem Moore absehen, so hat sich neuerdings besonders Weber in seinem Werke über das Augstumalmoor[1]) in vergleichenden Beziehungen mit dem Bourtanger Moor beschäftigt. Die Ergebnisse der Aufnahmen der Geolog. Landesanstalt sind in den Erläuterungen zu den Lieferungen 132 und 135 gebracht worden.

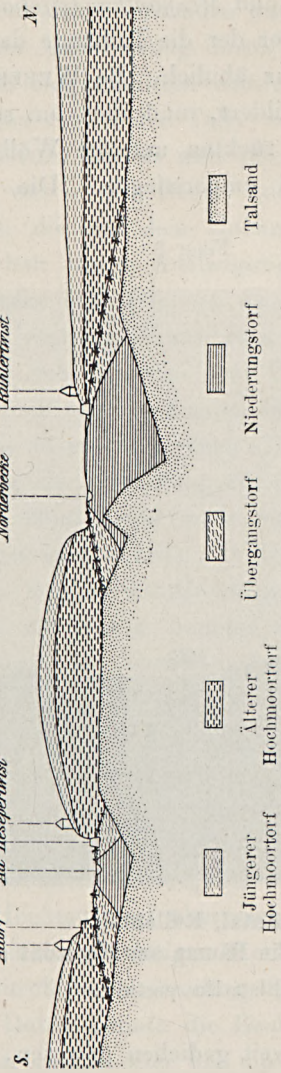
Ob die unter dem Moore nachgewiesenen Senken erst zur Zeit der Entwicklung des Moores durch die abfließenden Wässer ausgefurcht wurden, oder ob sie schon bestanden, ehe die Moore sich zu entwickeln begannen, ist ungewiß. Ihre Richtung nach NW. bezw. nach W. könnte vielleicht für die letztere Auffassung sprechen, da sie darauf hinweisen würde, daß bereits eine Erosion der Oberfläche der Talsande im Sinne der Neigung der Taloberflächen begonnen gehabt hätte. Diese Rinnen wurden jedenfalls zuerst mit Flachmoortorf ausgefüllt, während auf dem am höchsten gelegenen Talboden die Besenheide wuchs. Die äußerst flachen Gehänge zu den Talmulden waren mit Dopheide und Wollgras (*Eriophorum vaginatum*) bestanden. Die Annahme, daß sich unter dem Hochmoor allgemein die Reste eines Kiefernwaldes fänden, hat sich nicht bestätigt. Dort, wo die Besenheide stand, ist der unterlagernde Sand ein oder mehrere Dezimeter tief schwarz gefärbt;

[1]) Weber, Über die Vegetation und Entstehung des Hochmoors von Augstumal im Memeldelta. Berlin 1902.

es ist alter Heidehumus, wie er sich auch heute noch allgemein im Talsandgebiet unter einem Bestande von Besenheide findet. Unter der Dopheide und dem Wollgras ist der unterlagernde Sand zunächst beim Aufholen der Probe hell und wird erst beim Lagern an der Luft schwarz infolge der Zersetzung der in ihm enthaltenen organischen Verbindungen, die unter Ausscheidung von Humus zerfallen. Bei den mit Besenheide bestandenen Böden ist diese Zersetzung bereits vor Beginn der Moorentwicklung gelegentlich der Heidehumusbildung vor sich gegangen. Der damals ausgeschiedene Humus ist einmal ausgetrocknet und hat dadurch die Fähigkeit verloren, sich in Wasser wieder zu lösen.

Der aus den beiden Heidearten hervorgehende Übergangs- (Zwischenmoor-)torf, der den Übergang zu dem eigentlichen Hochmoortorf vermittelt, ist meist nur gering mächtig (wenige Zentimeter) und besteht aus einer schwarzen schmierigen Masse, in der Stengelreste der Heide liegen. Der Wollgrastorf dagegen ist häufig 1—2 dm mächtig und besteht ganz aus den Faserschöpfen dieser Pflanze. Wo diese beiden Torfarten nicht vorhanden sind, vermittelt Scheuchzeria-, Birken- oder Föhrentorf oder ein Mischtorf aus den vorgenannten den Übergang vom liegenden Talsand zum Hochmoortorf. In den ganz flach eingeschnittenen Tälern der Aa und Norderbecke (Blatt Hesepertwist) bildet das Liegende ein Niederungstorf, der vorwiegend aus Schilf und Sauergräsern besteht (siehe Fig. 7 und Taf. 11). Solange dieser Torf nicht mächtiger war als der Einschnitt des Tales in die Ebene der Talsande, wurden die ihn bildenden Pflanzen noch z. T. von dem in den Sanden zirkulierenden nährstoffreicheren Wasser genährt. Zu gleicher Zeit begann jedenfalls aber auch schon aus den sich zu beiden Seiten der Täler entwickelnden Moospolstern der Hochmoore überflüssiges Wasser abzufließen, das die Bäche in den Tälern speiste und deren Gehalt an Nährstoffen verdünnte. Hierdurch wurde von den Talrändern her die Niederungsmoorflora eingeengt, um Pflanzenformationen Platz zu machen, die mit einem spärlicheren Nährstoffgehalt des Wassers auskommen können. Während in größerer Entfernung von den Talrändern die Hochmoormoose bereits zur alleinigen Herrschaft gelangt waren, breitete

Figur 7.



Nordsüdlicher Schnitt durch das Tal der Aa und der Norderbecke

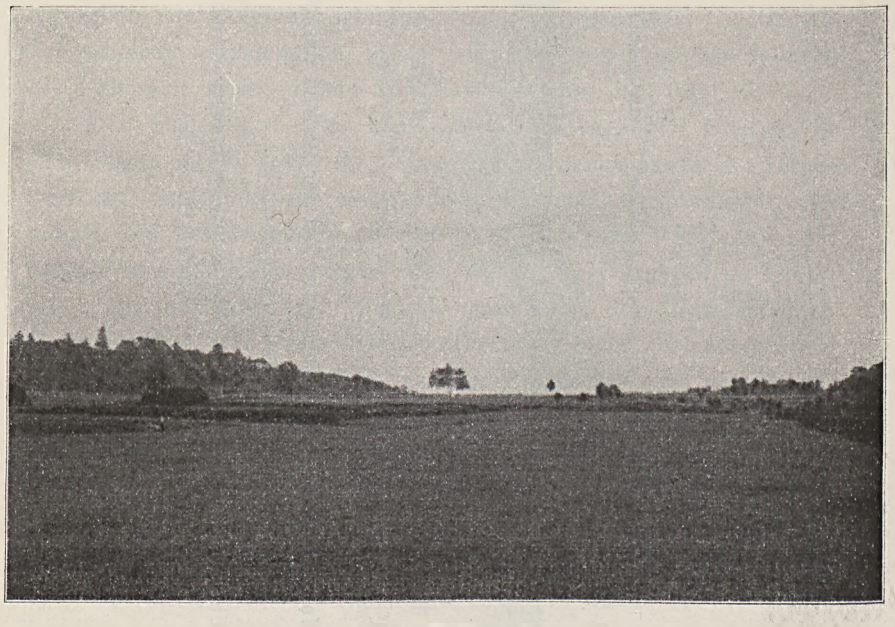
(sehr stark überhöht).

Zwischen Übergangstorf und Älterem Hochmoortorf die Stubbenlage des Übergangstorfwaldes auf beiden Ufern der Rüllen.

sich längs der Talränder ein mehr oder weniger breiter Gürtel von Föhren und Birkengestrüpp aus. Ob sich, wie dies im Augstumalmoor noch jetzt beobachtet wird, gegen das Hochmoor hin eine Zone mit vorwiegendem Bestand von *Eriophorum* einschob und gegen das die Talmitte einnehmende Röhricht eine weitere Zone

mit *Scheuchzeria palustris* und *Menyanthes trifoliata*, ist unermittelt. Offenbar war der Charakter der die Talhänge damals bekleidenden Vegetation derjenigen sehr ähnlich, die Weber von den Rüllen des Augstumalmoores schildert, und dies um so mehr, je näher die Waldgürtel einander rückten und die Wölbungen des Hochmoors zu beiden Seiten emporstiegen. Die Entwicklung des

Figur 8.



Aatal, Rüllental,
dessen Oberlauf durch die Bäume am Horizont angedeutet wird.
(Blatt Hesepertwist.)

Hochmoors ist nicht so weit gediehen gewesen, daß diese beiden Täler der Aa und der Norderbecke vollständig vom Hochmoor erdrückt worden wären (Fig. 8). Denn die Talböden dieser beiden Rüllen waren noch mit Rasen von Sauergräsern bedeckt, als der Mensch das Moor zu besiedeln begann. Sie boten seinem Vieh die erste kümmerliche Nahrung. Es ist sehr wahrscheinlich, daß diese beiden Rüllen entstanden sind aus echten Tälern, die im Unter-

grunde des Moores schon vorhanden waren oder wenigstens in den Anfangsstadien der Moorbildung durch die oberflächlich abfließenden Wasser frisch eingeschnitten wurden. Als die Hochmoorentwicklung zu beiden Seiten der Täler so weit vorgeschritten war, daß der Flachmoortorf bereits weit über die Ebene der Talsande emporgewachsen war — die Bäche wurden damals nur noch von Wässern gespeist, die aus dem Hochmoor selbst abflossen und ihren Nährstoffgehalt durch Auslaugung der abgestorbenen Teile der Vegetationsdecke erhielten —, da breiteten sich die Rüllentäler über ihren Ursprung hinaus rückwärts ins wachsende Moor hinein aus. Der Scheuchzeria- und Übergangswaldtorf, der im unteren Tallauf noch einen schmalen Streifen Niederungstorf frei ließ, schloß sich zu einem eigenen Tallauf zusammen, der, in seinem Verlauf von der Gestaltung des mineralischen Untergrundes ganz unabhängig, offenbar nur noch vom Wachstum der einzelnen Hochmoorhügel bestimmt wurde. Solches Wachstum des Rüllentorfes ging nicht nur in der Richtung der ursprünglichen Täler über diese hinaus, sondern es bildeten sich auch Seitentäler, deren Gefälle unter Umständen sogar dem Gefälle des mineralischen Untergrundes genau entgegengesetzt ist (vergl. Taf. 12). Ein solches Beispiel bietet die freilich zur Zeit des Absterbens des Moores bereits vom Hochmoortorf erstickte Rülle, die sich von Rühlertwist aus nach N. auf das Provinzialmoor hinzieht. Andererseits entstanden auch ganz unregelmäßig geformte Übergangstorfkörper, aus deren Gestalt deutlich hervorgeht, wie sich dieser Torf in den noch nicht vom Hochmoortorf überwucherten Senken zwischen den einzelnen z. T. bereits gewaltigen Hochmoorpolstern entwickelte, aber allmählich durch die Ausbreitung der letzteren eingeengt und erstickt wurde. Dabei konnte die Beobachtung gemacht werden, daß sich bisweilen gerade über der alten Rülle der Hochmoortorf zu seiner größten Mächtigkeit entwickelte (vergl. Taf. 13).

Keiner der Rüllenbäche wurde oder wird heute noch von Quellen gespeist, die aus dem mineralischen Untergrunde treten. Und doch ist der in den Tälern abgelagerte Niederungstorf außerordentlich reich an Mineralsalzen, so daß sich ansehnliche Lager von Raseneisenerzmulm und vor allem auch von Wiesenkalk in dem alten

Talbett, hoch über dem Niveau des mineralischen Untergrundes, bilden konnten. Eine Analyse eines Wiesenkalkes von Rühlertwist ist von Herrn R. Wache ausgeführt worden und folgt hier:

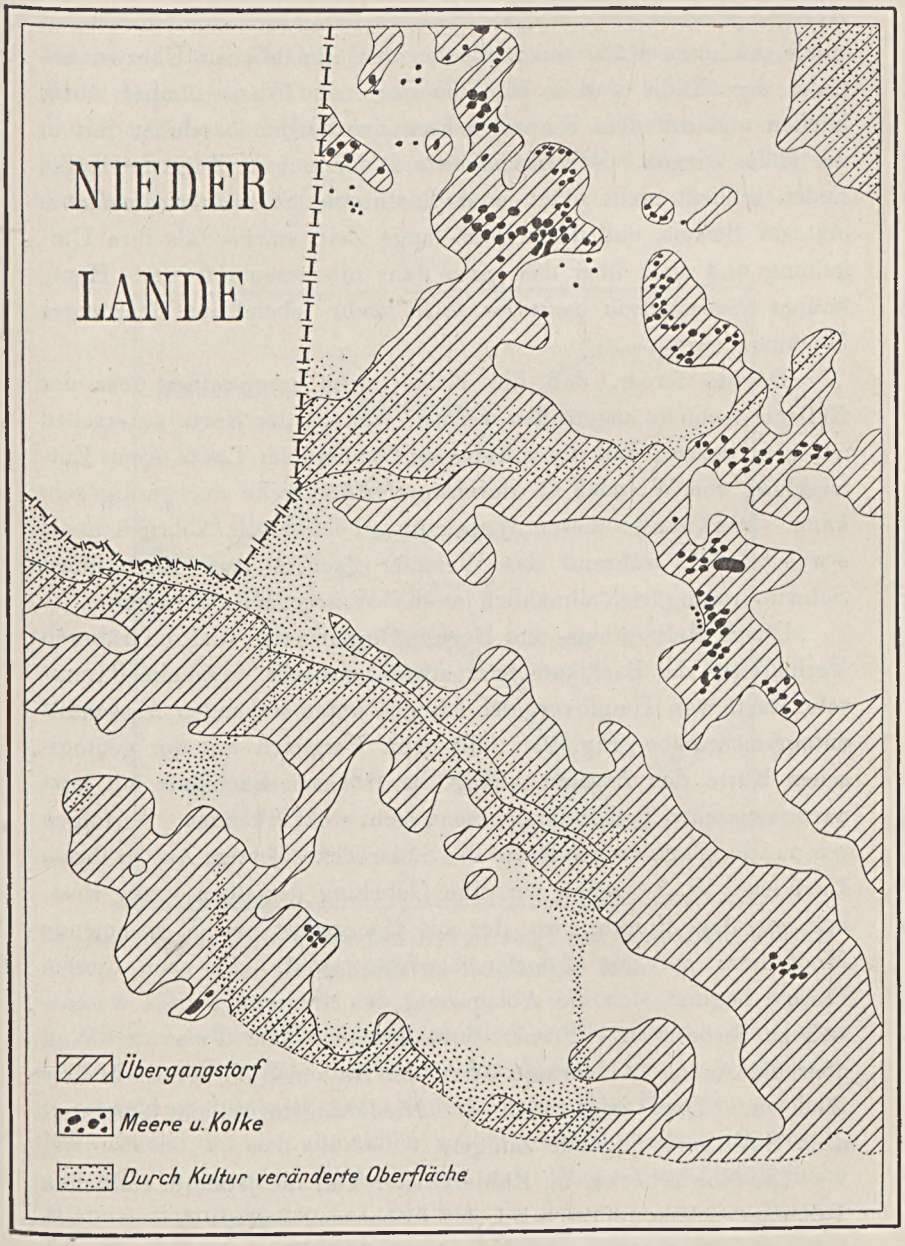
	Auf luftrockenen Feinboden berechnet
Eisenoxyd	2,10 %
Phosphorsäure	0,01 »
Kohlensäure	25,56 »[1]
Humus	19,05 »
Hygroskopisches H_2O bei 105° C.	9,85 »
Glühverlust	6,39 »

Kalk und Eisen stammen zum weitaus größten Teil aus der Zersetzung der auf den Hochmoorflächen abgestorbenen Pflanzenteile, sind also dorthin aus dem in größerer Tiefe liegenden mineralischen Untergrunde nur auf rein vegetativem Wege gelangt und von Pflanzengeneration an Pflanzengeneration weitergegeben worden. Ein geringer Bruchteil dürfte freilich auch aus dem Staub stammen, der durch Stürme ins Moor getragen wird, wodurch der durch die Auslaugung stetig erfolgende Abgang wieder etwas ersetzt wird.

Weber's Ansicht, daß die Rüllenbäche im Bourtanger Moor in den meisten Fällen die Abflüsse von Hochmoorteichen gewesen seien, dürfte nicht ohne Einschränkung gelten. Es hat sich vielmehr herausgestellt, daß die Hochmoorteiche, die mit wenigen Ausnahmen heute zugewachsen sind, stets über einer etwas mächtigeren Schicht von Übergangstorf im Untergrunde, und zwar meist Scheuchzériatorf, liegen (vergl. Fig. 9). Aus offenen Kölken konnte ich bisweilen mit dem Bohrgerät vom Grunde dicke Bündel von Scheuchzeriarhizomen heraufholen. Ferner liegen die Kölke oft auf den höchsten Teilen des Hochmoors. In der Oberflächengestaltung deutet heute meist nichts mehr darauf hin, daß im Untergrunde der Rüllentorf liegt und damit den ehemaligen Bestand eines Tales dort anzeigt, wo heute das Hochmoor sich über seine Umgebung wölbt. Doch verraten die Kölke an der Oberfläche den ehemaligen Verlauf der

[1] Entspräche kohlensaurem Kalk 58,01 %.

Figur 9.



Verbreitung des Scheuchzeria-Übergangstorfes und des Übergangswaldtorfes, sowie der Hochmoorkölke. (Blatt Wietmarschen und Hesepertwist.)
Maßstab 1 : 100000.

Rülle und damit das Vorhandensein der in der Tiefe lagernden Übergangstorfschicht. Es scheint somit, als ob die Kölke die letzten Reste der alten Rülle seien, die bei der allmählichen Überwucherung der Rülle durch Hochmoortorf als Wassertümpel übrig blieben und mit dem Emporwachsen der Hochmoorschicht mit in die Höhe stiegen. Der Hochmoortorf, der sich im Zuge der Kölke findet, schließt nicht selten noch Reste von *Scheuchzeria palustris* ein, ein Beweis, daß diese Zone lange Zeit stärker als ihre Umgebung und auch über das ganze Jahr hin versumpft war. Heute kommt *Scheuchzeria palustris* nicht mehr lebend im Bourtanger Hochmoor vor.

Daraus ferner, daß die Kölke meist unmittelbar über der Rüllentorfschicht angetroffen werden, wie aus der Karte zu ersehen ist, geht hervor, daß die von diesen Tümpeln im Laufe ihrer Entwicklung von W. nach O. durchwanderte Strecke nur gering sein kann. Das Ostufer dieser Wassertümpel ist durch Abbruch meist etwas steiler, während das Westufer flach ist und durch einen Schwungrasengürtel allmählich in die Wasserfläche übergeht.

Durch Meliorations- und Regulierungsarbeiten sind die früheren Verhältnisse der Bachläufe jetzt etwas verwischt. Die alte Papensche Karte von Hannover, der ich den unten stehenden Ausschnitt entnommen habe (Fig. 10), läßt beim Vergleich mit der geologischen Karte den Zusammenhang der früheren Bachläufe mit jetzt nachgewiesenen Torfbildungen noch recht wohl erkennen. Verfolgen wir auf der Papen'schen Karte die Süderbecke (jetzige Aa) in ihrem Lauf nach W., so sehen wir eine Gabelung derselben wenig westlich von dem Punkte, wo der aus Georgsdorf von S. kommende Moordamm auf den Adorfer Dorfweg stößt. An eben diesem Punkte beginnt sich die Ablagerung des Niederungstorfes wesentsich zu verbreitern. Ferner floß dort, wo vom Twist der Weg über die Aa nach Neuringe führt, der Aa von SW. her ein kleiner Bach zu. Dort zeigt auch die Niederungstorfschicht eine weit nach SW. vorspringende Zunge.

Die Norderbecke, im Rühlertwister Tal, die jetzt am südlichen Talhange entlang geführt wird, floß früher weiter nördlich in größerer Nähe der Dorfstraße, daher begleiten jetzt Raseneisenmulmbänke

in einer breiten Zone nur ihr nördliches Ufer, und innerhalb dieser Zone befinden sich die größten Niederungsmoormächtigkeiten (selbst über 4 m). Da die Oberfläche der Talsandsohle in der Umgebung dieser bedeutenden Tiefen ungefähr 16 m über NN. liegen muß, die Oberfläche des Niederungstorfes aber im allgemeinen bei 18 m liegt, so ergibt sich, daß der alte Bachlauf dort über 2 m tief in die Talsandebene eingeschnitten ist.

Figur 10.



Ausschnitt aus der Papenschen Karte; zeigt den ehemaligen Verlauf der Rüllenbäche im Bourtanger Moor.

Etwas anderer Entstehung als die Niederungsmoore der Rüllen sind die am Südrande des Bourtanger Moores in den Gemeinden Osterwald und Alte Picardie sich ausbreitenden Niederungsmoore. Hier scheint das sich allmählich ausbreitende Hochmoor den von S. und SO. kommenden Wasserläufen den Weg zum Abfluß nach NW. verlegt zu haben, so daß sich in dem aufgestauten Wasser eine Sumpfflora entwickeln konnte. Während von S. her die nähr-

stoffreicheren Wasser aus dem Bereich der Talsande hinzuflossen, rieselten vom Südhang des Bourtanger Moores die armen Wasser aus den Moorpolstern herab. So mußte auch hier längs des Moorrandes ein Kampf zwischen Pflanzenformationen des Niederungs- und Übergangstorfes entstehen, in dem, wie auch bei den Rüllen, die anspruchsloseren den Sieg davontrugen. Das Niederungsmoor wurde mehr und mehr nach S. zurückgedrängt, der Übergangswaldtorf überschritt es, seinerseits verfolgt vom Hochmoor.

Alle diese Verhältnisse lassen sich an der Hand der beigegebenen Mächtigkeitskarten der drei Haupttorfgattungen leicht verfolgen. Es ist freilich zu bemerken, daß der Verlauf der Kurven durch die neuerdings am Moor erfolgten Eingriffe ziemlich beeinflußt worden ist. Zunächst ist das Wachstum des Moores durch die von Holland eingeführte Moorbrandkultur und die damit verbundene Entwässeruug getötet worden, d. h. die Sphagnumdecke wurde durch die Absenkung des Grundwasserspiegels vernichtet, und der stets nach einer Reihe von Jahren wiederkehrenden Brandperiode fielen nicht unbeträchtliche Schichten des besten Torfes zum Opfer. Die von allen Seiten gegen das Zentrum des Moores vorrückenden Torfstiche senkten gleichfalls den Wasserspiegel, doch ist der Einfluß dieser Absenkung nie so empfindlich, da er sich nie derart weit im Innern des Moores fühlbar macht wie jener erstgenannte Eingriff. Endlich ist die Einwirkung des Baues des Südnordkanals von großer Bedeutung gewesen. Sie spricht sich stark in dem Verlauf der Mächtigkeitskurven des Hochmoortorfes aus. Große Wasseransammlungen, wie sie sich innerhalb der Hochmoore zu halten pflegen, sind durch diesen Kanal abgezapft, die Hochmoorteiche, die sich in der südlich Schöningsdorf gelegenen Dose, dem noch im ursprünglichsten Zustande erhaltenen und auch mächtigsten Teile des Hochmoors, vor 12 Jahren noch in reichlicher Menge fanden, sind durch ihn trocken gelegt worden. Gerade diese Teile des Moores sind heute fast völlig durch die neuen auf die Gewinnung von Torfstreu gerichteten Unternehmungen der Holländer abgetragen.

Den Kulminationspunkt seiner vertikalen Entwicklung hatte freilich das Hochmoor wahrscheinlich schon lange überschritten. Es

ist wohl kaum zweifelhaft, daß die aus dem Mittelalter berichtete Vernichtung von etwa 70 Menschenleben durch eine gewaltige Flut im Kloster Terapel, das innerhalb des großen Moores auf holländischem Boden auf einer von beiden Seiten vom Moor umgebenen Sandzunge liegt, auf einen Moorausbruch des Bourtanger Moores zurückzuführen ist. Solche Moorausbrüche bezeichnen aber den Zeitpunkt, wo das Höhenwachstum eines Hochmoores seine Grenze erreicht hat, weil die Moostorfdecke dem Druck der gewaltigen im Moor aufgestauten Wassermengen nicht mehr Stand halten kann, durch Zerreißen nachgibt und den Wassern einen plötzlichen und deshalb um so gefährlicheren Austritt gestattet.

Der heutige Pflanzenbestand des Hochmoors ist infolge der vernichtenden Einflüsse der Kulturtätigkeit des Menschen sehr gemischt. Es sind Reste der Hochmoorvegetation mit solchen einer Zwischen- oder Übergangsmoorvegetation vermengt, wozu die durch den Menschen eingeschleppten Fremdlinge kommen. Stoller schildert die heutige Vegetation in den Erläuterungen zu den Blättern Wietmarschen und Hesepertwist.

Die Gliederung der das eigentliche Hochmoor zusammensetzenden Torfbildungen stammt von Weber. Er schied älteren von jüngerem Hochmoortorf und erkannte die zwischengeschobene Schicht des Grenztorfes als eine selbständige Bildung einer trockeneren Periode.

Stoller[1]) versuchte die einzelnen Perioden der Hochmoorentwicklung in die geologischen Abschnitte der Alluvialzeit einzuordnen. Der ältere Hochmoortorf der nordwestdeutschen Moore soll in den unteren Schichten noch keine Spuren der Eiche zeigen, im Gegensatz zu dem weiter südlich gelegenen Gifhorner Moor. Erst in geringer Tiefe unter dem Grenztorf muß die Eichenperiode begonnen haben. Die Bildung unseres Hochmoors setzt aber voraus, daß die Talterrasse nicht mehr vom Wasser bespült wurde, daß also die Einschneidung der Flüsse bereits begonnen hatte. Dieser Vorgang setzte aber wiederum eine Hebung des Oberlaufes oder eine Sen-

[1]) Stoller, Die Beziehungen der nordwestdeutschen Moore zum nacheiszeitlichen Klima. Zeitschr. d. Deutsch. Geolog. Ges. 1910.

kung des Unterlaufes des Flusses voraus. Alle Wahrscheinlichkeit spricht für letztere. Denn gleichsinnige Bewegungen in diesem Gebiet sind auch noch aus späterer Zeit bekannt. Der Beginn dieser Senkung würde also noch in die Birken-Kiefer-Periode (Ancylus-Zeit) fallen, aus der man auch aus anderen Gegenden (Magdeburg) jüngere Talsande mit eingelagerten Torfbänkchen kennt. Inzwischen wanderte die Eiche ein, es ist zugleich die Zeit des Grenztorfs, die dem Einbruch des Litorinameeres in das Baltische Becken vorausging. Die Senkung des Mündungsgebietes des Flusses muß inzwischen aber, vielleicht mit zeitweiligen Pausen, weiter vor sich gegangen sein, denn wir finden Wälder mit gewaltigen Eichenstämmen in 20 m Tiefe vor dem heutigen Mündungsgebiet unserer Nordseeflüsse. Diese Senkung würde dann nach Schucht[1]) seit mindestens 2000 Jahren zum Stillstand gekommen sein. Für langdauernde Senkungen spricht auch die Lage der untersten Quakenbrücker Torfvorkommen (9 m unter Normalnull) und junger Torflager im Alluvialgebiet der heutigen Ems, die bei Lingen, 80 km vom Meere entfernt, nur noch 3—4 m über dem Meeresspiegel liegen.

Obgleich somit die Bildungszeit der Talsande wohl sicher noch in die Alluvialzeit hineinreicht, wird der größere Teil derselben während der letzten Eiszeit abgelagert worden sein, natürlich erst von da an, als Niederschläge wieder häufiger wurden. Die in den Talsanden eingeschlossenen Torfe müßten den Einfluß der zur letzten Eiszeit gesunkenen Temperatur wieder erkennen lassen[2]). Es dürfte also berechtigt sein, diesen Talsanden das Zeichen »∂as« zu geben, wie den Talsanden im Gebiet der letzten Vergletscherung, wobei aber in genetischer Beziehung zu berücksichtigen ist, daß sie mit Eisschmelzwassern nichts zu tun haben. Es müssen aber unter ihnen die Sedimente der Interglazialzeit und schließlich auch die der vorletzten Eiszeit folgen; es ist deshalb diesen Sanden in der Tat das Zeichen »das« auf den geologischen Spezialkarten gegeben

[1]) Schucht, Die Entstehung der ostfriesischen Inseln. 4. Jahresber. des Niedersächs. Geolog. Ver. 1911.

[2]) Inzwischen bestätigt durch den botanischen Befund des Quakenbrücker Torfvorkommens, worüber Herr Stoller noch Weiteres berichten wird.

worden, um die ganze Zeit anzudeuten, in der ihre Bildung, wahrscheinlich mit Unterbrechungen, erfolgt ist.

In die jüngere Alluvialzeit fallen die Ablagerungen der heutigen Flüsse, Sande und eisenschüssige Lehme in den Tälern, ferner junge Dünen längs der Hochwassergebiete und schließlich die Sand- und Mullwehen in Gebieten, wo durch Entwässerung und unregelmäßigen Abbau Torflager der Austrocknung und dem Zerfall in staubfeines Klein unterliegen. Solche Gebiete finden sich in der Randzone des Bourtanger Moores, besonders aber auf Blatt Lohne im alten Elberger Moor. Dieses Moor wurde durch den tiefen Einschnitt des Ems-Vechte-Kanals vollkommen trocken gelegt und zerfällt nun zu Mulm, der, dem Angriff der Winde von allen Seiten preisgegeben, bei hereinbrechendem Nordweststurm zusammen mit Sand zu vielen Meter hohen schwarzbraunen Wolken aufgeweht und über die Heide zur Ems hingetrieben wird, eine Bild, das lebhaft an Sandstürme in Wüsten erinnert. Bei heißem Wetter aber entwickeln sich über den weiten Flächen Windwirbel, die den schwarzen Staub an 100 m hoch emporreißen und über die Umgebung ausbreiten. Die Gegenden, wo diese Mullwehen aufgehäuft werden, bieten ein Bild trostloser Wüstenei.

Die Formen des älteren Glazials.

In unseren Erläuterungen zur Lieferung 132 sprachen Krusch und ich die Ansicht aus, daß das Diluvium der Lingener Gegend einer älteren und im besonderen der Haupteiszeit zuzurechnen sein dürfte, weil an der Ems nur ein Geschiebemergel bekannt geworden war und damals allgemein angenommen wurde, daß die letzte Eiszeit eine geringere Ausdehnung gehabt habe als die Haupteiszeit. Die neueren Forschungsergebnisse haben dieser Ansicht allenthalben Recht gegeben. Aber es bestanden damals schon weitere Gründe, die uns zu dieser Annahme veranlaßten. Das war einmal die allgemeine tiefe Entkalkung der Grundmoräne und andererseits die weitgehende Zerstörung und Einebnung der Oberflächenformen. Bei den Aufnahmen in Niederschlesien zeigte es sich aber, daß

letztere Erscheinung, also die intensive mechanische Zerstörung der Oberflächenformen, keineswegs mit einer tiefgehenden Entkalkung verbunden zu sein braucht. Die Entkalkung ist von einer ganzen Reihe von Faktoren abhängig; es kommt auf die größere oder geringere Wasserdurchlässigkeit der kalkigen Schicht an, ihren ursprünglichen Gehalt an Kalk und vor allem ihre Lage zum Grundwasser. Liegt, wie in Niederschlesien, eine durch Aufnahme von viel Ton fettgewordene Grundmoräne auf mächtigen fetten Tonen, zum Beispiel Posener Flammenton, so ist eine Zirkulation der Grundwasser so gut wie ausgeschlossen. Die Regenwässer waschen die an und für sich undurchlässige Grundmoräne Schicht um Schicht von oben ab, wobei die Entkalkung im allgemeinen nur wenig tief vorauseilen kann. Ist die Grundmoräne auf den Anhöhen bis auf ihre tertiäre Unterlage abgetragen, so bleiben von ihr nur die in den Mulden liegenden Reste übrig, und diese liegen unter dem Spiegel des Grundwassers, sind also vor der Entkalkung so wie so geschützt. Daneben kann unter günstigen Verhältnissen doch die Entkalkung in große Tiefen vorgedrungen sein. Darauf weisen z. B. Brunnenbohrungen an der Bahnlinie Wansen-Brieg hin, wo die Entkalkung an manchen Stellen bis in 8 und 9 m Tiefe vorgedrungen zu sein scheint. Wahrscheinlich ist ein in die tertiäre Oberfläche tief eingesenkter Tallauf — das Vorhandensein solcher Formen wird durch Bohrergebnisse aus anderen Orten der niederschlesischen Ebene bestätigt —, vor dem Eise mit durchlässigen Schichten, Sand, ausgefüllt worden, in denen ein Grundwasserstrom fließt und so die Entkalkung der darüber liegenden Schicht beschleunigt hat. Über die entsprechenden Verhältnisse in Oberschlesien teilt mir Herr Assmann freundlichst mit, daß auf den Blättern Zabrze und Broslowitz die Entkalkungstiefe der Höhe des Grundwasserstandes genau folgt: Bei geringer Grundwassertiefe beträgt die Entkalkungszone bisweilen nur 1,3—1,75 m, durchschnittlich aber 2,3—3,00 m. Liegt der Grundwasserspiegel ausnahmsweise tief, so kann man aber auch Entkalkungszonen von 6,6 m und sogar über 8 m beobachten. Diesen Beobachtungen stellt Assmann solche aus der Provinz Posen gegenüber, welch letztere allein, nach ihren vorzüglich erhaltenen glazialen Oberflächenformen zu urteilen,

wenigstens zum allergrößten Teil noch von der jüngsten Vereisung bedeckt war. Danach hat die Entkalkung dem Stand des Grundwassers noch nicht nachfolgen können: In der Gegend von Neutomischel, Opalenitza und an anderen Orten reicht die kalkige Grundmoräne in einzelnen Geschiebemergelrücken noch bis an die Oberfläche, während der Grundwasserspiegel gelegentlich recht weit darunter steht.

Für das ältere Glazial dürfte also das Gesetz gelten, daß bei normalen Verhältnissen die Entkalkung überall bis zum Grundwasserspiegel herabreicht. Ausnahmen bilden undurchlässige Schichten wie fetter Geschiebemergel und fette Tone. Im Bereiche des jüngeren Glazials scheint dagegen die Entkalkung nur unter ganz besonders günstigen Verhältnissen, z. B. sehr sandiger Zusammensetzung der Grundmoräne, bis hinab zum Grundwasserspiegel fortgeschritten zu sein. Komplizierter werden diese Verhältnisse, wenn das Glazial später von einer Lößdecke verhüllt worden ist. Manche Beobachtungen bei den Aufnahmen scheinen mir dafür zu sprechen, daß durch den aus dem Löß ausgewaschenen und nach unten transportierten Kalk tiefer liegende Schichten, die vielleicht bereits entkalkt waren, neuerdings wieder einen gewissen Kalkgehalt erhalten hätten. Glaziale Sande z. B., die zwischen Löß und Grundmoräne eingeschaltet sind, zeigen bisweilen einen auffallend hohen Kalkgehalt. Obgleich ferner zwischen Löß und Grundmoräne ein gut entwickeltes Windschliffpflaster liegt, folgt bisweilen unmittelbar unter diesem Pflaster eine sehr kalkreiche Grundmoräne. Es kann in diesen Fällen vielleicht ein rein mechanischer Transport von Kalkteilchen aus dem hangenden Löß vorliegen, um so mehr als in diesem Gebilde die Wasserbewegung vorzugsweise vertikal in den wurzelförmigen Kalkröhrchen stattfindet. Wird die Lößdecke irgendwie wieder vernichtet, so bleibt ihr Kalkgehalt unter Umständen in den älteren Schichten erhalten und läßt diese jünger erscheinen, als sie eigentlich sind. Schließlich ist es auch nicht ausgeschlossen, daß noch während der letzten Eiszeit tektonische Bewegungen tiefer liegende nicht entkalkte Grundmoränen gehoben, oder umgekehrt tief entkalkte Grundmoränen unter den Grundwasserspiegel gesenkt

haben, beides Vorgänge, die das Kriterium der Entkalkung für die Bestimmung des glazialen Alters nicht unbedenklich erscheinen lassen.

So gut dies Kriterium für das Mittelemsgebiet, von einigen weiter oben bereits erwähnten Ausnahmen abgesehen, paßte, so wenig hätte es für Schlesien Anwendung finden können, wenn man nicht die oben hervorgehobene Einschränkung beobachtet hätte.

So mußte für mich zunächst die weitgehende Zerstörung aller glazialen Formen maßgebend sein, die im Osten und Westen in gleicher Weise zu beobachten ist. Im Osten kam dazu die Bedeckung mit Löß. War er, wie man vor einigen Jahren noch allgemein glaubte, interglazialen Alters, so wäre die Altersbestimmung einfach gewesen. Der Erhaltungszustand des ihn unterlagernden Glazials setzt aber unbedingt einen langen Zeitraum voraus, in dem Denudation und Erosion ungestört an der Abtragung der Oberflächenformen arbeiten konnten. Wo man in Europa Löß beobachtet hat, liegt er auf einer stark zerstörten Unterlage, ebenso nach Frank Leverett[1]) auch in Nordamerika. Zu einer derart gründlichen Abtragung gehört aber ein Klima, wie es heute besteht, und wie wir es für die Interglazialzeiten, wenigstens nach dem Befund der interglazialen Faunen und Floren, voraussagen müssen. Dagegen ruhten die die unbedeckte Oberfläche zerstörenden Kräfte mit Ausnahme der Winddenudation in der ersten Periode, der Akkumulationsperiode der letzten Eiszeit, wie ich schon oben ausführte. Für die älteren Eiszeiten mögen übrigens die Verhältnisse ähnlich gewesen sein. Somit bleibt für die Lößsteppenperiode kein anderer Zeitraum als der Wendepunkt von Akkumulationsperiode zur Abschmelzperiode der letzten Eiszeit. Es hat sich bis jetzt keine einzige Beobachtung machen lassen, die diese Annahme als unmöglich hingestellt hätte. Aus geophysikalischen und aus ihnen resultierenden meteorologischen und klimatischen Gründen also muß die Zeit der Steppenperiode ungefähr in die Mitte der Eiszeit, die eigentliche Lößpe-

[1]) Frank Leverett, Comparison of North American and European glacial deposits. Zeitschr. f. Gletscherkunde. Vol. IV, 1910.

riode, wie sie z. B. jetzt in den alten, heute aber in Lößland verwandelten Steppen Asiens herrscht, in die Abschmelzzeit verlegt werden.

Die den Abschluß der jüngsten Eiszeit bildende Dryasperiode zeichnete sich nach Stoller noch durch ein gewisses Maß von Trockenheit aus, und erst mit dem Verschwinden des Eises aus Norddeutschland waren die klimatischen Verhältnisse so weit geändert, daß die Hochmoore zu wachsen beginnen konnten, die zu ihrem Wachstum ein dem heutigen gleiches Klima voraussetzen. Ich glaube also, daß man das Vorhandensein von Löß unbedingt für ein gutes Kriterium für glaziale Altersbestimmung ansehen kann, sofern man sich nicht zu weit vom Bereiche des jüngsten Inlandeises entfernt, wenigstens nicht über den Bereich der vorletzten Vereisung hinaus, da weiter hinaus mit dem Vorkommen verschiedenaltriger Lösse gerechnet werden muß. Dafür spricht auch die Beobachtung, daß man außer im Randgebiet innerhalb des sichern Bereichs des jüngsten Eises nirgends bisher Löß gefunden hat. Jüngste Grundmoräne und Löß schließen einander aus. Im Randgebiet aber kann Wechsellagerung der beiden Facies vorkommen.

Die gegenseitige Verbreitung von jüngster Grundmoräne und Lößdecke schließen es auch aus, daß das Lößmaterial den frisch abgelagerten Grundmoränen entstammen könnte. Wie überall in der Welt ist auch unser Löß ursprünglich kalkhaltig gewesen und hat diesen Kalkgehalt aus der Wüste mitgebracht, aus der er ausgeblasen wurde. Diese muß, wie ich schon an anderer Stelle ausgeführt habe, im Zentrum und Osten Europas gelegen haben. Selbstverständlich kann er lokal gefärbt sein durch Staub, der aus dem Zerfall auffällig gefärbter Gesteine entstanden ist, wenn größere Komplexe solcher Gesteine der Winddenudation während der Wüstenzeit ausgesetzt waren und ihre Lage so war, daß der abgelagerte Staub bei seiner Wanderung solche Gebiete berühren konnte. Die sonst gleichmäßige Zusammensetzung des Lösses spricht aber für einen entfernteren Ursprung, so daß durch den langen Windtransport Ungleichheiten in der ursprünglichen Zusammensetzung ausgeglichen werden konnten.

Nachdem durch diese Überlegungen die Bedeutung des Lösses für die Altersbestimmung der Glaziale für mich erwiesen war, bestätigten also die neuerdings nachgewiesenen Lößvorkommen von Ankum-Bersenbrück das höhere Alter des dort anstehenden Glazials; das gleiche mußte ja auch schon aus den Beobachtungen Gagel's und Stoller's aus Schleswig-Holstein und der Lüneburger Heide geschlossen werden.

Wir haben also im mittleren Emsgebiet so gut wie in Schlesien Gebiete älteren Glazials vor uns, und es dürfte nun von Interesse sein, die Umgestaltungen zu verfolgen, welche die ursprünglichen glazialen Formen unter dem Einfluß der langen interglazialen und postglazialen Denudations- und Erosionsperiode erlitten haben. Es ist selbstverständlich, daß den beiden zerstörenden Kräften weiche Bildungen eher erliegen mußten als aus harten groben Bestandteilen bestehende, und daher ist denn auch von vornherein zu erwarten, daß aus groben fluvioglazialen Sedimenten aufgebaute Formen sich besser erhalten haben müssen als die vorzugsweise aus tonig-lehmigen Bildungen sich zusammensetzenden verschiedenartigen Formen der Grundmoränenlandschaften und Staubeckenbildungen.

Die Grundmoränenlandschaft.

Man unterscheidet im allgemeinen den Typus der flachen und den der kuppigen Grundmoränenlandschaft. Die erstere zeigt ganz schwach wellige Oberflächenformen. Die Grundmoränendecke hängt im allgemeinen fest zusammen, Durchragungen älterer Sande sind verhältnismäßig selten. Gegliedert wird die Oberfläche durch ein System schmaler Rinnen oder in Reihen angeordneter, aber auch wohl vereinzelter Pfuhle oder Sölle, beides Erzeugnisse der Tätigkeit der Schmelzwasser. In der Nähe einer Eisrandlage mehren sich die Rinnen und ist der Zusammenhang der Grundmoränendecke lockerer.

Den Typus dieser Grundmoränenlandschaft glaubte ich zunächst in den Hochflächen der niederschlesischen Ebene wieder erkannt zu haben. Die Aufnahme zeigte aber, daß die Grundmoräne in diesem Gebiete auf großen Strecken überhaupt fehlt, auch nicht

etwa durch Geschiebesande oder vielleicht durch eine sehr sandig entwickelte Grundmoräne vertreten sei, sondern daß die beobachteten Geschiebesande stets Untere Sande, z. T. Vorschüttungssande, wahrscheinlicher aber stark erodierte Reste eines noch älteren Glazials darstellen. Die ursprünglich doch jedenfalls ziemlich einheitliche Grundmoränendecke ist bis auf die liegendsten Reste zerstört. Ihre Mächtigkeit kann nicht unbeträchtlich gewesen sein, denn in den Hohlformen, die z. T. in der der Eiszeit vorausgehenden Interglazialzeit geschaffen waren, liegt sie heute noch in großer Dicke. Da also ihre oberen Schichten namentlich auf den Bodenschwellen längst zerstört sind, so können auch keine Rinnen und Sölle mehr vorhanden sein. Die heutigen Bäche laufen in flachen, oft bereits bis in den tertiären Untergrund eingeschnittenen Tälern, deren Ränder nur sehr undeutlich hervortreten, infolge einer Tendenz der Bäche, immer größere Teile der Hochfläche, die durch stete Abtragung unter ihr Hochwasserniveau sinken, in den Bereich des Tallaufes einzubeziehen. Ein bezeichnendes Beispiel liefert dafür der Oderstrom selbst auf seinem rechten Ufer im nördlichen Teile des Blattes Groß-Nädlitz. Der Strom hat hier im Gebiete des Höhendiluviums eine größere Anzahl Rinnen in letzteres in südost-nordwestlicher Richtung eingeschnitten. Wenn Dämme ihn nicht zurückhielten, wäre es nur eine Frage der Zeit, bis wann er dieses ganze von mir als Parallelrinnenlandschaft bezeichnete Gebiet seinem Tale einverleibt hätte.

Die von Wahnschaffe von dem obigen Typus getrennte Abart der sandigen Grundmoränenlandschaft, deren Vorkommen besonders aus der Lüneburger Heide und aus der Altmark hervorgehoben wird, gehört vielleicht auch z. T. schon in den Bereich des durch Denudation und Erosion stark zerstörten älteren Glazials, und die Formen dieser Landschaft dürften daher auch mehr der Einwirkung dieser beiden Naturkräfte ihre heutige Gestaltung verdanken als dem Einfluß der letzten Eiszeit und ihrer Schmelzwasser.

Was dann den anderen Typus, den der kuppigen Grundmoränenlandschaft betrifft, so hat man, wegen der den Angriffen der Atmosphärilien stärker ausgesetzten Oberfläche noch weniger

Aussicht, ihre ursprünglichen Formen im Altglazialgebiet wiederzufinden. Es dürfte im allgemeinen heute nicht mehr möglich sein, aus den unregelmäßig begrenzten Fetzen, in denen sich die Grundmoränendecke erhalten hat, auf ihre ehemaligen Oberflächenformen zu schließen. Nur bei einer Ausbildungsform des zweiten Typus der Grundmoränenlandschaft wird das Bild sich nicht so stark verändern, daß es vollständig verwischt wird, d. i. bei der Landschaftsform der Drumlins. Ob diesen langgestreckten und offenbar in der Richtung der Eisbewegung vom Eise subglazial geformten Hügeln ein aufgepreßter Kern eingelagert ist, oder ob der Hügel sich ganz aus Grundmoränenmaterial aufbaut, es wird bei intensiver Abtragung immer ein Bild zurückbleiben, das wieder an eine Drumlinlandschaft erinnert. Denn im ersteren Falle wird zwar die Grundmoränendecke allmählich von dem doch meistens aus gröberem fluviatilen Material bestehenden Kern herabgespült werden, dann ahmt aber noch die Form des Kerns die ursprüngliche Drumform nach, im anderen Falle wird der Höhenunterschied zwischen Kamm des Drums und dem Muldentiefsten zwischen zwei benachbarten Drums zwar immer geringer werden, indem die Mulde mit dem vom Kamm des Hügels herabgeschwemmten Schutt ausgefüllt wird, aber bis zu dem Zeitpunkt der völligen Einebnung würde stets ein in seinen Umrissen dem ursprünglichen ähnlicher Hügel bestehen bleiben, dessen äußere Umgrenzungen aber immer verwaschener würden.

Aus der Gegend von Oldenburg erwähnt Behrmann[1]) z. B. ein Landschaftsbild, »wo auf verhältnismäßig kleinem Raum viele gleich gerichtete Höhen sich kulissenartig hintereinander anordnen, wo eine Grundmoräne über verhältnismäßig weichen Untergrund hinweggepreßt wurde, jetzt aber alles bald mehr, bald weniger überkleidet« und vermutet, daß er es hier mit einer Drumlinlandschaft zu tun habe. In südwestlicher Fortsetzung der so beschriebenen Hügelzüge liegt die von Schucht aus dem Hümmling geschilderte Radial- oder Parallelrückenlandschaft. Sie deckt sich in

[1]) Behrmann, Zur Frage der Urstromtäler im Westen der Unterweser, Verhandl. des XVII. Deutsch. Geographentages zu Lübeck. Berlin 1909.

ihrem geologischen Aufbau vollkommen mit der eben geschilderten Drumlinlandschaft aus der Oldenburger Gegend. Aber Schucht glaubt diese Formen aus dem Hümmling nicht als Drumlins ansprechen zu dürfen, weil einmal Drums sich vorzugsweise aus Grundmoränenmaterial aufbauen sollen, ein Einwand, der nach Keilhack's Beobachtungen an den hinterpommerschen Drumlins nicht stichhaltig ist, dann aber wegen ihrer von der elliptischen offenbar stark abweichenden Form. Die langgestreckten Hügel weichen doch in ihrer äußeren Form so beträchtlich von dem bekannten Bild der Drumlinlandschaft ab, daß selbst, wenn man die durch Erosion und Denudation hervorgerufenen Veränderungen berücksichtigt, die Ähnlichkeit nur sehr entfernt ist. Da aber die Oldenburger Vorkommen fast nur in der unmittelbaren Fortsetzung der Hümmlingsvorkommen liegen, so ist die Wahrscheinlichkeit groß, daß in beiden Fällen dieselbe Erscheinung vorliegt. Für den Hümmling aber glaubt Schucht eine präglaziale Erosionslandschaft annehmen zu müssen, die von der Grundmoräne ohne wesentliche Formenänderungen überkleidet worden ist. Somit würde uns die heutige Oberfläche nur das Bild der Oberflächengestalt zur Präglazialzeit widerspiegeln, wir also in der Tat keine echt glazialen Formen vor uns haben. Es ist also sehr wahrscheinlich, daß auch die Oldenburger Drumlins keine echten glazialen Gebilde sind. Es wäre auch auffällig, daß eine glaziale Oberflächenform wie die der Drumlins, die im Bereich der jüngsten Vereisung verhältnismäßig selten auftritt und offenbar nur unter ganz bestimmten Lagebedingungen des Untergrundes sich entwickeln konnte, im alten Glazial so große Verbreitung besitzen sollte.

Somit sind uns die echt glazialen Formen der verschiedenen Typen der Grundmoränenlandschaft in den beiden zum Vergleich stehenden Gebieten nirgends mehr mit Sicherheit erhalten. Charakteristisch für das Auftreten der Grundmoräne ist vielmehr, daß sie sich allenthalben vorzugsweise dort erhalten findet, wo sie besonders vor der Zerstörung geschützt war, also als Ausfüllung der älteren Hohlformen, der Täler: in Schlesien liegt sie im Odertal, in den Mulden zwischen den aus Tertiär bestehenden Hügeln, im Mittelemsgebiet ebenfalls unter dem Talsand, im Emstal und an den

Gehängen der aus älterem Gebirge bestehenden Hügel, soweit solche noch aus der allgemeinen Talsandebene hervorragen. Im allgemeinen ahmt sie dabei die älteren Formen nach, doch mit der kleinen Einschränkung, die namentlich für den Westen gilt, daß sie auf dem nach NW. gerichteten Hange meistens überhaupt nicht mehr vorhanden ist, während sie auf dem Ost- und Südhange besser erhalten ist, eine Beobachtung, die auch von mehreren Geologen aus Niederland bestätigt wird. In Schlesien gestalten sich solche Beobachtungen etwas schwieriger wegen der alles verhüllenden Lößdecke, doch glaube ich sie durch die Aufnahmen aus dem Katzengebirge bestätigen zu können. Diese Erscheinung hat ihr Analogon in der ungleichmäßigen Verteilung der Lößdecke, auf die hin man auf einen von Westen kommenden Transport des Lößstaubes schließen wollte. Ganz abgesehen aber davon, daß uns aus dem Weltmeer überhaupt kein Lößstaub zugetragen werden konnte, ist die Erscheinung nichts weiter als die Folge der vorzugsweise aus dem NW. kommenden Niederschläge, die aus dieser Richtung mit besonderer Gewalt gegen die Bodenerhebungen geschleudert werden.

Wo der Einfluß älteren Gebirges ausgeschlossen ist, spricht sich die einebnende Wirkung der langen Erosions- und Denudationszeit bereits auf den Meßtischblättern durch den Charakter der Höhenkurven aus. Im alten Glazial — ich habe darauf schon früher hingewiesen — besitzen benachbarte Kurven einen fast immer gleichsinnigen Verlauf. Wenn sie sich einander nähern oder von einander entfernen, so geschieht dies stets allmählich unter ganz kleinen Richtungsänderungen, im jungen Glazial ist umgekehrt die Unregelmäßigkeit des Verlaufs zweier benachbarter Kurven die Regel. Dort finden sich, soweit ich bis jetzt aus der Untersuchung zahlreicher Meßtischblätter entnehmen konnte, nur selten geschlossene Hohlformen mit in sich zurücklaufender Kurve, hier sind sie überaus zahlreich, der großen Menge von Söllen, Pfuhlen, Seebecken, Schmelzwasserrinnen mit unausgeglichenem Tallauf entsprechend. Im alten Glazial hat sich, soweit ich bis jetzt übersehen kann, noch nicht ein einziger See gefunden, der glazialer Einwirkung allein sein Dasein verdankte. Die Kette der äußersten

Endmoränen des jungen Eises scheint den seenbedeckten von dem seenlosen Anteil des norddeutschen Flachlandes zu trennen und gibt uns damit wieder ein Mittel an die Hand, die Ausdehnung des jungen Eises schon in großen Zügen aus dem topographischen Kartenbilde abzulesen.

Schließlich scheint mir die Grundmoräne in den Gebieten des älteren Glazials in ihrer petrographischen Zusammensetzung viel mehr zu wechseln. Es ist dies erklärlich, weil wir in der Grundmoräne meist nur deren unterste Partieen vor uns haben, die natürlich meist nur als Lokalmoränen ausgebildet sind und bei vielfältig wechselndem Untergrunde dessen Zusammensetzung in der ihrigen widerspiegeln.

Endmoränen und Oser.

Von diesen beiden Formen glazialer Aufschüttung habe ich bereits gesagt, daß sie wegen ihrer vorwiegend aus grobem Material bestehenden Zusammensetzung am ehesten der Vernichtung hätten entgehen können. Ein sicherer Nachweis älterer Endmoränen in dem von mir selbst untersuchten Gebiet ist mir bisher nicht geglückt. Ich habe wohl einmal eine Packung von faust- bis kopfgroßen Steinen in einer meterdicken Bank in Hügelform in Schlesien südlich Breslau beobachtet, doch ragte dieser Hügel von übrigens nur geringer Ausdehnung aus der Grundmoränendecke, diese durchbrechend, empor, ist also sicher älter als diese und könnte also vielleicht der Rest einer noch älteren Vereisung sein. Dagegen kann die von Wegner aus dem Münsterlande beschriebene Endmoräne, die sich mit einigen großen Unterbrechungen aus der Gegend von Rheine bis über Münster hinaus hinzieht, eine echte Endmoräne sein. Sie zeigt einmal den äußeren Verlauf einer solchen, wenn auch der Lobus einen auffallend großen Durchmesser besitzt. Auch entspricht ihre Zusammensetzung aus fluviatil abgelagerten Sanden dem sonst bekannten Bau dieser Gebilde. Sie liegt im allgemeinen auf Kreidegebirge, das unter ihr muldenförmig ausgewaschen ist. Es ist natürlich nicht mehr möglich, festzustellen, ob vor ihr Sande und hinter ihr eine Grundmoränenlandschaft entwickelt war, um so mehr als ein großer Teil ihres Ver-

laufs in und unter die Talsandfläche der Ems fällt und dort fast gänzlich verschüttet ist. Ihr Verlauf nach W. hin ist vorderhand unbekannt. Wegner's Annahme, daß die Emsbürener, Lohner und Wesuwer Höhen zu ihr gehören, habe ich bereits widerlegt. Ebenso halte ich seine Vermutung, daß ihre östliche Fortsetzung an der Porta Westfalica und am Hils zu suchen sei, für verfrüht.

Erkennt man wegen seiner petrographischen Ausbildung und seiner lobenförmigen Gestalt den Münsterschen Teil des Höhenzuges als echte Endmoräne an, so unterscheidet sie sich doch von den aus dem jungen Glazial bekannten Bildungen dieser Art äußerlich schon erheblich durch die unbedeutende Erhebung der Aufschüttungen über die Umgebung, durch ihre gerundete Gestalt und verschwommenen Übergänge in ihr Vor- und Hinterland.

Aus dem Rheinlande beschrieb Lorié eine Staumoräne, die von Briquet[1]) übernommen und weiter ausgebaut wurde. Sie soll die Endmoräne der Haupteiszeit sein. Es handelt sich hier im wesentlichen um eine im Landschaftsbilde deutlich hervortretende Aufpressung der Schotter der Hauptterrasse. Nach den von Briquet und Fliegel gegebenen Kartendarstellungen zeigen diese Gebilde in der Tat endmoränenartige Formen. Im Hinterlande und selbst auf den zu dieser Endmoräne gerechneten Hügeln hat man echte nordische Grundmoräne gefunden. Ihr Verlauf, ungefähr parallel dem Strom, hat sie vor völliger Abtragung bewahrt, ihr Aufbau aus Schottermaterial vor der Denudation.

Die aus Holland von van Baren geschilderten Oberflächenformen, namentlich die in Drenthe, scheinen mir im wesentlichen Erosionsreste zu sein. van Baren spricht zwar von einem Reichtum von glazialen Formen, aber überall schimmert der präglaziale Untergrund durch sie hindurch. Wenn das Eis am Niederrhein noch die vorerwähnten gewaltigen Staumoränen aufpressen konnte, hat es auch in Holland noch nicht unbedeutende Grundmoränen hinterlassen müssen. Wenn von ihnen fast nichts mehr übrig ist, so beweist dies die weitgehende Zerstörung dieses Glazials, und

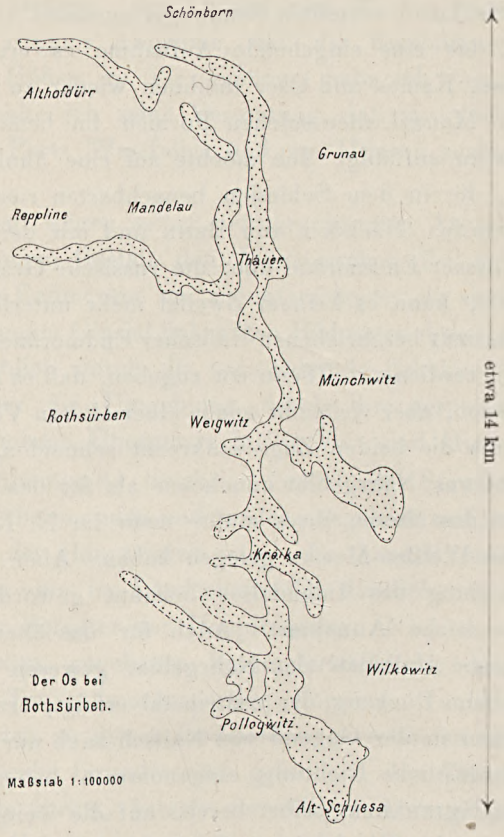
[1]) Briquet, La vallée de la Meuse en anal de Sittard. Bull. Soc. belge de géologie XXII, 1908, PV,

es scheint mir wahrscheinlicher, die kleinen Sandrücken und regellos über das Land verteilten Sandhügel zunächst als Erosionsreste zu deuten, bis eine eingehende Aufnahme es ermöglichen wird, Endmoränen, Kames und Oser in ihnen wieder zu erkennen. Der fast völlige Mangel aller solchen Formen im benachbarten Osten wäre sonst zu auffällig. Ich möchte auf eine ähnliche Erfahrung hinweisen, die in dem Schlesien benachbarten russischen Gebiete gemacht wurde. Nachdem von Behr und mir der wirkliche Verlauf der Lissaer Endmoräne über die russische Grenze hinaus festgestellt ist[1]), kann es keinem Zweifel mehr unterliegen, daß die von Smieradzki beschriebenen Kalischer Endmoränen diesen Namen nicht mehr verdienen. Wenn wir zugeben, daß es überhaupt Endmoränen seien, aber vielleicht solche einer älteren Vereisung, müßte man, da sich die beiden Züge senkrecht schneiden, für das ältere Eis ein anderes Nährgebiet annehmen als für das jüngere. Das Nährgebiet des älteren Eises müßte mehr im N. Rußlands, in der Gegend des Weißen Meeres gelegen haben. Aber alles, was über die Entwicklung des Inlandeises bekannt geworden ist, spricht gegen eine solche Annahme. Auch für das ältere Eis muß die skandinavische Halbinsel das Nährgebiet gewesen sein, und die vom Eise beim Rückzug, der zentripetal erfolgt, erzeugten Endmoränen können in der Gegend von Kalisch auch nur eine annähernd südwest-nordöstliche Richtung eingenommen haben. Im übrigen weist auch Smieradzki selbst bereits auf die weitgehende Zerstörung hin, die das Glazial jener Gegend erlitten hat, und so dürfte die Deutung seiner vereinzelten nordwest-südöstlich gestreckten Kieshügel als Erosionsreste vorderhand noch die annehmbarste bleiben.

Wie sehr die ursprüngliche Gestalt glazialer Formen durch Denudation und Erosion verändert werden kann, zeigt der von mir aus der Gegend von Breslau beschriebene Os. Seine äußere Erstreckung wird durch das beigefügte Kärtchen erläutert (Fig. 11). Es ist kein Zweifel, daß wir in dieser Erscheinung eines jener subgla-

[1]) J. Behr und O. Tietze, Die Fortsetzung der Lissaer Endmoränen nach Russisch Polen und die Endmoränen bei Mlawa. Dieses Jahrb. 1912, XXXIII, Teil I, Heft 1.

Figur 11.



Verlauf des Oses im Altglazial bei Breslau.

zialen am Eisrande entstehenden Flüßchen vor uns haben; man kann einzelne hinter einander folgende, beim Rückzug des Eises entstandene Deltaaufschüttungen noch deutlich erkennen. Aber während im jungen Glazial solch ein Os als weithin erkennbarer steiler Rücken, wie ich auch an dem neuerdings von mir aufgefundenen Kalker Os in modellartiger Ausbildung beobachten konnte, über die umliegende Landschaft hervorragt, ist der Breslauer Os reduziert auf einen ganz flachen Hügelzug, der an der Oberfläche kaum erkennbar ist und nur durch Aufschlüsse und durch Bohrungen in seinem Verlauf noch festgestellt werden konnte. Die Verfla-

chung, die dem Os ein ebenso greisenhaftes Aussehen verleiht wie den Münsterschen Endmoränen, ist hervorgerufen durch die fallenden Wasser, welche die Sande am Abhange herabschleppten und über das Vorland ausbreiteten. Ähnliche Beobachtungen über die Gestalt und Erhaltungsart von Osern der vorletzten Vereisung beschreibt W. Weissermel aus der Gegend von Halle[1]).

Die Talsande.

Daß sich die in Terrassen abgelagerten Sande und Schotter gut erhalten konnten, ist zweifellos, wird auch durch die vorzüglich erhaltenen Terrassen des Rheintales bewiesen. Sie sind im allgemeinen noch so eben wie bei ihrer ursprünglichen Ablagerung, wenn nicht tektonische Vorgänge ihre Lagerung gestört und neue Täler sich eingeschnitten haben, in welchem Falle aber die Erosionsreste gewöhnlich immer noch die alte Oberfläche erkennen lassen.

Die von van Baren als Terrasse bezeichneten Ülsener Höhen kann ich deshalb keineswegs als solche gelten lassen; die Oberfläche besteht aus einer Menge nach allen Richtungen orientierter Kuppen von ganz verschiedenen Höhen, über die sich eine dünne Decke von Glazial über einer ebenso dünnen Decke von Präglazial hinzieht. Nirgends ist ein Fluß, der diese Terrasse in solcher Weise hätte zerschneiden können.

Eine neue Art von Talbildung tritt dagegen im alten Glazial auf, die freilich jünger, aber für solche Landschaften doch recht charakteristisch ist. Es sind die durch Anhäufung der Denudations- und Erosionsprodukte entstandenen Talbildungen, wiederum meist Talsande, die sich einerseits durch die fehlende Steinführung, andererseits durch ihre Führung von Torf oder anderen organischen Resten als nicht glaziale Bildungen erweisen. Über die Talbildungen an der Ems und im benachbarten Holland habe ich bereits gesprochen. Sie fehlen aber auch im Osten nicht. Sie zeichnen sich vor allem auch durch ihre große oberflächliche Verbreitung aus. Schon bei meinen Aufnahmen im Katzengebirge bemerkte

[1]) Siegert und W. Weissermel, Das Diluvium zwischen Halle a. S. und Weißenfels. Abh. d. Kgl. Pr. geol. Landesanst. N. F. 60, S. 261.

ich, daß die Ausfüllung der Täler dieses Höhenzuges, ein feiner mit Ton- und Torfbänkchen durchsetzter Sand, allmählich in eine große Ebene übergeht, die sich nördlich des Katzengebirges ausbreitet. Zwar ragen da und dort aus dieser weiten, oft mit Dünen bedeckten Sandebene ältere Bildungen empor, aber die Sande sind bis zu beträchtlicher Tiefe, wie durch Bohrungen festgestellte Torflager bewiesen haben, sicher nicht glazialer Entstehung. Auf flachen Mulden ihrer Oberfläche entstehen bei längeren Regenperioden flache, aber viele Quadratkilometer große Teiche, ähnlich wie dies aus dem Gebiete der Emstalsande von mir schon früher berichtet wurde. Es sind auch größere Moore vorhanden, natürlich nur vom Typus der Flachmoore, da in diesen Gegenden die Regenhöhe zur Bildung von Hochmooren und Übergangsmooren nicht ausreicht.

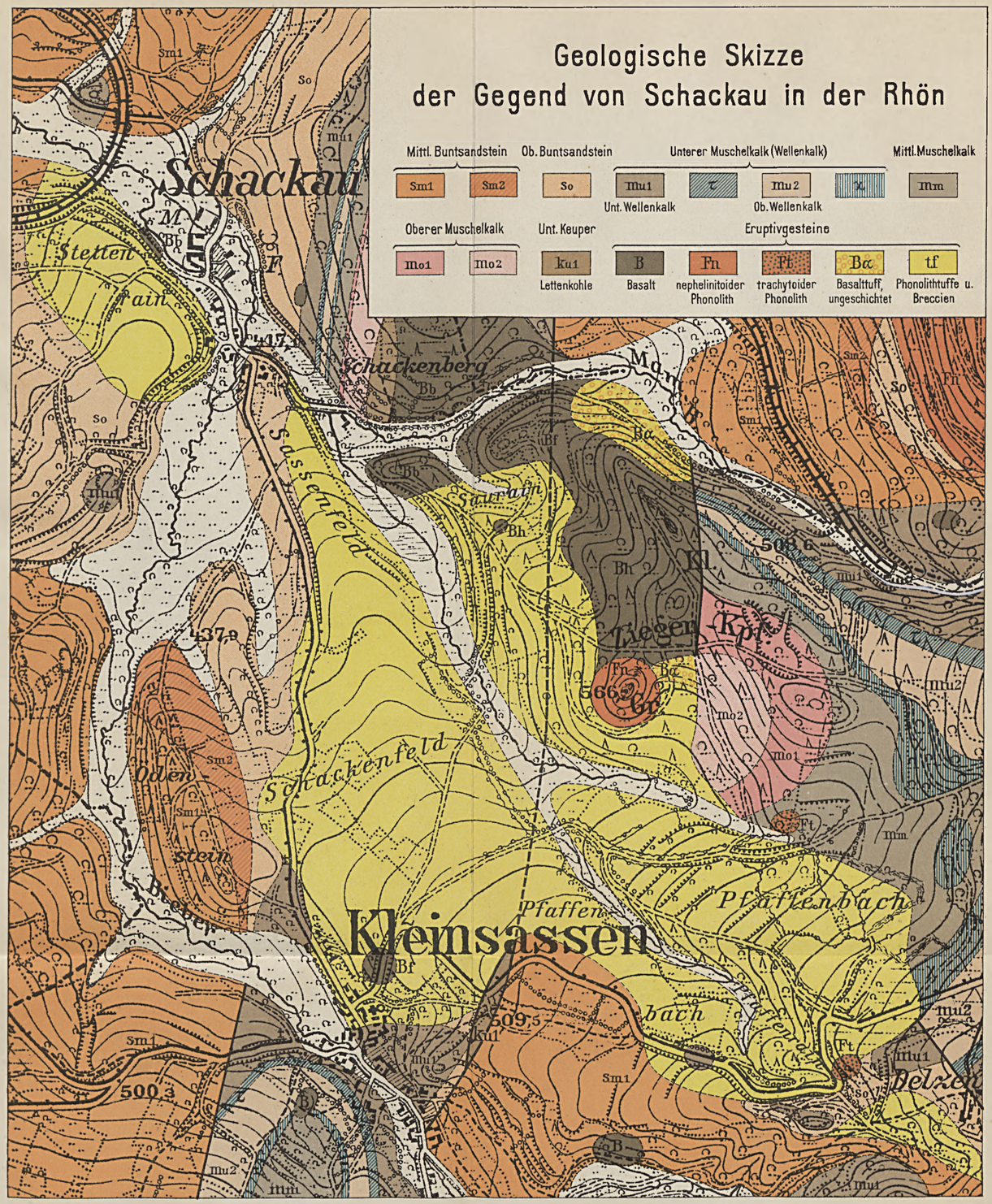
Die Ausfüllung der Täler kann wie im Westen nur durch die Tätigkeit vieler kleiner Wasserläufe erklärt werden, die Gehängeschutt auswuschen, den Sand und Feineres herabschleppten und im Tale angekommen bei Verlangsamung ihres Laufes wieder ablagerten.

Berlin, den 18. Februar 1912.

Geologische Skizze der Gegend von Schackau in der Rhön

Mittl. Buntsandstein: Sm1, Sm2 — Ob. Buntsandstein: So — Unterer Muschelkalk (Wellenkalk): mu1 Unt. Wellenkalk, τ, mu2 Ob. Wellenkalk, α — Mittl. Muschelkalk: mm

Oberer Muschelkalk: mo1, mo2 — Unt. Keuper: ku1 Lettenkohle — Eruptivgesteine: B Basalt, Fn nephelinitoider Phonolith, Ft trachytoider Phonolith, Bα Basalttuff, ungeschichtet, tf Phonolithtuffe u. Breccien



Lith. Anst. v. Bogdan Giesevius, Berlin W.

Maßstab 1 : 10000

100 50 0 100 200 300 400 500 600 700 800 900 1000 m

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZBIORY BIBLIOTEKI

Tafel 2.

Fig. 1. Vergr. 25-mal. Korrodierter Plagioklas mit dunklen, magnetitreichen Korrosionsrändern. In der Grundmasse erkennt man viele dunkle Mikrolithe von Ägirinaugit und Hornblende, die von Magnetitkörnchen umsäumt werden . . . . S. 9

Fig. 2. Vergr. 88-mal. Intersertalstruktur. Die Sanidinleisten beherbergen nadelförmige Kryställchen von Ägirinaugit. Die intersertalen Räume sind von braunem Glase erfüllt . . . . . S. 13

Fig. 3. Vergr. 27-mal. Augit von Hornblende umwachsen . . . . . S. 12

Fig. 4. Vergr. 100-mal. Zwischen + Nicols. Umwachsung eines großen Krystalls von »Anorthoklas« durch kleine spießige »Sanidin«-Nadeln . . . . . S. 20

Fig. 5. Vergr. 27-mal. Nestartige Anhäufung von Zirkon, Biotit und Magnetit in einem Sanidinit . . . . . S. 23

Fig. 6. $^5/_6$ nat. Größe. Teilansicht von einem Handstück der hornblendereichen Varietät des Trachyphonolithes. Aus der Grundmasse heben sich zahlreiche Einsprenglinge von schwarzer Hornblende und grauem Plagioklas hervor . . . . . S. 7 u. 14



1



2



3



4



5



6

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.



Fig. 1.



Fig. 2.



Fig. 3.

Többicke gez. Vergr. $^{2}/_{1}$.

Belgrandia borussica n. sp. (S. 48).

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.

Tafel 4.

Fig. 1. *Lingula gedinniana* n. sp. . . . . S. 49
Steinkern einer Dorsalschale.
Gdoumont bei Malmedy, Gedinnien. — Samml. A. Fuchs.

Fig. 2. *Orthis biconvexa* n. sp. . . . . S. 50
2 u. 2a. Steinkern und Skulptur[1]) einer Dorsalschale.
Mandeln bei Dillenburg, *Cultrijugatus*-Zone. — Sammlung A. Fuchs (vergl. Taf. 8, Fig. 10).

Fig. 3–5. *Strophodonta hispinosa* n. sp. . . . . S. 52
3 u. 4. Zweiklappiges Stück.
3 u. 3a. Steinkern und Skulptur der Ventralschale.
4 u. 4a. Steinkern und Skulptur der Dorsalschale.
5. Einzelne Dorsalschale, Inneres nach einem Wachsabguß des Steinkerns.
5a. Abdruck des Steinkerns von 5.
Linkes Dillgehänge südlich der Papiermühle bei Haiger, *Cultrijugatus*-Zone, hangende Schichten mit *Spirifer trisectus*. — Sammlung A. Fuchs (vergl. Taf. 8, Fig. 8—9).

Fig. 6. *Spirifer aequicosta* n. sp. . . . . S. 54
Zweiklappiger Steinkern.
6a u. 6b. Dorsal- und Ventralschale.
6c. Ansicht beider Klappen von vorn.
Hessenburg bei Mandeln, unterstes Mitteldevon. — Sammlung A. Fuchs.

Fig. 7. *Cyrtina heteroclyta* Defr. typus . . . . . S. 55
Steinkern einer Dorsalschale.
Mandeln bei Dillenburg, *Cultrijugatus*-Zone. — Sammlung A. Fuchs.

Fig. 8–11. *Rhynchonella siegenensis* n. sp. . . . . S. 56
8 u. 8a. Steinkern einer Ventralschale von unten und vorn gesehen.
9, 9a u. 10, 10a. Steinkerne zweier Dorsalschalen von oben und vorn gesehen.
11 u. 11a. Außenansicht bezw. Skulptur einer Dorsalschale.
Häusling bei Siegen, Siegener Schichten. — Sammlung K. Koch.

Fig. 12. *Rhynchonella (Wilsonia) dillensis* n. sp. . . . . S. 57
Zweiklappiger Steinkern.
12a u. 12b. Dorsal- und Ventralschale.
12c u. 12d. Stirn- und Seitenansicht beider Klappen.
Mandeln, *Cultrijugatus*-Zone. — Sammlung A. Fuchs.

Fig. 13. *Rhynchonella (Uncinulus) pila* Schnur. . . . . S. 58
Zweiklappiger Steinkern.
13. Ansicht der Ventralschale.
13a. Stirnansicht beider Klappen.
Mandeln, *Cultrijugatus*-Zone. — Sammlung A. Fuchs.

Fig. 14. *Rhynchonella (Uncinulus) princeps* Barr. var. n. *mediorhenana* S. 58
Zweiklappiger Steinkern.
14a u. 14b. Dorsal- und Ventralschale.
14c u. 14d. Seiten- und Stirnansicht beider Klappen.
Grenbachtal zwischen Oberlahnstein und Braubach, Koblenzquarzit. — Sammlung A. Fuchs.

Fig. 15. *Dielasma imitatrix* Barrois . . . . . S. 58
Zweiklappiger Steinkern.
15a u. 15b. Dorsal- und Ventralschale.
15c. Stirnansicht beider Klappen.
Laubachtal bei Coblenz, *Cultrijugatus*-Zone. — Sammlung A. Fuchs.

[1]) Die Skulpturen sind nach Wachsabgüssen der Abdrücke gezeichnet.



Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.

Tafel 5.

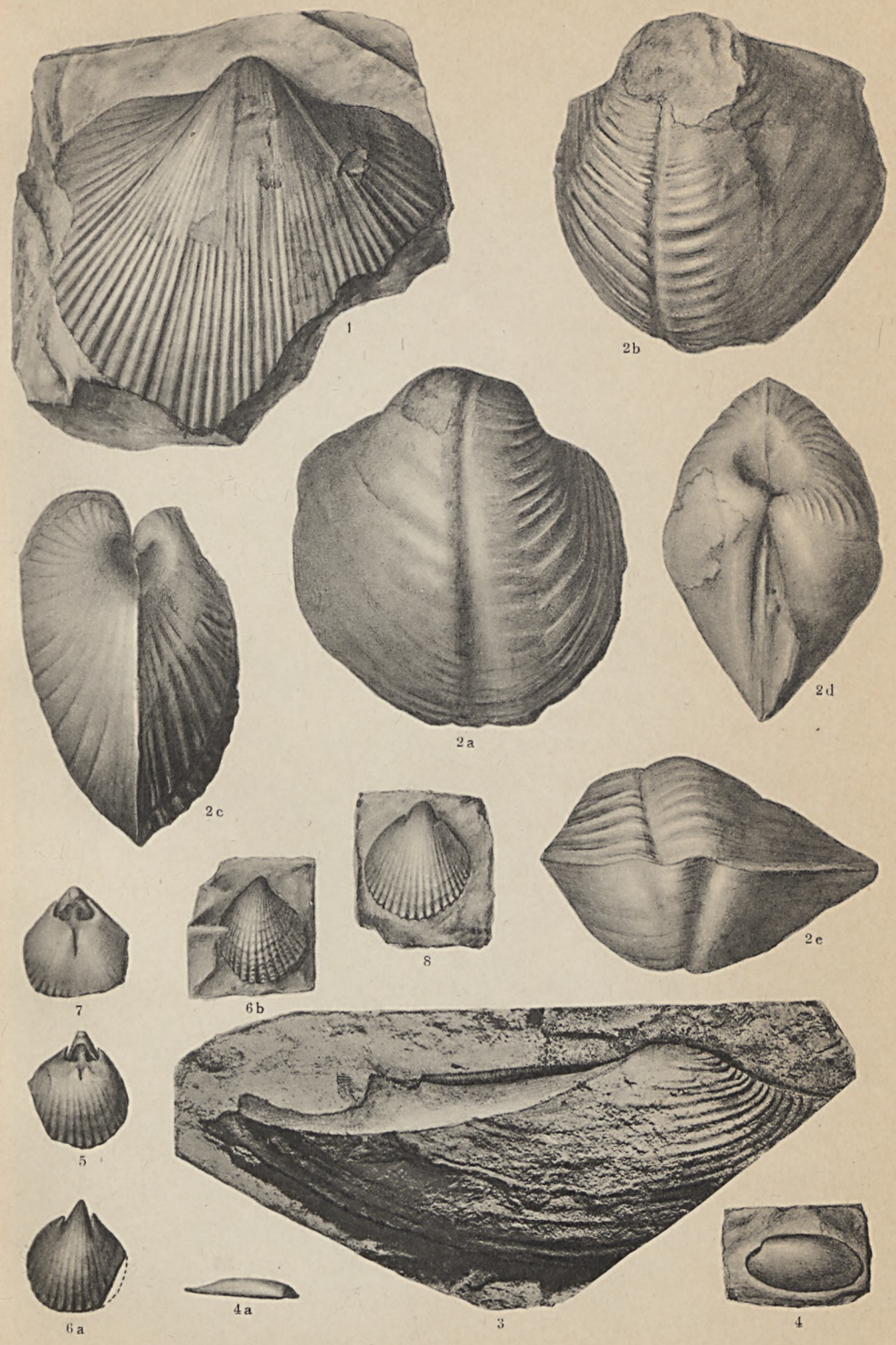
Fig. 1. *Panenka aequistria* n. sp. . . . . S. 71
Steinkern einer linken Schale.
Rammelsberg bei Goslar, Oberkoblenzschichten. — Sammlung A. Fuchs.

Fig. 2. *Grammysia bifurcata* n. sp. . . . . S. 71
Zweiklappiger Steinkern.
2a u. 2b. Rechte und linke Schale.
2c–2e. Beide Klappen von vorn, oben und unten gesehen.
Siechhaustal bei Capellen am Rhein, Koblenzquarzit. — Sammlung A. Fuchs.

Fig. 3. *Leptodomus pelecyides* n. sp. . . . . S. 74
Steinkern einer rechten Schale (vergl. Taf. 8, Fig. 13).
Bienhorntal bei Ehrenbreitstein, Koblenzquarzit. — Sammlung A. Fuchs.

Fig. 4. Zweifelhafte linke Schale, vielleicht einer neuen Gattung angehörig.
4 u. 4a. Steinkern, Ansicht von außen und oben.
Bienhorntal, Koblenzquarzit. — Sammlung A. Fuchs.

Fig. 5—8. *Centronella taunica* n. sp. . . . . S. 62
5 u. 6. Zweiklappiges Stück.
5. Steinkern der Dorsalschale.
6a u. 6b. Steinkern und Skulptur der Ventralschale.
7. Steinkern der Dorsalschale eines zweiklappigen Stückes.
8. Steinkern einer einzelnen Ventralschale.
Taunusquarzit als Gerölle im Mittleren Buntsandstein der Grube Velsen bei Gr. Rosseln, Blatt Ludweiler. — Sammlung A. Leppla.



Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

Tafel 6.

Fig. 1. *Myalina circularis* Frech . . . . . S. 64
Steinkern einer rechten Schale.
Grenbachtal zwischen Oberlahnstein und Braubach, Koblenzquarzit. — Sammlung A. Fuchs.

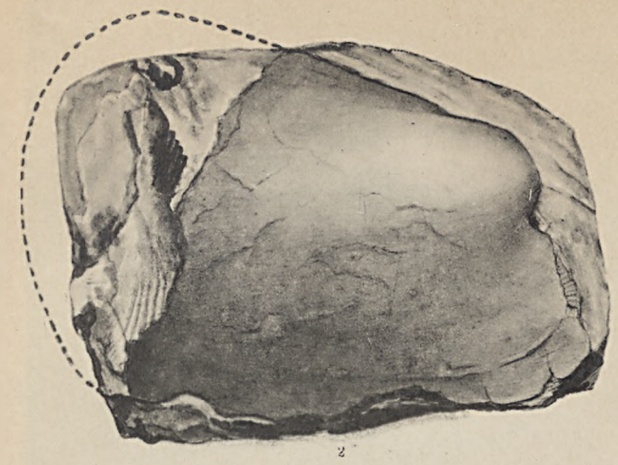
Fig. 2—3. *Modiomorpha extensa* n. sp. . . . . S. 66
Steinkerne einer rechten und linken Schale.
Laubachtal bei Coblenz, *Cultrijugatus*-Zone. — Sammlung A. Fuchs.

Fig. 4. *Cucullella perovalis* n. sp. . . . . S. 66
Steinkern einer linken Schale.
Höhenweg östlich der Eisernhardt unfern des Obstgartens bei Siegen, Siegener Schichten. — Sammlung A. Denckmann.

Fig. 5. *Cucullella depressa* n. sp. . . . . S. 68
Steinkern einer rechten Schale.
Zwischen Hundsberg und Hohe Roth am Wege von Flammersbach nach Deuz bei Siegen, Rauhflaserhorizont der Siegener Schichten. — Sammlung A. Denckmann.

Fig. 6. *Cypricardella rhomboidalis* n. sp. . . . . S. 69
Steinkern u. Außenansicht bezw. Skulptur einer rechten Schale.
Mandeln, *Cultrijugatus*-Zone. — Sammlung A. Fuchs.

Fig. 7. *Carydium carinatum* Maurer . . . . . S. 69
Steinkern und Außenansicht einer linken Schale.
Stromberger Neuhütte, Taunusquarzit. — Sammlung A. Fuchs.



2



1



4



5a



3a



5



7



3



6



6a



7a

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.

Tafel 7.

Lenneschiefer-Arten.

Fig. 1—2. *Discina* (*Orbiculoidea*) *montana* n. sp. . . . . S. 50
1a u. 1b. Ventral(Stiel)klappe; 1a Skulpturkern, 1b Außenansicht nach einem Wachsabguß des Abdrucks.
2a u. 2b. Dorsalklappe; 2a Skulpturkern, 2b Außenansicht nach einem Wachsabguß des Abdrucks.
Linkes Gehänge des Haspertals oberhalb Haspe in Westfalen, Hobräcker Schichten. — Sammlung Loretz.

Fig. 3—4. *Rhynchonella posterior* n. sp. . . . . S. 55
3a u. 3b. Steinkern und Außenansicht einer Dorsalschale.
4. Steinkern einer Ventralschale.
Rechtes Gehänge des Haspertals oberhalb Vockenhagen, oberer Grenzsandstein der Brandenbergschichten. — Sammlung A. Fuchs.

Fig. 5—8. ? *Centronella imparstria* n. sp. . . . . S. 59
5—7. Steinkerne einzelner Ventralschalen.
8. Gesteinsplatte mit zahlreichen Individuen.
8a—8d. Steinkerne einzelner Ventralschalen.
8e. Steinkern einer Dorsalschale (vergl. Taf. 8, Fig. 11).
Rechtes Gehänge des Eifgentals oberhalb Markus Mühle, Blatt Kürten, Hobräcker Schichten. — Sammlung A. Fuchs.

Fig. 9. ? *Centronella* sp.
Steinkern einer Ventralschale, ? zur vorigen Art gehörig.
Rechtes Gehänge des Eifgentals oberhalb Markus Mühle, Hobräcker Schichten. — Sammlung A. Fuchs.

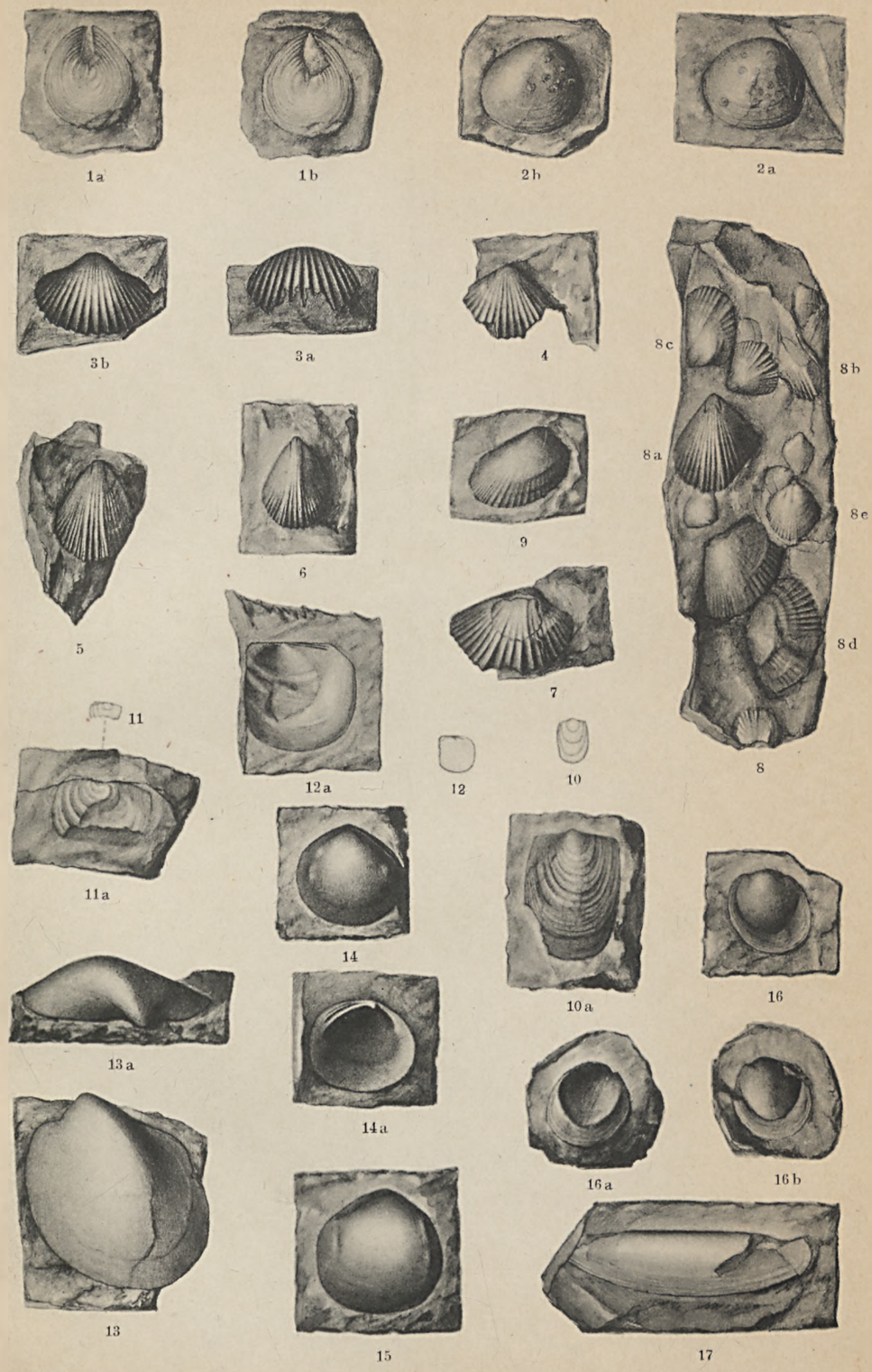
Fig. 10—12. *Posidonomya minima* n. sp. . . . . S. 63
10, 10a u. 11, 11a. Skulpturkerne linker Schalen in natürlicher Größe und vergrößert.
12 u. 12a. Steinkern einer linken Schale in natürlicher Größe und vergrößert.
Rechtes Gehänge des Ennepetals dicht oberhalb Altenvörde in Westfalen, Rotschieferhorizont an der oberen Grenze der Unterhonselerschichten. — Sammlung A. Fuchs.

Fig. 13. *Myalina lenneana* n. sp. . . . . S. 65
Steinkern der rechten Schale (vergl. Taf. 8, Fig. 12).
Großer Steinbruch im Walde zwischen Heedfeld und Lauenscheid, Blatt Lüdenscheid, Honseler Schichten. — Sammlung A. Fuchs.

Fig. 14—15. *Prolucina bilineata* n. sp. . . . . S. 70
14 u. 14a. Steinkern und Innenansicht einer linken Schale.
15. Steinkern einer rechten Schale.
Rechtes Gehänge des Haspertals oberhalb Vockenhagen, oberer Grenzsandstein der Brandenbergschichten. — Sammlung A. Fuchs.

Fig. 16. ? *Prolucina bilineata* n. sp. . . . . S. 71
Stark verdrücktes zweiklappiges Stück.
16 u. 16a. Skulpturkern der linken Schale und Wachsabguß desselben.
16b. Linke Schale, Wachsabguß des Abdrucks.
Linkes Gehänge des Haspertals oberhalb Haspe, Hobräcker Schichten. — Sammlung Loretz.

Fig. 17. ? *Solenopsis* sp. cf. *vetusta* Goldf. . . . . S. 71
Stark verdrückte linke Schale.
Linkes Gehänge des Haspertals oberhalb Haspe, Hobräcker Schichten. — Sammlung Loretz.



Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.

Tafel 8.

Fig. 1. *Allerisma extensa* n. sp. . . . . S. 7
Skulpturkern einer rechten Schale.
Höhe gegenüber Milspe, kalkführender oberer Horizont der Oberhonselerschichten. — Sammlung Loretz.

Fig. 2. *Pleurotomaria Kleini* Beush. . . . . S. 76
Steinkern.
Linkes Gehänge des Wuppertals unterhalb Station Ohl-Rönsahl, Remscheider Schichten. — Sammlung A. Fuchs.

Fig. 3—7. *Salpingostoma tripleura* A. Fuchs . . . . . S. 75
3—4. Skulpturkerne von außen gesehen.
5. Wachsabguß eines Abdrucks, von außen.
6—7. Inneres der Windungen.
6. Abdruck der inneren Windungen.
7 u. 7a. Wachsabguß derselben von hinten und oben.
3—5. Linkes Gehänge des Haspertals oberhalb Haspe, Hobräcker Schichten. — Sammlung Loretz.
6—7. Rechtes Gehänge des Volmetals südlich Rummenohl, Blatt Lüdenscheid, Hobräcker Schichten. — Sammlung A. Fuchs.

Fig. 8—9. *Strophodonta bispinosa* n. sp. . . . . S. 52
Zweiklappiger Steinkern.
8. Dorsal-, 9. Ventralschale.
Hof Ackerbach bei Berndroth in Nassau, Oberkoblenzschichten. — Sammlung A. Fuchs.

Fig. 10. *Orthis biconvexa* n. sp. . . . . S. 50
Steinkern einer Ventralschale.
Mandeln bei Dillenburg, *Cultrijugatus*-Zone. — Sammlung A. Fuchs.

Fig. 11. *? Centronella imparstria* n. sp. . . . . S. 59
Steinkern einer Dorsalschale.
Rechtes Gehänge des Eifgentals oberhalb Markus Mühle, Hobräcker Schichten. — Sammlung A. Fuchs.

Fig. 12. *Myalina lenneana* n. sp. . . . . S. 65
Rechte Schale.
12. Steinkern, 12a. Wirbelgegend nach einem Wachsabguß des Abdrucks.
Das Stück ist dasselbe, das Taf. 7, Fig. 13 abgebildet ist.

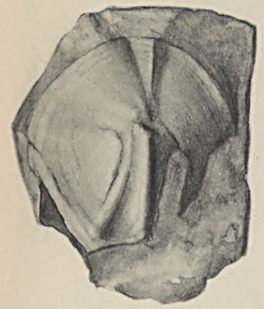
Fig. 13. *Leptodomus pelecyides* n. sp. . . . . S. 74
Rechte Schale von oben.
Das Stück ist dasselbe, das Taf. 5, Fig. 3 abgebildet ist.



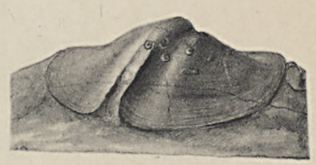
1



2



5



4



3



12a



8



9



7a



7



12



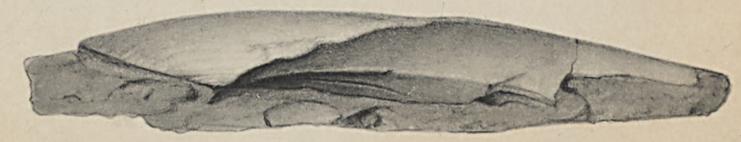
10



11



6



13

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.

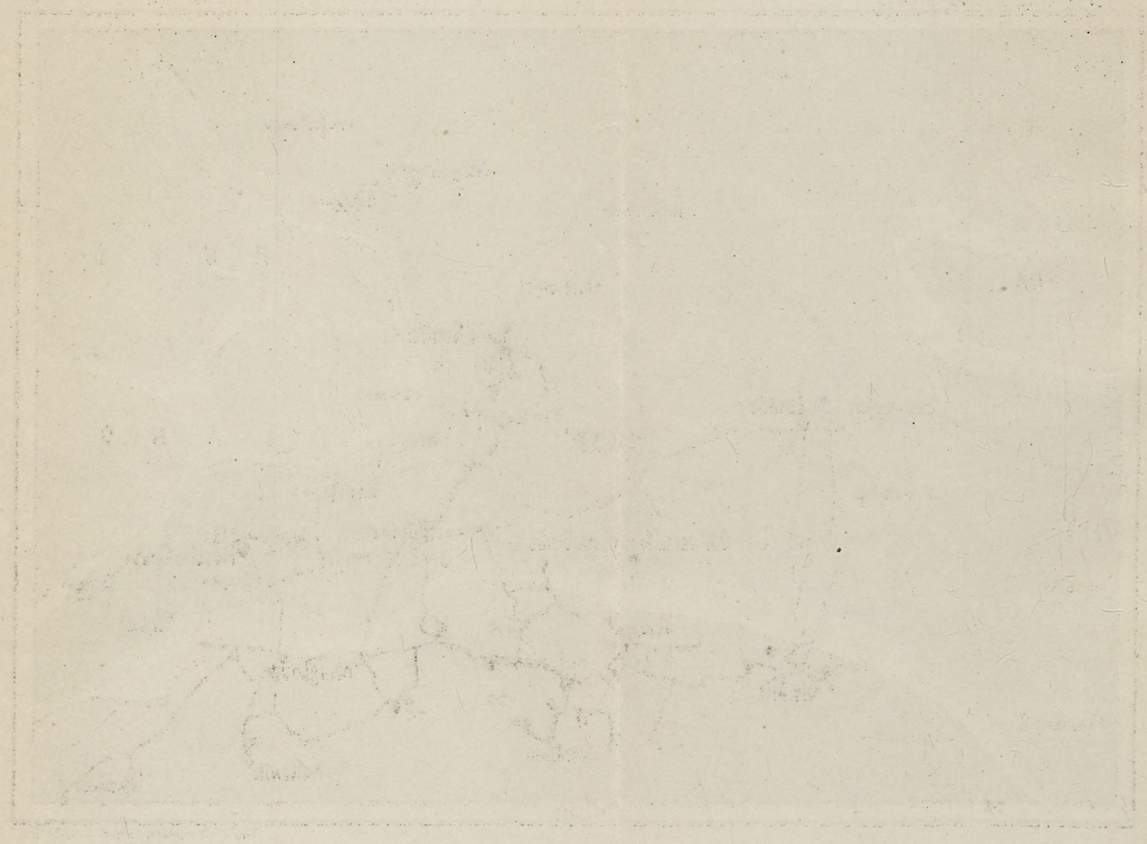
Geologische Position
der Wasserwerke des Oberschlesischen Jndustriebezirkes



Photolith. u. Druck Leop. Kraatz, Berlin

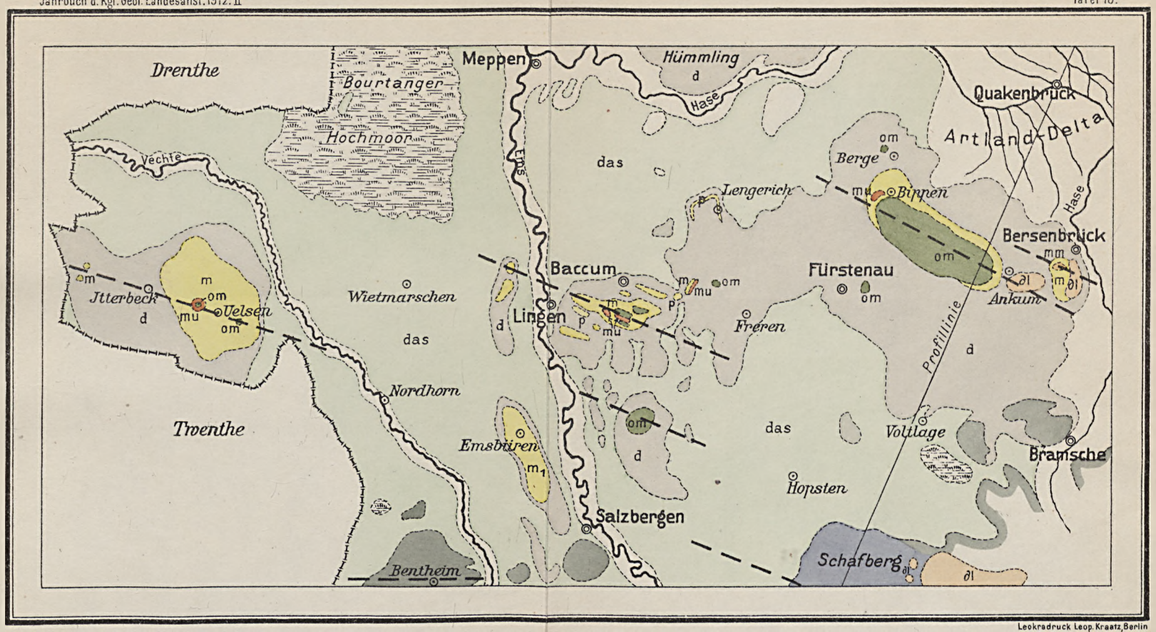
Erklärung.

- Wasserwerk
- Wasserturm
- Ältere Schichten als Trias meist Carbon
- Triaskalksteine (Muschelkalk, Rötkalke) in Mächtigkeit von: 0–50 m; 50–100 m; 100–150 m; über 150 m
- Wasserleitungen: Adolf Schacht; Zawada; Rosalie Grube; Donnersmarckhütte Grube
- 6 = Minutl. Wassermenge in cbm



Geologisch-Morphologische Übersichtskarte des mittleren Emsgebietes.

Maßstab 1:400000.



Leokradruck Leop. Kraatz, Berlin

Erklärung.

- Palaeozoikum (Carbon, Zechstein)
- Mesozoikum (Trias bis Kreide)
- om Mitteloligozän
- mu Unteres Miocän
- mm Bersenbrücker Mittleres Miocän
- m Marines Miocän m_1 Emsbürener Miocän
- p Präglazial
- d Ältere Eiszeit
- das Talsand ältere Stufe
- dl Löß
- Hochmoore
- Alluviale Gebilde Sande jüngere Stufe
- Tektonische Hebungslinien

NS-Schnitt in der Richtung Ibbenbüren-Cloppenburg.

Längen 1:400000, Höhen 1:20000.



- St Steinkohlen Gebirge
- z Zechstein
- om Mitteloligocän
- m Miocän
- p Präglacial (Pliocän?)
- ö Drittletzte Eiszeit
- d Vorletzte oder Haupteiszeit
- das Talsand mit Torf
- das Talton mit Torf

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

Das Bourtanger Moor

(südöstlicher Teil)

Die Mächtigkeit des Niederungstorfes

Entworfen nach den Aufnahmen der Königl. Preuß. Geolog. Landesanstalt u. Bergakademie von Dr. O. Tietze

Maßstab 1:50000

500 0 500 1000 1500 2000 2500 3000 3500 4000 4500 Meter

Farben-Erklärung

Mächtigkeit in Decimetern | Mächtigkeit in Decimetern

0 10 20 30 40 50

Die eingeschriebenen Jahreszahlen geben die ungefähre Zeit der Aufnahme an.

24° 50′ 52° 42′

Bl. Hesepertwist | Bl. Meppen

Gross Fullen

Süd-Nord-Kanal

1902

Klein Fullen

1902

Rühle

1903

Rühlertwist

1902

Klein Hesepe

NIEDERLANDE

Ko.

1903

Alexis-dorf

Neu Ringe

Hesepertwist

1903

Gross Hesepe

Gross Ringe

Adorf

1902

Bathorn

Aa

Bl. Emlichheim

52° 36′

Bl. Wietmarschen | Bl. Lingen

52° 36′

Koevorden-Piccardie-Kanal

Süd-Nord-Kanal

Scheerhorn

Georgsdorf

1901 und 1903

Dalum

1902

Wietmarschen

Osterwald

Oster-wald

Alte Piccardie

1903

Schwartenpohl

24° 50′ 24° 50′

Lith. Anst. v. Leop. Kraatz, Berlin

Das Bourtanger Moor

(südöstlicher Teil)

Die Mächtigkeit des Übergangstorfes

Entworfen nach den Aufnahmen der Königl. Preuß. Geolog. Landesanstalt u. Bergakademie von Dr. O. Tietze

Maßstab 1:50000

500 0 500 1000 1500 2000 2500 3000 3500 4000 4500 Meter

Farben-Erklärung

Mächtigkeit in Decimetern | Mächtigkeit in Decimetern

0 5 10 15 20 25 30

Die eingeschriebenen Jahreszahlen geben die ungefähre Zeit der Aufnahme an.

24° 50′

57° 42′

57° 36′

Bl. Hesepertwist | Bl. Meppen

Bl. Emlichheim

Bl. Wietmarschen | Bl. Lingen

Gross Fullen

Süd-Nord-Kanal

Klein Fullen

Rühlertwist

Rühle

Klein Hesepe

Gross Hesepe

Hesepertwist

Alexisdorf

Neu Ringe

Gross Ringe

Bathorn

Adorf

Scheerhorn

Georgsdorf

Osterwald

Koevorden-Piccardie-Kanal

Alte Piccardie

Osterwald

Wietmarschen

Dalum

Schwartenpohl

NIEDERLANDE

Aa

1902 1903 1902 1903 1902 1903 1902 1901 und 1903 1902 1903

Lith. Anst. v. Leop. Kraatz, Berlin

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

Das Bourtanger Moor

(südöstlicher Teil)

Die Mächtigkeit des Hochmoortorfes

Entworfen nach den Aufnahmen der Königl. Preuß. Geolog. Landesanstalt u. Bergakademie

von Dr. O. Tietze

Maßstab 1:50000

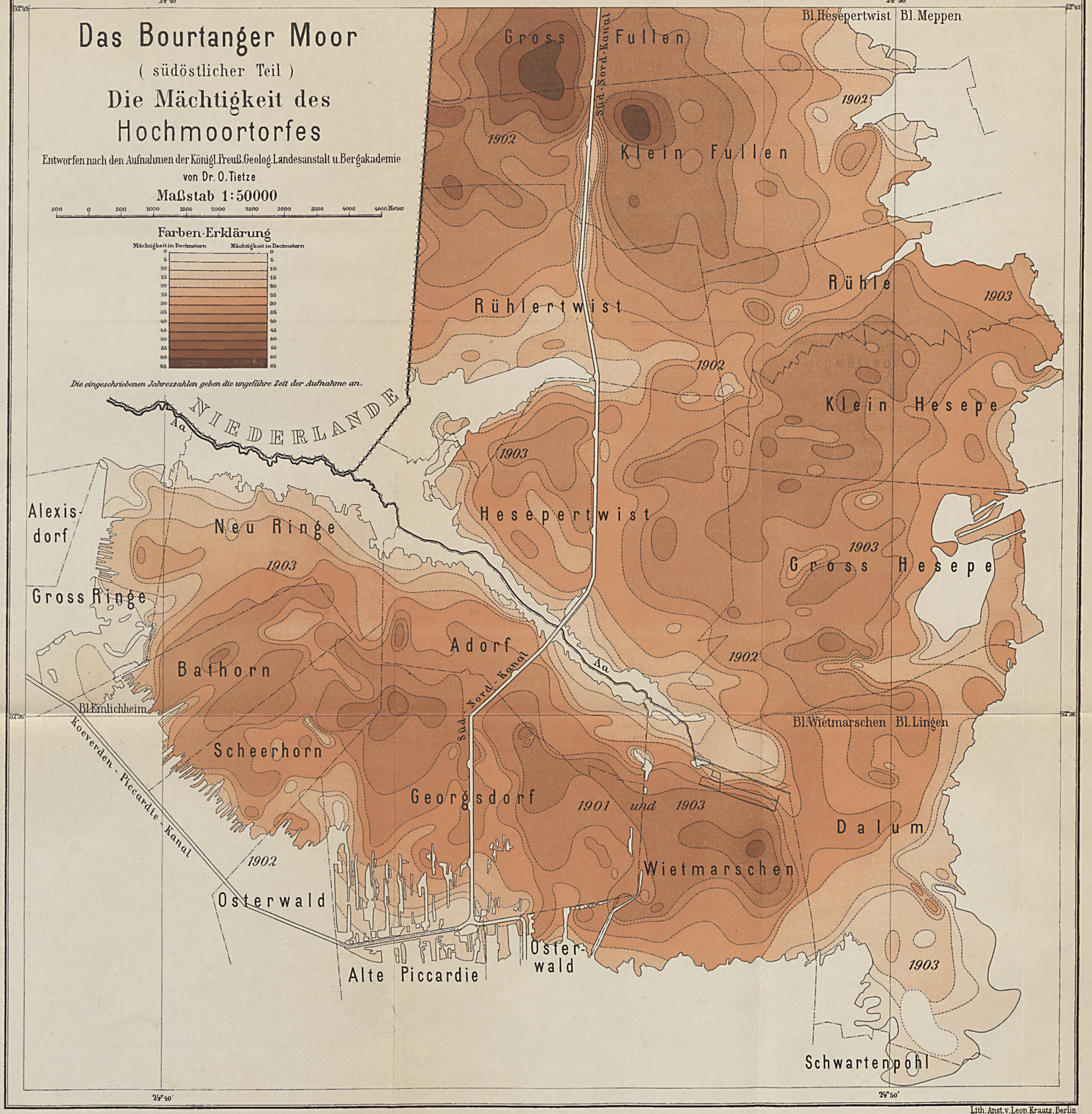
500 0 500 1000 1500 2000 2500 3000 3500 4000 4500 Meter

Farben-Erklärung

Mächtigkeit in Decimetern | Mächtigkeit in Decimetern

0 5 10 15 20 25 30 35 40 45 50 55 60 65

Die eingeschriebenen Jahreszahlen geben die ungefähre Zeit der Aufnahme an.



Lith. Anst. v. Leop. Kraatz, Berlin

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

Zur Frage der Urstromverbindung zwischen Unterweser und Unterems.

Von Herrn **F. Schucht** in Berlin.

Hierzu Tafel 14.

Die Urstromtäler im westlichen Teile des Norddeutschen Flachlandes sind sowohl in ihrem Verlaufe und Zusammenhange wie auch in ihrer hydrographischen Entwicklung bei weitem nicht in dem Maße erforscht, wie dies bei den Urstromtälern im ostelbischen Flachlande der Fall ist. Der Grund für diese Erscheinung ist darin zu suchen, daß bei der geologischen Erforschung des Norddeutschen Flachlandes naturgemäß zunächst solche Gebiete in Betracht kommen mußten, in denen die glazialen Ablagerungen in typischer Entwicklung auftreten und charakteristische Geländeformen bilden.

So kommt es, daß wir seit langem über den Verlauf der großen Endmoränenzüge und der Urstromtäler, sowie über ihre Beziehungen zu einander, im Osten des Norddeutschen Flachlandes durch die Arbeiten zahlreicher Geologen gut unterrichtet sind. War es in diesen ostelbischen Gebieten möglich, den Verlauf der großen Urstromtäler bereits auf guten topographischen Karten zu erkennen und festzulegen, so daß örtliche Untersuchungen des Geologen sich auf wenige Stellen beschränken konnten, so mußte der Versuch, das Urstromtalnetz auch in dem westdeutschen Flachlande auf Grund von Kartenstudien festzulegen, zu falschen Darstellungen und großen Irrtümern führen. Denn abgesehen davon, daß in diesen Gebieten die glazialen Stromtäler nicht in der engen

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Beziehung zu Endmoränenzügen stehen wie ostwärts der Elbe, ist die Feststellung des Verlaufs der Täler selbst auf unseren besten Karten nicht immer möglich, da die Höhenunterschiede zwischen Höhen- und Taldiluvium oft nur wenige Dezimeter betragen, auch keine Abstufungen bestehen, und da das Vorkommen zahlreicher Flugsandbildungen und die Bedeckung mit oft 4—5 m mächtigen Hochmooren es mit sich bringen, daß die Höhenangaben der Karten leicht zu falschen Auffassungen führen.

Der Verlauf der Urstromtäler im westlichen Teile des Flachlandes kann nur in der Weise festgelegt werden, daß die in Frage kommenden Flußgebiete eingehend untersucht werden. Und erst wenn die glazialen Täler kartographisch genau dargestellt sind, wird man dann weiter in der Lage sein, einen Überblick über die hydrographische Entwicklung des Urstromtalnetzes und seine Beziehungen zu der Eiszeit zu gewinnen.

Genauere Untersuchungen über die Urstromtäler im Westen des Flachlandes liegen bisher nur aus dem Gebiete der westlichen Ems und der Hase vor. Vorliegende, im Auftrage der Königl. Geologischen Landesanstalt ausgeführte Arbeit soll die glazialen Talbildungen der unteren Hunte und Leda-Jümme klarstellen und zur Lösung der Frage beitragen, welche Stellung die weite Niederung des Saterlandes, zwischen Oldenburg und Leer, zu den Urstromtälern der Unterweser und Unterems einnimmt.

Diese Frage ist bisher immer noch nicht entschieden worden, obwohl es an Versuchen dazu nicht gefehlt hat. R. Bielefeld[1]) hat in seiner Arbeit über die Geest Ostfrieslands, zu der ich bereits früher Stellung genommen habe, auch eine Entwicklungsgeschichte des Emsstromsystems gegeben. Die glazialen Stromtäler im Westen der Weser, wie sie Bielefeld sich vorstellt und auf einer Übersichtskarte darstellt, existieren jedoch größtenteils nur in der Phantasie dieses Autors. Nach ihm flossen die gla-

[1]) R. Bielefeld, Die Geest Ostfrieslands. Geologische und geographische Studien zur ostfriesischen Landeskunde und zur Entwicklungsgeschichte des Emsstromsystems. Forsch. z. Deutsch. Land- und Volksk. Bd. XVI, Heft 1. Stuttgart 1906.

zialen Ströme über Berg und Tal, wie ihm das O. TIETZE[1]) bereits bezüglich der glazialen Ems nachgewiesen hat.

Auch das Urstromtal der Hunte ist von BIELEFELD falsch aufgefaßt und dargestellt, indem er es vom Dümmer-See in der Richtung der Hunte, Jümme und Leda als ein einheitliches, gleichmäßig breites Tal zur Ems durchzieht und einen Nebenarm von Oldenburg zur Weser nicht verzeichnet. BIELEFELD's Versuch, die glazialen Stromtäler im Westen der Weser darzustellen, muß als völlig verfehlt bezeichnet werden. Nicht, daß es einzelne Versehen und falsche Auffassungen wären, die man ihm vorzuwerfen hätte — das könnte bei einer großzügig angelegten Arbeit nicht so schwer ins Gewicht fallen; es ist vielmehr das gesamte Urstromtalnetz falsch aufgefaßt und unvollständig dargestellt, so daß die Arbeit, der offenbar eingehende Untersuchungen nicht zugrunde liegen, als völlig wertlos bezeichnet werden muß. Ich kann mich dem Bedauern BEHRMANN's, daß die Urstromtäler BIELEFELD's bereits in Lehrbüchern und Atlanten Aufnahme gefunden haben, nur voll und ganz anschließen.

F. WAHNSCHAFFE[2]) stellt auf seiner Karte über die »Hauptmoränenzüge, Urstromtäler und Fundorte der Glazialschrammen Norddeutschlands« in dem westlichen Flachlande nur solche Urstromtäler dar, von denen genauere Untersuchungen vorlagen, so daß hier das Urstromtalnetz unvollständig bleiben mußte. WAHNSCHAFFE zieht auf dieser Karte einen Verbindungsarm zwischen Unterweser und Unterems, eine Verbindung, die, wie die nachfolgenden Untersuchungen zeigen werden, auch in Wirklichkeit existiert, wenn auch in etwas abweichender Gestaltung. Über die Beziehungen dieses Tales zu der Weser und Ems nimmt WAHNSCHAFFE im Text seines Buches keine Stellung.

Die Frage der Urstromtal-Abzweigung der Unterweser zur Unterems hat ferner BEHRMANN in einem Vortrage[3]) des 17.

[1]) O. TIETZE, Zeitschrift der Deutschen Geolog. Gesellschaft 1907, Bd. 59.

[2]) F. WAHNSCHAFFE, Die Oberflächengestaltung des Norddeutschen Flachlandes.

[3]) Dr. BEHRMANN, Zur Frage der Urstromtäler im Westen der Unterweser. Verh. des 17. D. Geogr.-Tages 1909. Berlin 1910. Mit Tafel.

Deutschen Geographentages zu Lübeck eingehend erörtert. Behrmann hat geologische Untersuchungen in den Niederungen südwestlich von Oldenburg und im Huntegebiete vorgenommen und eine Reihe von Feststellungen gemacht, die zur Lösung unserer Frage gewiß von Bedeutung sind. Er stellte fest, daß zwischen Edewecht und Moslesfehn die Höhenzüge der Oldenburger Geest, die von NO. nach SW. verlaufen, sich teilweise über und teilweise unter den Mooren kulissenartig in das vermeintliche Urstromtal hineinschieben, und daß Talsandbildungen hier überall fehlen, da die Grundmoräne an zahlreichen Stellen direkt unter den Moorbildungen lagere. Behrmann schließt daraus, daß die Aller-Weser hier unmöglich ihre Fortsetzung zur Ems habe finden können. Er behauptet des weiteren, daß auch die Hunte nicht nach Westen habe abbiegen können, da westwärts überall eine übertorfte Grundmoränenlandschaft vorhanden sei und die ebenen Sandflächen zwischen Sandhatten und Oberlethe nicht als Talsandflächen, sondern als Unterer Diluvialsand aufzufassen seien.

Den Beweis dafür, daß unter den Hochmooren überall eine hügelige Grundmoränenlandschaft zu erwarten sei, hat Behrmann jedoch nicht erbracht. Das Vehnermoorgebiet hat er nicht untersucht, wie er selbst angibt; gerade in diesem ausgedehnten Gebiete ist aber eine große Talsandfläche unter dem Hochmoore vorhanden, ebenso wie unter den westlich angrenzenden, fast noch völlig unberührten Hochmooren. Es geht dies sowohl aus meinen eigenen Untersuchungen, wie aus den Ergebnissen zahlreicher Peilungen, die von anderer Seite in den Moorgebieten ausgeführt wurden, mit Gewißheit hervor.

Wenn ferner Behrmann die ebenen Sande der Hunteniederung nicht als Talsande anerkennen will, so kann ich nur darauf hinweisen, daß wir in den Flußgebieten der Ems und Hase völlig gleichartig beschaffene Talsande vorfinden, und daß diese ebenen, oft dünenbesetzten Flächen unmöglich eine andere Deutung erfahren können [1]).

Die Ergebnisse meiner Untersuchungen, die ich in der weiten

[1]) Vergl. auch H. Schütte, Die Osenberge in Wort und Bild. Oldenb. Naturk. Blätter. Heft 1. Oldenburg 1911.

Niederung der Leda-Jümme und Hunte ausführte, und die sich auf eine 8tägige Begehung dieses Gebietes erstreckten, wurden von mir auf den Meßtischblättern 1:25000 festgelegt und von diesen in die beigefügte Übersichtskarte 1:275000 übertragen.

Ein Blick auf die Karte läßt uns aufs deutlichste erkennen, daß die Talsandflächen, zum größten Teil allerdings von Hochmooren, zum Teil auch von Dünen bedeckt, von der Weser bis zur Ems hinüberreichen, daß also keine Wasserscheide eines diluvialen Höhenzuges die Flußgebiete sperrt. Wir haben demnach in der Tat eine Urstromtalverbindung zwischen Weser und Ems vor uns, die ich nach ihren wichtigsten Flüssen als Hunte-Leda-Urstromtal bezeichnen will.

Nach Norden ist dieses Tal von der ostfriesisch-oldenburgischen Geest begrenzt, deren NO.-SW. verlaufende Höhenzüge auf der Übersichtskarte deutlich zum Ausdruck kommen. Die Täler zwischen diesen Höhenrücken sind meist mit Mooren ausgefüllt. Die Geest dacht sich meist ganz flach zu den Talsand- oder Alluvialebenen ab, so daß es oft sehr schwer ist, Höhen- und Taldiluvium gegen einander abzugrenzen. Die Höhenlage der ostfriesisch-oldenburgischen Geest bewegt sich meist zwischen 5—15 m, die der angrenzenden Talsandflächen zwischen 2—3 m über N.N., welche Zahlen bereits erkennen lassen, daß die Abflachungen namentlich der meist nur 5 m hoch gelegenen Randgebiete der Geest nur ganz allmähliche und wenig auffällige sein müssen. Nur an wenigen Stellen hebt sich die Geest auch steiler aus den Niederungen heraus.

Im Süden ist das Hunte-Leda-Urstromtal begrenzt von den Diluvialhöhen des Hümmlings und des Kloppenburger Geestrückens, dem sich östlich der Hunteniederung der weit nach Norden vorspringende Huder Geestrücken und die nach Süden zurücktretenden Rücken von Bassum-Syke anschließen. Der Hümmling besteht ebenfalls, wie die ostfriesisch-oldenburgische Geest, aus einer Gruppe von Höhenzügen, die im allgemeinen SW.-NO. verlaufen, wenn auch ein Übergang zur SSW.-NNO.-Richtung nach unserem Urstromtale zu deutlich bemerkbar ist. Die Kloppenburger Geest ist wenig gegliedert.

Im auffallenden Gegensatz zum Hümmling sind die Höhenzüge östlich der Hunte, wie diese selbst, nordsüdlich gerichtet.

Der Hümmling bildet zum Urstromtal einen steileren Abfall als die Höhen der ostfriesisch-oldenburgischen Geest. Finden wir hier doch nahe dem Talrande Höhen von 39—46 m, während das Tal hier nur 8—10 m hoch gelegen ist. Die Kloppenburger Geest dacht sich dagegen wieder flacher zum Urstromtale ab, so daß hier stellenweise die Abgrenzung des letzteren eine mehr oder weniger willkürliche bleiben mußte.

Die wenig gegliederte 20—30 m hohe Huder Geest fällt zum Wesertale stellenweise wieder ziemlich steil ab, während weiter östlich die Übergänge zum Talsand im allgemeinen wieder flacher sind.

Das Hunte-Leda-Urstromtal ist nach Westen zu stark kelchförmig erweitert; bei Oldenburg liegen die Geestufer nach Südosten zu nur 6 km, nach Süden 10 km, zwischen Leer und Börgerwald dagegen 15 km auseinander. Die Länge des Tales beträgt rund 65 km.

Das Urstromtal ist, wie bereits bemerkt, von großen Hochmooren bedeckt: auf das Vehnermoor mit dem nördlich angrenzenden Wildenlohs-Moor folgen nach Westen zu das Lange Moor, Findlingsmoor, das Oster-Moor, Wester-Moor, Kloster- und Wildes-Moor. Die Moorbildungen setzen sich sowohl im Norden wie im Süden in den Geesttälern fort, hier aber oft als Flachmoore. Die genannten großen Hochmoore sind durch kleinere Flußläufe getrennt, die von dem Randgebiete des südlichen Geestgebietes aus in die Niederung der Leda und Jümme fließen, die im nordwestlichen Teil des Urstromtales von Barssel zur Ems sich hinzieht. In diese weite Flußniederung der Leda-Jümme, in welche die Schlickalluvionen von der Ems aus weit flußaufwärts geführt wurden, münden von Süden bezw. Südosten her das Langholter-Burlager Tief, die Sagter Ems mit Ohe und Marka, die Soeste mit der Lahe und die Aue (Nordloher-Godensholter Tief), von Nordosten her neben zahlreichen kleinen Bächen das Aper Tief. Die von Süden kommenden Moorbäche werden meist auf beiden Ufern von schmalen, mit Dünen bedeckten Talsandflächen

begleitet, und die Höhenangaben dieser Talsande lassen erkennen, daß sich diese von Süden nach Norden allmählich abdachen, und zwar von 5 bezw. 7 m über N.N. auf 2 bezw. 3 m bei etwa 20 km Flußlänge.

Wir haben hier also ganz analoge Verhältnisse wie im unteren Tale der Hase, die ebenfalls nahe dem Nordufer ihres Urstromtales fließt, und wo ebenfalls eine flache Abdachung des Tales von Süden nach Norden vorhanden ist. Nur daß hier im Leda-Hunte-Tale weit größere Flächen des Talsandes von Mooren bedeckt sind.

Daß im Wildenlohsmoor das Relief des Untergrundes aus Diluvialkuppen besteht, wurde bereits erwähnt. In diesem Gebiete ragen ja auch verschiedene Diluvialrücken inselartig aus den Mooren hervor. Die Möglichkeit aber, daß schmale Verbindungen glazialer Talbildungen durch dies Gebiet führen, halte ich dennoch nicht für ausgeschlossen. Auch im Findlingsmoor wird man wohl noch verschiedene Diluvialkuppen nachweisen können, wie denn ja — abgesehen von den diluvialen Inseln im Wildenlohsmoor — noch bei Oberlethe, Friesoythe und Steenfelde mehr oder weniger große Diluvialinseln aus dem Urstromtale sich erheben.

Daß der Untergrund der anderen Hochmoore wenigstens vorwiegend aus Talsandböden besteht, ist wohl keinem Zweifel unterworfen. Denn da die Ufer der verschiedenen Flüsse und Bäche innerhalb der Hochmoorgebiete überall aus Talsand bestehen, so liegt es aus geologischen Erwägungen und auf Grund der Topographie sehr nahe, auch für die dazwischen liegenden, von Hochmooren bedeckten Flächen Talsandebenen anzunehmen. Die Bäche existierten mit Beginn der Postglazialzeit; an ihren Ufern konnten sich in dieser Zeit, als die Talsande noch ohne Vegetation dalagen, Flugsande anhäufen. Später bildeten sich dann in den abflußlosen, von Dünenwällen umgrenzten Ebenen zwischen den einzelnen Flüssen Moore, in flachen ausgewehten Mulden wohl zunächst Flach- oder Übergangsmoore, dann Hochmoore, die die zahlreichen Waldbestände erstickten und überwucherten. Die Hochmoore wuchsen im Süden des Urstromtals bis dicht an die alten Flußläufe heran oder bedeckten sie sogar, weiter abwärts blieben jedoch meist

zu beiden Seiten der Moorbäche Talsande frei, da in diesen stark entwässerten Uferzonen die Bedingungen der Moorbildung weniger günstig waren. Große Flächen Talsandes sind dann auch in jüngerer Zeit von den randlichen Gebieten aus durch Abtorfung freigelegt worden, namentlich bei West-Rhauderfehn.

Meine Annahme, daß der Untergrund der Hochmoore fast ausschließlich aus Taldiluvium besteht, findet ihre Bestätigung in den Ergebnissen der Peilungen, die seitens verschiedener Behörden[1]) ausgeführt wurden.

Die Verwaltung des Großherzgl. Oldenburgischen Landeskulturfonds hat Nivellements- und Untergrundmessungen ausgeführt im Vehnermoor und in den staatlichen Moorflächen nordseits des Hunte-Ems-Kanals von Jeddeloh bis nach Campe, also zu beiden Seiten des sogenannten Edewechter Dammes. Die Feldkarte vom Vehnermoor (Amt Oldenburg und Westerstede, 1 : 10000) umfaßt ein ca. $4\,^1/_2$ km breites und 6 km langes Moorgebiet zwischen dem Litteler Fuhrenkamp (bezw. dem Wege Petersdorf-Wardenburg) nordwestlich bis zum Hunte-Ems-Kanal, westlich bis zum Vehnebach. Der Untergrund dieses $1\,^1/_2$—6 m mächtigen Hochmoores zeigt nach den in sehr nahen Abständen ausgeführten Peilungen ein allmähliches Abfallen von SO. nach NW. um 3 bezw. 7 m (12,61 bis 15,55 m über Hunte-Emsniveau im SO. bis 7,42—9,56 m im NW.). Der Untergrund des Hochmoores ist ebenes Taldiluvium; die an wenigen Stellen auftretenden $^1/_2$—1 m hohen Erhebungen lassen nach ihrer Gestaltung auf Dünenbildungen schließen.

»Ingenieur Garlich's Untersuchung der Böseler-Altensoyther und Harkebrügger Moore, Höhenlage des Hochmoores und Untergrundes« (1881. Karte II. Bl. 1, 1 : 15000) umfaßt das Moorgebiet zwischen der Vehne, Petersdorf, der Lahe, dem Edewechter Damm und dem Hunte-Ems-Kanal. Hier dacht sich der flache Untergrund des Moores von der Lahe zur Vehne (SO.-NW.) auf

[1]) Für die freundliche Überlassung von einschlägigem Kartenmaterial bin ich den Herren Moorkultur-Inspektor Glass in Oldenburg, Reg.-Baumeister Diemer in Aurich, Baurat Meyer in Osnabrück und der Direktion der Kgl. Kloster-Kammer in Hannover sehr zu Dank verpflichtet.

etwa 6 km Länge um 1—2 m ab; in der Richtung der Lahe (SO.-NW.) fällt der Untergrund auf $8\,^1/_2$ km Entfernung um 3,5 m. Auch in diesem Moorgebiete ist der Untergrund eine flach geneigte Ebene, in der nur in der Nähe des Klattenberges 1—2 m hohe Erhebungen nachweisbar sind. Ob diese aus Dünen oder Diluvialkuppen bestehen, ist nicht festzustellen; wie dem auch sei, in der Hauptsache besteht auch hier der Mooruntergrund aus Taldiluvium.

Ganz analog sind die Verhältnisse im Campe-Altenoyther Moore (Karte IV, Bl. 2) zwischen Barsseler Tief, Lahe und Edewechter Damm (nördlich und südlich vom Hunte-Ems-Kanal). Die Kuppen, die hier im Taldiluvium nachgewiesen wurden, sind nach ihrer Form und Anordnung zweifellos Flugsandgebilde.

Das Kgl. Meliorationsbauamt in Aurich hat in den Gemarkungen Ihrenfeld, Großwohlderfeld und Collinghorst die Moortiefen festgelegt. Der Untergrund dürfte auch hier zum größten Teil aus Talsand bestehen, denn die hier vorliegenden Höhenunterschiede von $^1/_2$—$1^1/_2$ m sind in ihrem Zusammenhange deutlich als Dünengebilde zu erkennen. Das Burlager Klostermoor, westlich vom Langholt-Burlager Tief, ist 3—4 m mächtig; der Untergrund ist, abgesehen von einzelnen kleinen (Dünen-) Kuppen, völlig eben (3,5—4 m über N.N.). Der Untergrund des angrenzenden Klostermoores von Langholt ist ebenfalls eine Talsandebene.

Vom Kgl. Meliorationsbauamt in Osnabrück wurden mir die Ergebnisse der Peilungen im Leeg-Moor und Korte-Moor zur Verfügung gestellt; sie ergeben, daß der Untergrund des 1—3 m mächtigen Leeg-Moores aus einer Talsandebene besteht (5—6 m über N.N.), der des 4—5 m mächtigen Korte-Moores ebenfalls (5,5—6,5 m über N.N.).

Die Kgl. Klosterkammer in Hannover hat in früheren Jahren das Klostermoor II abpeilen lassen. Die mir vorliegende Karte (1 : 10000) »Ostfriesische Klostermoore. Kreis Leer, Prov. Hannover« gibt die Höhenlinien des Sanduntergrundes sehr genau an. Der Untergrund besteht auch hier fast ausschließlich aus Taldiluvium; nur im Osten, nach dem Burlager Tief und Hahnentange

zu, treten vereinzelte kleine, bis 3 m hohe Kuppen auf, die im Zusammenhange mit den dort festgestellten Dünen zu stehen scheinen. Die Talsande liegen im Süden des Klostermoores II 5 m über N.N., im Norden 2,5 m, senken sich also bei $7\frac{1}{2}$ km Entfernung um 2,5 m nach Norden zu.

Die hier mitgeteilten Ergebnisse genauer Untersuchungen aus dem Urstromtalgebiete lassen es als zweifellos erscheinen, daß der Untergrund der Hochmoore zum weitaus größten Teile aus Taldiluvium besteht. Diese Talsandflächen weisen naturgemäß an vielen Stellen infolge von Auswehungen, Erosion, Anhäufungen von Flugsanden mehr oder weniger große Höhenunterschiede auf, wie wir das in gleicher Weise auch bei solchen glazialen Tälern finden, die nicht von Mooren bedeckt sind. Daß sich aber auch aus diesen Talsandflächen des Hunte-Ledatales noch flache Rücken des Höhendiluviums erheben können, ist natürlich nicht ausgeschlosssn, nach der ganzen Gestaltung dieses großen Tales sogar zu erwarten. Vermutlich sind es Durchragungen des ältesten Diluviums (∂s, ∂g, ∂h), die man nach Abtorfung der Hochmoore verschiedentlich noch wird feststellen können.

Ist es somit zweifellos, daß das Hunte-Leda-Urstromtal mit der Urweser und der Urems in Verbindung steht, so glaube ich dennoch der Annahme, daß das Hunte-Leda-Tal eine direkte Fortsetzung des glazialen Weser- bezw. des Aller-Wesertales sei, nicht beipflichten zu können. Nach meiner Auffassung ist die jetzige Wesermündung auch in der glazialen Abschmelzperiode die eigentliche Mündung der Weser gewesen, da die Ablenkung in eine so scharfe Kurve — bis zur Oberlether Diluvialinsel, südlich von Oldenburg — sehr unwahrscheinlich ist. Höchstens könnte man annehmen, daß die Weser oder ein Teil ihres Wassers zeitweilig durch Rückstau von Norden her in dies Nebental zur Ems abgelenkt ist, sei es, daß das Inlandeis die Wesermündung absperrte, oder daß eine anderweitige Stauung eintrat. Aber auch diese Annahme hat wenig Wahrscheinlichkeit für sich, da das Verbindungstal von der Weser bis zur Ems ein Gefälle aufweisen müßte. Es befindet sich aber dort, wo die Hunte in das Haupttal mündet, eine wenn

auch nur wenig sich erhebende von S. nach N. verlaufende Wasserscheide.

Wie ich bereits erwähnte, spielt in der Literatur das Urstromtal der Hunte eine große Rolle. Die beigegebene Übersichtskarte belehrt uns jedoch, daß dieses Tal in unserem Gebiete nicht die Bedeutung gehabt haben kann, die man ihm zuschreibt. Das Hunte-Tal hat nur bis Dötlingen, wo mehrere Nebentäler zur weiteren Ausgestaltung des Tales beigetragen haben, den Charakter eines größeren Urstromtales, weiter südlich treten die Ufer des Höhendiluviums bald so nahe zusammen, daß sie, südlich von Wildeshausen, auf große Strecken nur 300—500 m von einander entfernt sind. Die Hunte hat in der Abschmelzungsperiode des Eises zweifellos einen wichtigen Abflußweg aus den Talsandgebieten gebildet, die sich südlich der Kloppenburg-Bassumer Geest bis an das Wiehengebirge erstrecken und sich hier von Minden-Nienburg aus westwärts bis zum Dümmer See und zum Hase-Urstromtale verfolgen lassen. Und nehmen wir an, daß die Hunte in dieser Zeit durch die Leda mit der Ems in Verbindung stand und die jetzige Richtung zum Wesertal erst später eingeschlagen wurde, — die Abdachung des Hunte-Urstromtales nördlich von Huntlosen erfolgt sowohl nach NW. wie NNO. zu — daß also wirklich eine glaziale Hunte, die in die Ems mündete, existierte, so können wir doch nicht annehmen, daß sie auf die Ausgestaltung des weiten Hunte-Leda- Tales von entscheidendem Einfluß gewesen sei, da die geringe Breite des eigentlichen Huntetales zu der unseres breiten Haupttales in gar keinem Verhältnis steht.

Es ist auffallend, daß das südliche Ufer des Hunte-Leda-Tales, von Hude bis Börgerwald, trotz der zahlreichen Nebentäler als ein einheitliches Ufer erscheint, während der Geestrand im Norden des Tales höchst unregelmäßig gestaltet ist. Wenn wir berücksichtigen, daß die Abdachung der Geest vorwiegend sehr flach ist, so ist die Vorstellung eines Glazialstromes in diesem Gebiete mit großen Bedenken verknüpft, zumal hinzukommt, daß eine Reihe von Diluvialkuppen das Talsandgebiet durchragt. An keiner Stelle habe ich einen deutlichen Absatz des Taldiluviums gegen das Hö-

hendiluvium beobachten können, immer nur ein allmähliches Ineinander-Übergehen, während in dem schmalen eigentlichen Huntetale diese Erscheinungen deutlicher hervortreten.

Ich neige zu der Annahme, daß wir hier in der Hunte-Leda-Niederung ein präexistierendes Tal vor uns haben, wie wir das von anderen Tälern, z. B. dem der Ems, bereits wissen, und daß dieses Tal von den Abschmelzwässern des Inlandeises von neuem benutzt wurde. Die Frage könnte vielleicht entschieden werden, wenn sich, wie bei der Ems, nachweisen ließe, daß die Grundmoräne die alte Talsohle auskleidet.

Die Aufschlüsse, die ich bei meinen Begehungen kennen lernte, wie auch die ausgeführten Handbohrungen gaben mir über diese Frage keine Aufklärung. Ich konnte nur feststellen, daß das älteste fluviatile Diluvium an einigen Stellen in nahem Untergrunde ansteht, z. B. in den meisten Ziegeleien, in denen ein schwarzer Tonmergel (∂h) abgebaut wird, oder in Sand- und Kiesgruben (Steenfelde u. a. O.), wo unter dünner Geschiebesanddecke weiße einheimische Sande und Kiese (∂s, ∂g) abgebaut werden. Aus dem Gebiete des alluvialen Ledatales fehlen bisher tiefere Bohraufschlüsse.

Die Talsande bestehen aus meist etwas gelblichen mittelkörnigen steinfreien Sanden; nur in nächster Nähe des Höhendiluviums ließ sich hier und da steiniges Material in ihnen feststellen. Die Annahme, daß die Talsande in der Abschmelzperiode von den zahlreichen Schmelzwässern der Geesttäler in die Niederung geschwemmt wurden, und daß es nicht ein großer von Ost nach West gerichteter Strom war, der die Talsande ablagerte, hat viel Wahrscheinlichkeit für sich. Dachen sich doch, wie oben bereits gesagt, die Talsande vom Höhendiluvium allmählich ab, und zeigt doch auch die Höhenlage des Talsandes an den gegenüberliegenden Ufern sehr goße Unterschiede. Am Südrande des Urstromtales liegen die Talsande bis 8 m, am gegenüberliegenden Nordrande nur 3—5 m über N.N. Bei 8 m hohem Wasserstande im Gesamttale müßte also der größte Teil der ostfriesischen Geest überflutet gewesen sein, eine Annahme, die allen Vorstellungen von der Gestaltung eines Stromtales zuwiderläuft.

Im Urstromgebiete der Ems und Hase haben O. Tietze und ich[1]) des öfteren unter den Talsanden wenig mächtige moorige Bildungen angetroffen, die offenbar einen bestimmten zeitlichen Horizont darstellen. Bei der Begehung des Hunte-Leda-Tales konnte ich derartige Feststellungen nicht machen, ich glaube aber, daß man bei späteren Spezialaufnahmen auch hier auf gleichalterige moorige Bildungen unter Talsand stoßen wird, zumal ich solche auch letzthin am Rande der Jeverschen Geest vorfand. Vielleicht liegen hier interglaziale Bildungen vor, die verschiedenalterige Talsande oder Talsand und fluviatiles Diluvium von einander trennen. Soviel dürfte jedenfalls feststehen, daß diese humosen Bildungen für die Altersbestimmung auch der Urstromtäler eine große Bedeutung besitzen. Auf die Frage, in welche Phase der Eiszeit die Aufschüttung der Talsande in unserem Gebiete zu verlegen ist, werde ich in einer späteren Arbeit näher eingehen, nachdem ich die Untersuchung weiterer Urstromtalgebiete abgeschlossen habe. Es ist hierbei von großem Interesse, festzustellen, in welcher Weise sich die Abschmelzperiode der letzten Eiszeit, deren Moränen-Ablagerungen nach unserer heutigen Auffassung im Westen der Weser nicht mehr auftreten sollen, in den von der älteren Vereisung herrührenden Stromtälern im Westen der Weser geltend machte.

Die wichtigsten Ergebnisse meiner Untersuchungen fasse ich dahin zusammen:

1. Die Hunte-Leda-Niederung stellt ein von zahlreichen Mooren und Dünen bedecktes Urstromtal, eine Verbindung zwischen Weser- und Emstal, dar.
2. Das Hunte-Ledatal kann nicht als eine Fortsetzung des Aller-Wesertales, überhaupt nicht als eine Abzweigung der diluvialen Weser betrachtet werden, da die starke Kurve südlich von Oldenburg, die hier auftretenden zahlreichen, aus Höhendiluvium bestehenden Inseln und ferner eine im Taldiluvium

[1]) Siehe die Erläuterungen der Blätter Lingen und Meppen, Lief. 135 u. 156.

auftretende Wasserscheide einer solchen Annahme widersprechen.

3. Es ist nicht angängig, die Entstehung dieses großen Tales allein der glazialen Hunte zuzuschreiben und ein einheitliches, zur Ems führendes Hunte-Urstromtal anzunehmen, da das eigentliche Huntetal im Vergleich zu dem Haupttale nur ein kleines Nebental darstellt.
4. Das Hunte-Urstromtal kann anfänglich zur Ems gerichtet und erst später zur Weser abgelenkt sein, da es nahe der Wasserscheide in das Haupttal einmündet.
5. Die Gestaltung der Ufer, das Auftreten diluvialer Erhebungen im Talgebiet, die auffallenden Unterschiede in der Höhenlage der Talsande auf den gegenüberliegenden Ufern sowie die allmählichen Übergänge vom Höhen- zum Taldiluvium sprechen gegen die Annahme eines einheitlichen glazialen Urstroms.
6. Wie bei andern Tälern des westdeutschen Flachlandes ist auch die Niederung zwischen Weser und Ems vermutlich vorgebildet gewesen und von den Abschmelzwässern der für dies Gebiet letzten Vereisung wiederum als Stromtal ausgestaltet worden.
7. Die Aufschüttung der Talsande erfolgte aus den zahlreichen Tälern der diluvialen Höhen der nördlichen und südlichen Ufergebiete, wie deren Gestaltung, die allmähliche Abdachung des Taldiluviums und der Verlauf und die Gestaltung der zahlreichen kleinen Flüsse und Bäche im Talgebiet erkennen lassen.
8. Der Beginn der Postglazialzeit in diesen Gebieten ist gekennzeichnet durch Moorbildung (Waldmoore, Hochmoore) und durch Flugsandanhäufungen.

Berlin, den 12. Oktober 1912.

Über einige Ophiuren aus der Trias von Oberschlesien und Thüringen.

Von Herrn **Fr. Schöndorf** in Hannover.

Mit 4 Figuren.

Inhalt.

	Seite
1. Einleitung	215
2. Geschichtliches	216
Aspidura squamosa, E. Picard 1858	216
Ophioderma (Ophiarachna)? squamosa, H. Eck 1872	218
Acroura squamosa, K. Picard 1887	219
Aspidura squamosa. G. Boehm 1889	219
3. Beschreibung neuer Ophiuren aus Oberschlesien	219
4. Systematische Stellung	226
5. Geologisches Vorkommen	228
6. Bemerkungen über *Aspidura coronaeformis* E. Pic.	228
über *Acroura armata* K. Pic.	229
7. Zusammenfassung	230

1. Einleitung.

Im Jahre 1910 wurde bei Roitza bei Beuthen im Unteren Muschelkalk ein reiches Lager von Ophiuren aufgeschlossen und von Herrn Dr. P. Assmann für die Preuß. Geologische Landesanstalt ausgebeutet. Eine große Anzahl von Exemplaren kam aber auch in Privathände und von da später in die verschiedensten Museen, so daß diese schlesischen Ophiuren nunmehr in vielen Sammlungen vertreten sind. Das reichste Material befindet sich jedoch in der Geologischen Landesanstalt zu Berlin, für die Herr Assmann nach gefl. brieflicher Mitteilung etwa 200 Exemplare aufsammeln konnte. Diese Angaben lassen einen Schluß zu auf

die große Ergiebigkeit jener Lagerstätte, und so bestätigt auch dieser neue Ophiurenfund die vom Verfasser[1]) bereits an anderer Stelle für die Asteriden ausgesprochene Beobachtung, daß diese Echinodermen, da wo sie einmal vorkommen, in der Regel in großer Anzahl auftreten, eine Erfahrung, die bisher leider noch nicht genug praktisch ausgenutzt wird.

Eine kleine Auswahl aus dem reichen Materiale wurde dem Verfasser von Herrn P. Assmann zur Bestimmung zugesandt, und später stellte die Geologische Landesanstalt noch weitere Exemplare zur Verfügung, wofür auch an dieser Stelle bestens gedankt sei.

Bei der Bestimmung der vorliegenden Ophiuren, die sämtlich einer einzigen Art angehören, ergab sich, daß die Beschreibungen vieler triassischen Schlangensterne so außerordentlich mangelhaft waren, daß eine eingehendere Darstellung lohnend erschien, womit die nachstehende Abhandlung wohl gerechtfertigt erscheint.

2. Geschichtliches.

Die Ophiuren von Roitza gehören zu der bereits von E. Picard[2]) im Jahre 1858 aus dem Oberen Muschelkalk (Nodosenschichten) von Schlotheim in Thüringen beschriebenen *Aspidura squamosa* E. Pic. Die Originaldiagnose von E. Picard lautete folgendermaßen:

»Das zur Beschreibung vorliegende Exemplar ist von der Rückenseite sichtbar und zeigt ein den fünf Armen entsprechendes fünfeckiges Mittelschildchen von drei mm Durchmesser, umgeben von einer fünfteiligen Rosette, deren Durchmesser 10 mm beträgt. Die verhältnismäßig dünnen Arme liegen durch wulstige Erhebungen angedeutet unter dem Schildchen der Rosette und stoßen an die Ecke des fünfkantigen Mittelschildchens. Unter den Rippen hervortretend schlängeln sie sich wie die der lebenden Ophiuriden.

[1]) Fr. Schöndorf, Palaeozoische Seesterne Deutschlands. I. Die echten Asteriden der rheinischen Grauwacke. Palaeontographica, LVI. Bd., Stuttgart 1909, S. 98.

[2]) E. Picard, Über den Keuper bei Schlotheim in Thüringen und seine Versteinerungen. Zeitschr. f. d. ges. Naturwissensch., Berlin 1858, Bd. 11, Nr. V, S. 431.

Die wulstigen Arme messen von ihrem Ursprunge an 15—18 mm, während ihre Breite nur 1 mm beträgt. Mit den lebenden Ophiuriden verglichen dürfte diese Art hinsichtlich der Beschuppung der Arme den gemeinen Ophiuriden, *Ophiura lacertosa*, am nächsten stehen, nur fehlen an den seitlichen Schuppen die scharf gezähnten Ränder, dieselben scheinen bei unserer Art vielmehr umgebogen zu sein. Auch ist die Rückenschilderbildung derjenigen von *Ophiura lacertosa* nicht ähnlich. Mit der fossilen *Aspidura scutellata* Bl. aus dem Muschelkalk zusammengestellt, fällt die wesentlich verschiedene Gliederung der Rückenschilder sowohl als die schlankere Form der Arme schon bei oberflächlicher Vergleichung auf.«

Diese Beschreibung gibt weder für die generische noch spezifische Bestimmung der Ophiure irgendwelche Anhaltspunkte.

Das den »fünf Armen entsprechende Mittelschildchen von 3 mm Durchmesser« ebenso wie die »fünfteilige Rosette« kehrt fast bei allen fossilen Schlangensternen mehr oder minder deutlich wieder. Beide entsprechen nicht besonderen Skelettplatten der Dorsalseite, sondern sind lediglich bedingt durch den Erhaltungszustand. Nach dem Tode des Tieres sinkt die dorsale Körperhaut, mag sie nun größere Schüppchen enthalten oder nicht, mit fortschreitender Verwesung der inneren Weichteile naturgemäß ein, was nach der Einbettung des toten Tieres in den Schlamm durch den Druck der überlagernden Gesteinsmassen noch wesentlich befördert wird. In den Radien, wo die Armwirbel sich bis ins Innere der Körperscheibe fortsetzen, findet die einsinkende Körperhaut auf den massiven Armwirbeln ein starkes Widerlager, das ein weiteres Einsinken verhindert. Das Gleiche ist interradial in unmittelbarer Nachbarschaft des Zentrums der Fall, wo die Wirbel je zweier benachbarten Arme in den Mundecken zusammenstoßen. Außerhalb der Mundeckstücke ist dem Einsinken jedoch keine Grenze gesetzt, und so erscheint die Scheibe hier dorsal stark komprimiert, in gleicher Weise wie im Zentrum selbst, das der ventral gelegenen Mundöffnung entspricht. Auf diese Weise kommt dann das »fünfteilige Mittelschildchen«, das eingedrückte Zentrum,

und die »fünfteilige Rosette«, die eingedrückten interbrachialen Räume, zustande.

Die Angabe betreffs Länge und Breite der Arme ist ebenfalls für eine spezifische Bestimmung nicht ausreichend. Die Arme sind sehr verschieden breit an ihrer Basis sowohl wie an ihrem Ende, ebenso sehr verschieden lang oft an ein und demselben Individuum. Wenn es sich bei diesen Maßen nicht um ganz auffallende Gegensätze zwischen Länge und Breite handelt, dürfte dieses Merkmal gänzlich ohne Bedeutung sein, zumal die Arme der Schlangensterne auch am lebenden Tiere leicht abbrechen und die Stummel wieder regeneriert werden.

An anderer Stelle[1]) gibt E. Picard an, daß bei *Aspidura squamosa* »die Rückenschildchen zwischen je zwei Armen zwei kleine Bogen mit einer Einbiegung bilden«. Diese »Einbiegung« scheint allerdings bei Betrachtung verschiedener Dorsalseiten (vergl. Textfigur 1 S. 220) sehr charakteristisch zu sein; sie ist aber nichtsdestoweniger gleichfalls nur der starken Kompression zuzuschreiben. Sie ist niemals in der Ventralansicht sichtbar, und gelegentlich bemerkt man auch Dorsalseiten, denen sie vollkommen fehlt.

Nach diesen Bemerkungen über die Originalbeschreibung von E. Picard ergibt sich, daß die von ihm gegebene Diagnose von *Aspidura squamosa* für die Erkennung und systematische Stellung dieser Art vollkommen unzureichend ist. Ein Wiedererkennen wird nur ermöglicht durch die gleichzeitig veröffentlichte Abbildung und die Angabe des Fundortes und des geologischen Vorkommens. Charakteristisch für die Art ist die starke Entwicklung der Lateralschilder, die auch an den schlesischen Ophiuren zu konstatieren ist, weshalb sie der Picard-schen Spezies zugerechnet wurden.

Später beschrieb H. Eck[2]) andere ihm von E. Picard mitgeteilte Exemplare als *Ophioderma* (*Ophiarachna*)*? squamosa* Pic. sp. Er wies den Besitz paariger Radialschilder und die Granula-

[1]) a. a. O. S. 432. Desgl. Tafel IX, Fig. 1 a.

[2]) H. Eck, Rüdersdorf und Umgegend. Abh. zur Geol. Spezialk. von Preußen. Bd. I, Heft 1. Berlin 1872. S. 85. Tafel II, Fig. 3, 3 a.

tion der dorsalen Körperscheibe nach. Im Jahre 1887 machte K. PICARD[1]) neue Funde von Ophiuren aus der Gegend von Schlotheim bekannt und beschrieb die bisher unbekannte Ventralseite, die Stachelbewaffnung der Seitenschilder, die Bursalspangen (»Knochenleisten der Genitalspalten«) und das Mundskelett mit den dasselbe z. T. bedeckenden »Mundschüppchen«. Das Original zu *Aspidura squamosa* E. PIC. war inzwischen verloren gegangen, trotzdem rechnete K. PICARD seine Funde zu der gleichen Art, weil der ältere PICARD sie »als den im Jahre 1858 gemachten entsprechend »erkannte« und beide »im Aufbau der Scheibe und der Arme« vollkommen übereinstimmen«. Wegen der »Stachelschüppchen auf den Lateralschuppen« stellte K. PICARD die Art zu *Acroura* AG. In einer Zusammenstellung der wesentlichsten Merkmale[2]) hebt er besonders den dreiseitigen Querschnitt der Arme hervor, sowie die im Vergleich mit anderen verhältnismäßig geringe Breite der Armwirbel an der Basis der Arme.

Erwähnt wird *Aspidura squamosum* E. PIC. auch von G. BOEHM[3]) zugleich mit dem Bemerken, daß diese Art zu *Aspidura* sicher nicht gehöre.

3. Beschreibung neuer Ophiuren aus Oberschlesien.

Der Erhaltungszustand.

Die Erkennung des Erhaltungszustandes ist für die richtige Beurteilung der Organisation des Tieres außerordentlich wichtig.

Die Tiere liegen teils auf der Dorsal-, teils auf der Ventralseite (vergl. Textfigur 1), so daß die jeweilig entgegengesetzte Körperseite dem Beschauer nicht sichtbar ist. Fast sämtliche Individuen sind in einem feinen weichen Mergel eingebettet, der sich in Wasser leicht auflockert und ein bei der Zartheit der Objekte allerdings nicht ungefährliches Abheben der Ophiuren gestattet. Das Gleiche hat in der Natur auch die Verwitterung besorgt, und

[1]) K. PICARD, Über Ophiuren aus dem Oberen Muschelkalk bei Schlotheim in Thüringen. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. XXXVIII. Bd., 1886, S. 879 f. Tafel XXVIII, Fig. 4—7.

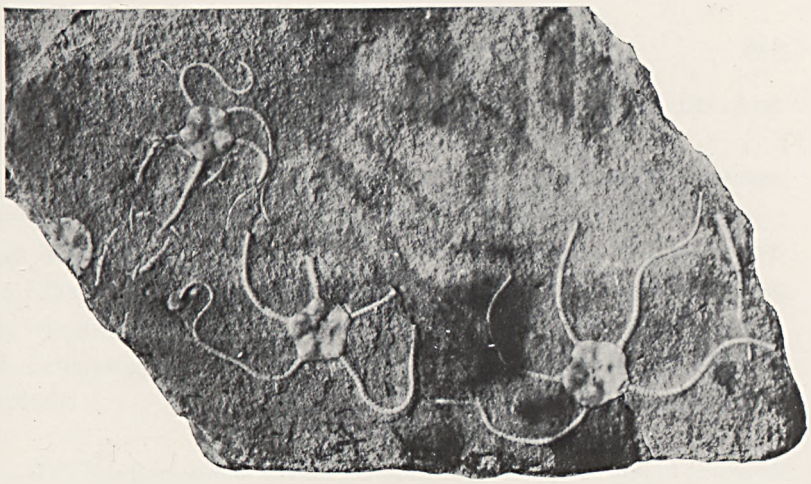
[2]) a. a. O. S. 881.

[3]) G. BOEHM, Ein Beitrag z. K. fossiler Ophiuren. Ber. d. naturf. Ges. Freiburg i. B. 1889. IV. Bd., S. 265.

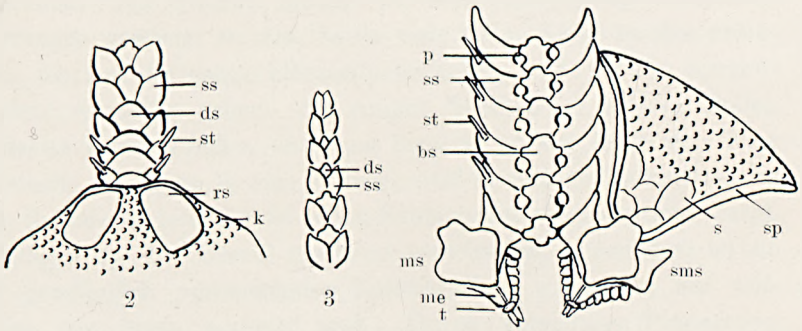
so sind die Schichtflächen mit vielfachen Abdrücken der Arme und der Scheibe von Ophiuren bedeckt, deren Skelettplatten längst verschwunden sind. Nur ganz wenige Exemplare sind in dem festeren Kalke eingeschlossen und dann nur sehr schwer zu präparieren. Eine Unterscheidung der Dorsal- und Ventralseite ist hier nicht schwierig, wie es gelegentlich von anderen Funden angegeben wurde, zumal dann nicht, wenn man die Stücke auch nur ganz oberflächlich präpariert hat. Die einheitliche Skelettierung der dorsalen Körperseite, die dorsal geschlossenen Armplatten, lassen gegenüber dem ventral stark hervortretenden Mundskelett, den infolge dunklerer Färbung vom Gestein stets deutlich sich abhebenden Ambulacralporen gar keinen Zweifel, welche Körperseite man vor sich hat.

Auf der Dorsal- sowohl wie auf der Ventralseite macht sich eine starke Kompression und Schrumpfung (die Dicke der Körperscheibe beträgt noch nicht 1 mm) bemerkbar, was zu der eigenartigen Ausbildung einer »fünfteiligen Rosette« und eines mehr oder minder deutlichen »Mittelschildchens« auf der Oberseite (vergl. Textfigur 1), zu dem Heraustreten der »Knochenleisten der Genitalspangen aus den an den Seiten der Arme liegenden länglichen Genitalschlitzen« geführt hat. Da diese Verhältnisse bereits vorher (vergl. diese Arbeit S. 217) besprochen sind, erübrigt es sich, näher darauf einzugehen. Keinesfalls dürfen derartige, nur durch den Erhaltungszustand bedingte Erscheinungen für eine spezifische oder generische Definition verwandt werden, wie es sehr oft geschehen ist.

Die Arme sind meist nicht mehr vollständig erhalten, sondern distalwärts mehr oder weniger abgebrochen. Entsprechend ihrer leichten horizontalen Beweglichkeit sind sie hin- und hergebogen, was den Ophiuren gegenüber den Asteriden stets ein sehr zierliches Aussehen gibt. Je nachdem, ob die Rücken- und Seitenschilder dicht zusammenschließen oder etwas gespreizt sind, kommt ein verschiedener Umriß der Arme zustande. Schließen alle Platten fest zusammen, so erscheint der Arm in der Mehrzahl der Fälle rund, stehen die Seitenschilder etwas ab, so werden die Arme breiter, ragen die Rückenschilder, wie es namentlich an der



Figur 1. **Ophioderma squamosum E. Picard sp.**
Aus dem Unteren Muschelkalk von Roitza bei Beuthen. Original in der Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt zu Berlin. Drei Exemplare von der Dorsalseite, in natürl. Größe. Arme hin und hergebogen, distalwärts abgebrochen. Die starke Schrumpfung des Tieres macht sich durch die Einbiegung der Interradien und die Ausbildung eines fünfseitigen »Mittelschildchens« bemerkbar.



Figuren 2 und 3. **Ophioderma squamosum E. Picard sp.** ca. 5 × nat. Gr.
Figur 2. Ansicht des proximalen Teiles eines Armes und der anschließenden Körperscheibe von der Dorsalseite.
ds = Dorsalschilder, ss = Seitenschilder, rs = Radialschilder
st = Stacheln der Seitenschilder (nur angedeutet)
k = Kalkschüppchen, die »Granulation« der dorsalen Körperscheibe bedingend.
Figur 3. Ansicht eines distalen Armabschnittes von der Dorsalseite. Bezeichnungen wie vorher.

Figur 4. **Ophioderma squamosum E. Picard sp.** ca. 10 × nat. Gr.
Ansicht eines Radius und eines Interradius von der Ventralseite. bs = Bauchschild, ms = Mundschild, me = Mundeckstücke, p = Ambulacralpore. Die Ambulacralschuppen sind fortgelassen. sp = Genitalspangen, s = größere Ventralschuppen, ss = Seitenschild, sms = Seitenmundschild, st = Stacheln der Seitenschilder, t = Torus angularis mit den »Zähnen«.

Basis der Arme der Fall ist, etwas vor, so erscheint der Arm dreiseitig und gekielt.

Betreffs des durch den Erhaltungszustand bedingten Umrisses der Körperscheibe ist das Wesentliche ebenfalls bereits vorher gesagt worden. In den von K. PICARD gegebenen Abbildungen ist die »Einbiegung« der Körperscheibe vollkommen verschwunden, da, wie schon vorher bemerkt, auch diese Erscheinung nur durch die Erhaltung veranlaßt war und sich nicht bei allen Exemplaren vorfindet.

Die Körperscheibe.

Die Körperscheibe besitzt einen rundlichen, nach außen schwach konvexen Umriß, der stets von der Ventralseite, seltener von der Dorsalseite her zu erkennen ist. Der Rand der Scheibe zeigt in den Radien, wo die Arme gelenken, eine schwache Einbiegung.

Die Dorsalseite läßt in der Regel größere Skelettplatten nicht erkennen. Die Scheibe scheint nur von einer beweglichen Haut überzogen gewesen zu sein, in der viele kleine Kalkkörnchen steckten, die fast die ganze Oberseite bedecken und ihr ein »granuliertes« Aussehen geben. An einigen Stücken ist die Granulation teilweise verschwunden, und man bemerkt an der Basis der Arme jederseits derselben je eine größere, oval-viereckige Kalkplatte, die den Radialschildern der lebenden Schlangensterne entspricht (vergl. Textfigur 2). Ihr Umriß erscheint verschieden, je nachdem ob die sie gewöhnlich verdeckenden Kalkkörnchen ganz oder nur teilweise von ihnen entfernt sind. Durch vorsichtige Präparation gelang es, ihren Rand freizulegen und dadurch ihre Form zu ermitteln. Es sind oval-vierseitige Schilder, die mit ihrer Spitze an der Basis der Arme fast zusammen stoßen, nach dem Zentrum zu aber divergieren. Zwischen ihnen liegt die mit kleinen Kalkkörnchen erfüllte Körperhaut, sie ein wenig an Dicke überragend. Zuweilen sind die Radialschilder von feinen Rissen, die den Spaltflächen des Kalkspates parallel gehen, durchzogen, so daß es den Anschein hat, als ob mehrere Platten an Stelle der Radialschilder lägen. In einem Falle schien es auch, als ob die Radialschilder jedes Radius mit einer größeren Fläche zusammenstießen in ähn-

licher Weise, wie es G. Boehm[1]) von *Ophiocten ferrugineum* Boehm abbildet, doch ist dies wohl nur eine Täuschung infolge der gleichartigen Beschaffenheit der anschließenden, abgeriebenen Kalkplättchen.

Die ganze übrige Oberseite der Scheibe wird von den kleinen Kalkkörnern so dicht bedeckt, daß meist keinerlei größere Dorsalschilder wahrzunehmen sind, was H. Eck[2]) z. B. veranlaßte, diese Form nicht zu *Amphiura* Forb., sondern vielmehr zu *Ophioderma* M. u. Tr. oder *Ophiarachna* M. u. Tr. zu rechnen. An einigen Stellen, wo die Kalkkörner stark abgerieben sind, hat es den Anschein, als ob unter ihnen tatsächlich größere Dorsalschilder lägen, doch reichte das mir zur Untersuchung vorliegende Material nicht aus, um hierüber volle Klarheit zu erlangen.

Die Ventralseite (vergl. Textfigur 4) ist gegenüber der Dorsalseite stets daran leicht kenntlich, daß einmal die Arme über die Scheibe bis fast zum Zentrum hin verlaufen, sodann daran, daß die Mundöffnung einen zentral gelegenen, stark vertieften, radial vorspringenden »fünfstrahligen Stern« bildet.

Die Mundöffnung wird umgeben von fünf interradial weit zentralwärts vorspringenden Mundecken, deren Rand mit zahlreichen kleinen Kalkplättchen besetzt ist. Man zählt 6—7 derartige Kalkplättchen zu beiden Seiten jeder Mundecke. Diese Kalkplättchen entsprechen den Mundpapillen der lebenden Ophiuren. Die Mundecke wird gebildet von den beiden Mundeckstücken [me]. Vor ihnen, d. h. dem Zentrum zu gerichtet, liegt eine kleine unpaare Platte, der Torus angularis (t), der seinerseits wieder etwas längere Mundpapillen trägt. Dieser Torus ist an den vorliegenden Exemplaren mehrfach recht gut zu beobachten, vor allem dann, wenn die Papillen teilweise abgefallen sind. In vielen Fällen entzieht sich diese Platte aber schon infolge ihrer Kleinheit der Beobachtung, und so fehlt sie in den Abbildungen fossiler Ophiuren in der Regel vollkommen.

Auffallend groß ausgebildet sind bei *Aspidura squamosa* Pic. die fünf Mundschilder [ms], die etwa die Form einer stumpfen

[1]) a. a. O. Tafel IV, Fig. 8.
[2]) a. a. O. S. 85.

Lanzenspitze haben. Sie werden umgeben von den Seitenmundschildern [sms], welche sie links und rechts einfassen und sich distalwärts in die Seitenschilder [ss] der Arme fortsetzen. Hin und wieder bemerkt man auf einem der Mundschilder eine kleine rundliche Vertiefung. Vielleicht entspricht dieses Mundschild der Madreporenplatte der Lebenden. Doch bedarf diese Beobachtung noch genauerer Nachprüfung. Die Seitenschilder tragen lange Stacheln [st], die innerhalb der Scheibe oft noch erhalten, an den Armen jedoch vielfach abgefallen sind. Ob diese Stacheln den Platten anlagen oder von ihnen abstanden, was bei den lebenden Schlangensternen ja bekanntlich in der Systematik eine Rolle spielt, läßt sich am fossilen Materiale nicht mehr feststellen. Die Stacheln stehen auf dem Außenrande der Seitenschilder in vertikaler Reihe derart, daß meist nur der erste Stachel in der Ventralansicht sichtbar ist, während die beiden anderen — es scheinen jedesmal nur drei Stacheln auf jeder Platte zu stehen — seitlich vorragen. Die Form der Seitenschilder wird bedingt durch ihre Gelenkung mit den übrigen Ventralplatten und ihre Beteiligung an der Begrenzung der Ambulacralporen.

Sie sind im großen und ganzen halbmondförmig. Die konkave Seite ist der Armmitte zugekehrt und trägt in der Mitte etwa einen kleinen Vorsprung als Gelenkfläche mit dem zugehörigen Bauchschild [bs]. Die Gestalt der Bauchschilder wird gleichfalls wesentlich beeinflußt durch ihre Beteiligung an der Umgrenzung der Ambulacralporen. Ihr Umriß ist aus Fig. 4 auf S. 220 ersichtlich. Die Bauchschilder liegen in der Medianlinie der Arme, und zwar überdeckt jedes proximale mit seinem distalen Rande ein wenig das nächstfolgende, wodurch das Distalende jedes Bauchschildes ventralwärts etwas über die Oberfläche vorragt.

Der Rand der Ambulacralporen [p] ist von kleinen Kalkplättchen, den Ambulacralschuppen, umgeben. Diese Ambulacralschuppen dienen zum Schutze der austretenden Ambulacralfüßchen. In den meisten Fällen sind diese Schuppen am fossilen Materiale nicht mehr vorhanden, da wo sie aber beobachtet wurden, hat man sie oft mißgedeutet. Immerhin lassen sie sich bei einiger Aufmerksamkeit durch sorgfältige Präparation mit der

Nadel freilegen. Eine größere, weit vorragende, stark gekrümmte Schuppe steht auf dem der Pore zugewandten Rande des Seitenschildes, während der Rand des Bauchschildes etwa drei kleinere Kalkschüppchen trägt.

Im ganzen zählt man innerhalb der Körperscheibe fünf Ambulacralporenpaare. Die erste Ambulacralpore, die bei den lebenden Schlangensternen zwischen dem ersten[1]) deutlich erkennbaren Bauchschild und den zugehörigen Seitenschildern liegt, ist an den fossilen Exemplaren in der Regel nicht sichtbar, da sie von dem Seitenrande der Mundecken überragt und verdeckt wird und eine Präparation dieser Partie ohne Verletzung der Skelettplatten äußerst schwierig ist.

Die Arme sind lang und schlank und wie bei den lebenden Schlangensternen vielfach hin- und hergebogen (vergl. Textfigur 1). Dorsal werden sie von drei Plattenreihen bedeckt, deren mittelste, in der Medianlinie gelegen, die Dorsalschilder, deren beide seitlichen die Seitenschilder enthält.

Die Dorsalschilder sind verschieden gestaltet im proximalen und distalen Teile der Arme. Die an der Basis der Arme gelegenen drei oder vier ersten Dorsalschilder sind breit, vorn stark gerundet und dominieren auffallend gegenüber den Seitenschildern, die nur als schmale Leisten neben ihnen hervortreten. Die drei oder vier ersten Dorsalschilder berühren einander unmittelbar, indem das vorhergehende sich mit seinem distalen Rande über das folgende etwas hinüberlegt. Im weiteren Verlauf der Arme entwickeln sich die Seitenschilder stärker, schließen an der Basis jedes Armgliedes zusammen und engen die Dorsalschilder immer mehr ein, so daß diese schließlich zu schmalen, länglichen Plättchen (vergl. Textfigur 3) mit scheinbar »dreiseitigem Umriß« werden, wie in den älteren Beschreibungen angegeben wird. Der distale Rand der Dorsalschilder erscheint in den meisten Fällen bei

[1]) Wenn hier von dem »ersten« Bauchschild die Rede ist, so ist damit da innerste an der Basis der Armwirbel gelegene Bauchschild, das als solches seiner Form und Lage nach erkannt werden kann, gemeint. Daß dieses innerste Bauchschild des erwachsenen Tieres genetisch nicht das »erste« ist, das im Lauf der Entwicklung des Schlangensterns angelegt wird, ist durch die Untersuchung lebender Ophiuren nachgewiesen.

scharfer Vergrößerung nicht einfach gerundet, sondern mit drei stumpfen Vorsprüngen versehen, wie es aus Textfigur 2 und 3 ersichtlich ist. Distalwärts werden die Dorsalschilder immer kleiner und kleiner, markieren sich schließlich nur noch als winzige buckelartige Vorsprünge in der von den zusammenschließenden Seitenschildern gelassenen Lücke, bis sie am Ende der Arme vollständig verschwinden[1]).

Das Verschwinden der Dorsalschilder am Ende der Arme deutet darauf hin, daß die Dorsalschilder eine spätere Erwerbung sind als die Seitenschilder, die an den jüngeren Armgliedern, die bekanntlich am Ende der Arme liegen, bereits vorhanden sind, wenn die Dorsalschilder noch fehlen.

Die Armglieder nehmen distalwärts an Länge zu, und während die proximalen so breit oder breiter als lang sind, übertrifft bei den distalen, den jüngeren Armgliedern die Länge die Breite oft um das Doppelte, eine Erscheinung, die wiederum mit den an rezenten Ophiuren[2]) gemachten Befunden übereinstimmt. Auch dieses Merkmal kann nicht, wie es geschehen ist, für systematische Zwecke verwandt werden.

Die Seitenschilder tragen kleine Stacheln am Vorderrande. Von oben gesehen ist in der Regel nur je ein Stachel sichtbar, die andern liegen an der Seite der Arme. An den proximalen Seitenschildern sind diese Stacheln oft noch recht gut erhalten, während sie den distalen meist vollkommen fehlen. Doch ist einigen Funden nach mit Sicherheit anzunehmen, daß auch letztere Stacheln trugen und nicht nackt waren, wie zuweilen angegeben wird.

Gegen das Ende werden die Arme so dünn, daß trotz starker Vergrößerung einzelne Platten kaum mehr zu unterscheiden sind, da ihre Trennungsnähte vollkommen verschwinden. Eine »einfache kegelförmige Spitze« des letzten Armwirbels, wie sie K. Picard[3])

[1]) Vergl. auch die Angaben von G. Boehm, a. a. O. S. 50, Tafel V, Fig. 2, betreffs *Ophiomusium ferrugineum* n. sp.

[2]) Bronn's Klassen und Ordnungen usw. Schlangensterne, S. 792.

[3]) K. Picard, a. a. O. S. 879, Tafel XXVIII, Fig. 6.

beobachtet haben will, war nirgends zu erkennen, und es ist sehr zweifelhaft, ob das Terminalstück in Wirklichkeit eine derartige Beschaffenheit besitzt. Wahrscheinlich hat K. Picard das Ende der Arme gar nicht gesehen, denn trotz der außerordentlich feinen Zuspitzung derselben, die das Ende vortäuschen könnte, sind sämtliche Arme der von mir untersuchten Exemplare abgebrochen, wie eine genaue Untersuchung bei starker Vergrößerung sicher erkennen läßt.

Die Unterseite der Arme zeigt eine ähnliche Beschaffenheit, wie sie bereits vorher von den noch innerhalb der Scheibe liegenden Armgliedern beschrieben wurde. In der Regel ist jedoch der außerhalb der Scheibe liegende Teil der Arme stark abgerieben, die Stacheln der Seitenschilder, desgleichen die Schuppen der Ambulacralporen sind verschwunden, die Bauchschilder werden kleiner und erscheinen dann durch die seitlich gelegenen, meist infolge der sie ausfüllenden Gesteinsmasse stark hervortretenden Ambulacralporen sanduhrartig eingeengt, so daß im distalen Armteile schließlich eine entfernte Ähnlichkeit mit der Dorsalseite entstehen kann. Den letzten Armgliedern fehlen Bauchschilder vollkommen, die Seitenschilder schließen auch ventral dicht zusammen. So zeigt sich die in der Entwicklung der lebenden Ophiuren beobachtete Tatsache, daß die Bauchschilder erst nach den Seitenschildern entstehen, wiederum auch am fossilen Materiale nachweisbar.

Größe: Länge der freien erhaltenen Arme = 24, 28, 26, 33 mm,
Radius der Scheibe (im Interradius gemessen) = 4—5 mm,
Breite der Arme an ihrer Basis = 1,5 mm.

Die Länge der Arme ist sehr verschieden, da sämtliche Individuen lädiert sind. Der Radius der Scheibe zeigt an ein und demselben Individuum je nach der stärkeren oder schwächeren Einschrumpfung sehr verschiedene Werte, die aber alle zwischen 4 und 5 mm schwanken.

4. Systematische Stellung.

Die Systematik der fossilen Ophiuren ist außerordentlich unsicher. Es kann dies kein Wunder nehmen, sind doch die wenig-

sten Funde so beschrieben, daß man mehr als eine rohe Abbildung und eine oberflächliche Anordnung der größeren Skelettplatten kennt, von ihrer genaueren Form ganz zu schweigen. Dazu kommt, daß auch die Systematik der lebenden Ophiuren sehr viel zu wünschen übrig läßt. Viele der Merkmale, die für die Bestimmung der lebenden Schlangensterne wichtig sind, z. B. Form und Art der Anheftung der Stacheln usw., sind für fossile Schlangensterne aus den vorher schon erwähnten Gründen vollkommen wertlos. Infolgedessen kann auch die Einreihung einer fossilen Ophiure in rezente Gattungen immer nur mit gewissem Vorbehalt geschehen. Von den fossilen Genera ist aber der weitaus größte Teil überhaupt unhaltbar, wie es auch schon G. Boehm in seiner mehrfach zitierten Abhandlung ausgesprochen hat.

E. Picard stellte die Art zu *Aspidura* Ag., deren Typus *Aspidura loricata* Goldf. aus dem Muschelkalk ist. Diese Form ist jedoch in ihrer Skelettierung so grundverschieden von der Picard'schen Spezies, daß deren Zurechnung zum gleichen Genus für jeden Ophiurenkenner vollkommen unhaltbar ist und weiter keiner Widerlegung bedarf.

K. Picard rechnete *squamosa* dann zu *Acroura* Ag., deren Typus *Ophiura prisca* Münster ist. *Ophiura prisca* Münster ist, wie G. Boehm[1]) gezeigt hat, eine nicht genauer zu definierende Art, und demnach hat Quenstedt[2]) recht, »daß man nicht begreife, wie Agassiz auf die schlechte Zeichnung hin ein besonderes Genus daraus machen mochte«.

Eck stellte die Picard'sche Spezies zu *Ophioderma (Ophiarachna?)* M. u. Tr. *Ophiarachna* M. u. Tr. besitzt ein kleines Supplement-Mundschild, das distalwärts des großen Mundschildes gelegen ist. Dies stimmt mit dem Befunde der fossilen Exemplare nicht überein. Dagegen könnte die Art sehr wohl zu *Ophioderma* M. u. Tr.[3]) gehören, deren Scheibe granuliert ist und an der Einlenkung jedes Armes eine kleine Einbuchtung besitzt. Ob die

[1]) a. a. O. S. 254.

[2]) Quenstedt, Petrefaktenkunde Deutschlands, IV. Bd., S. 149.

[3]) Bronn's Klassen und Ordnungen des Tierreichs, II. Bd., 3. Abtlg. 3. Buch Schlangensterne, S. 915.

übrigen Merkmale von *Ophioderma* sich auch an der fossilen Spezies wiederfinden, konnte z. Zt. aus Mangel an rezentem Vergleichsmaterial nicht festgestellt werden. Die schlesischen Ophiuren mögen demnach vorläufig zu *Ophioderma* M. u. Tr. gestellt werden.

5. Geologisches Vorkommen.

Unterer Wellenkalk von Roitza bei Beuthen in Ober-Schlesien.

Bisher war *Ophioderma squamosum* E. Pic. spec. nur aus dem Oberen Muschelkalk (Schichten mit *Ceratites nodosus* de Haan) von Thüringen bekannt.

6. Bemerkungen über Aspidura coronaeformis E. Picard und Acroura armata K. Picard.

Aspidura coronaeformis E. Picard.

1858. *Aspidura coronaeformis* E. Picard. Über den Keuper bei Schlotheim usw. Zeitschr. f. ges. Naturw., Bd. 11, S. 431, Tafel IX, Fig. 2.
1872. *Ophioderma (Ophiarachna?) squamosa* Eck. Rüdersdorf usw. Abh. z. Geol. Spez.-Karte von Preußen. Bd. I, S. 85.
1886. *Aspidura coronaeformis* K. Picard. Ophiuren usw. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. XXXVIII. Bd., S. 877.
1886. *Acroura (?) coronaeformis* K. Picard. Ophiuren usw. Ebenda, Erklärung zu Tafel XXVIII.
1887. *Aspidura coronaeformis* K. Picard. Über zwei interessante Versteinerungen aus dem Unteren Muschelkalk bei Sondershausen. Zeitschr. f. ges. Naturw. LX. Bd., S. 78. Halle a. S.
1887. *Acroura (?) coronaeformis* K. Picard. Ebenda, S. 78.
1889. *Aspidura coronaeformis* G. Boehm. Fossile Ophiuren. a. a. O. S. 260.

Gleichzeitig mit *Aspidura squamosa* beschrieb E. Picard aus den Nodosenschichten von Schlotheim in Thüringen eine andere Form, der er wegen der kronenartigen Anordnung der Armschuppen auf der Dorsalseite der Arme den Namen *Aspidura coronaeformis* gab. Letztere unterscheidet sich von *Asp. squamosa* »durch die Größenverhältnisse der Arme zu denen des Rückenschildchens«, indem die Arme »verhältnismäßig dicker« sind, während das Rückenschildchen »nicht soviel Durchmesser zeigt wie bei *Asp. squamosa*«. Besonders charakteristisch sei jedoch die »Beschuppung der Arme«, »deren Glieder bei gegenwärtiger Art aus drei Teilen bestehen und die Form einer Krone zeigen«.

Während bei *Asp. squamosa* »die Rückenschildchen zwischen je zwei Armen zwei kleine Bogen mit einer Einbiegung bilden, so ist der Umriß desselben bei gegenwärtiger Art fast kreisrund und macht nur eine sanfte Schwingung zwischen je zwei Armen«.

Diese Diagnose von *Aspidura coronaeformis* E. Pic. ist nach dem vorher bei *Asp. squamosa* betr. des Umrisses der Körperscheibe, der Form und Beschuppung der Arme usw. Gesagten vollkommen unbrauchbar, zumal auch die von E. Picard gegebene Abbildung keinerlei Einzelheiten erkennen läßt. Diese Spezies ist demnach hinfällig. Mit Eck (a. a. O. 1872) kann man sie als Jugendform von *Asp. squamosa* ansehen.

K. Picard (a. a. O. 1886, S. 881) gibt in einer vergleichenden Zusammenstellung an, daß die Arme von *Asp. coronaeformis* im Gegensatz zu denen von *Asp. squamosa* gerundet, nicht dreiseitig, die Armwirbel am adoralen Ende der Arme breiter als lang seien. Auch diese Unterschiede sind nach dem über *squamosa* Gesagten vollkommen hinfällig. Im übrigen ist aus den beiden von K. Picard veröffentlichten Arbeiten nicht recht zu ersehen, ob er *Aspidura coronaeformis* mit *Acroura* (?) *coronaeformis* vereinigen oder als zwei verschiedene Arten behandelt wissen will. Letzteres ist natürlich nicht möglich. Betreffs *Acroura* Ag. vergleiche vorher S. 227.

Aspidura coronaeformis E. Pic. wird demnach als selbständige Art zu streichen und mit *Ophioderma squamosum* E. Pic. spec. zu vereinigen sein.

Acroura armata K. Picard.

1886. *Acroura armata* K. Picard. Ophiuren usw. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. XXXVIII. Bd, S. 880, Tafel XXVIII, Fig. 8—10.

1887. *Acroura* (?) *armata* K. Picard. Über zwei interessante Versteinerungen usw. Zeitschr. f. d. ges. Naturw. LX. Bd., S. 78. Halle a. S.

Als *Acroura armata* sp. n. trennte K. Picard zwei Exemplare von *Aspidura squamosa* E. Pic. ab, deren Dorsalschuppen »sich mit einem dornigen Fortsatz über die sie seitlich begrenzenden Lateralschuppen« erheben. Der Arm erscheine demnach, »im Profil gesehen, dornig gekielt, während bei den beiden anderen

Arten die Dorsalschuppe stets von den Seitenschuppen so bedeckt wird, daß sie im Profil kaum zu bemerken ist«.

Ein Exemplar von *Acroura armata* K. Pic. liegt zur Untersuchung zwar nicht vor, aber es besteht, wenn man die Abbildungen derselben vergleicht, wohl kein Zweifel, daß *Acroura armata* nur ein besonderer Erhaltungszustand von *Aspidura squamosa* E. Pic. ist. Das »dornige« Hervortreten der Dorsalschilder läßt sich auch an anderen Arten beobachten, wenn nämlich die distale Spitze der Dorsalschilder etwas weiter über die Seitenschilder vorragt. Bei der sonstigen sehr großen Übereinstimmung mit *Aspidura squamosa* E. Pic. dürfte die Abtrennung einer besonderen Spezies wohl nicht berechtigt sein.

Betreffs Zurechnung zum Genus *Acroura* Ag. ist das Wesentlichste bereits vorher S. 227 gesagt worden.

7. Zusammenfassung.

1. Die Ophiuren aus dem Unteren Muschelkalk von Roitza gehören zu *Ophioderma squamosum* E. Pic. sp., die bisher nur aus den Ceratitenschichten von Schlotheim in Thüringen bekannt war.
2. Die Skelettierung stimmt in allen wesentlichen Merkmalen mit der der Lebenden überein.
3. Paarige Radialschilder an der Basis der Arme sind vorhanden, sie werden gewönlich nur durch die dichte Granulation der Dorsalseite verdeckt.
4. Die Ambulacralporen sind von Ambulacralschuppen umgeben.
5. Die Seitenschilder tragen vorwärts gerichtete, übereinander stehende Stacheln.
6. Die Mundschilder sind unpaar, auffallend kräftig entwickelt, von typischen Seitenmundschildern umgeben.
7. Die Mundecken werden gebildet von paarigen Mundeckstücken und einem unpaaren Torus angularis, der die Mundpapillen trägt.
8. Das Fehlen der Dorsal- und Ventralschilder im distalen Teile der Arme deutet darauf hin, daß sie genetisch erst nach den Seitenschildern gebildet werden.

9. Das Genus *Acroura* Ag. ist unhaltbar, die thüringer und schlesischen Ophiuren gehören wahrscheinlich zum lebenden Genus *Ophioderma* M. u. Tr.
10. *Aspidura coronaeformis* E. Pic. und *Acroura armata* K. Pic. sind als selbständige Arten zu streichen und spezifisch mit *Ophioderma squamosum* E. Pic. spec. zu vereinigen.

Hannover, den 16. Juli 1912.

Ein Stegocephalen-Schädel von Helgoland.

Von Herrn **Henry Schroeder** in Berlin.

Hierzu Tafel 15—21.

Das einzige von dem roten Felsen Helgolands bisher bekannte Fossil war die Rippe eines Labyrinthodonten, die von MEYN im Jahre 1854 gefunden wurde. DAMES[1]) hat die über dieses Objekt vorhandenen Äußerungen des Finders zusammengestellt und über seine Lagerstätte und seine zoologische Bestimmung Angaben gemacht.

MEYN schrieb 1854[2]):

»Dem Verfasser dieser Zeilen gelang es zum ersten Mal, in diesem Jahre die Rippe eines Sauriers aus dem roten Felsen zu lösen, und so mag es nicht unwahrscheinlich sein, daß auch die Fußtritte des Chirotheriums dereinst auf den Wellenspuren des Sandsteins gefunden werden«. Später, 1864, hat er der Wiederholung dieser Mitteilung noch hinzugefügt[3]): »Weil diese Rippe ein so wichtiges geologisches Unikum ist, ... habe ich geglaubt, sie jedem Zufalle, sowie dem Verluste oder der Zerstörung entziehen zu müssen, und habe sie dem Königlichen Mineralienkabinet zu Berlin geschenkt, wo sie sorgfältig aufbewahrt wird. Herr Prof. BEYRICH hat mir mitgeteilt, daß HERMANN VON MEYER das Stück in Händen gehabt und daran noch eine zweite Merkwürdigkeit erkannt hat, die sie zugleich zu einem osteologischen Unikum stempelt, indem die Rippe in ihrem mittleren Verlauf in der Richtung ihrer Breite ausgedehnt ist, und danach einen ganz eigentümlichen flügelartigen Fortsatz erhalten hat.«

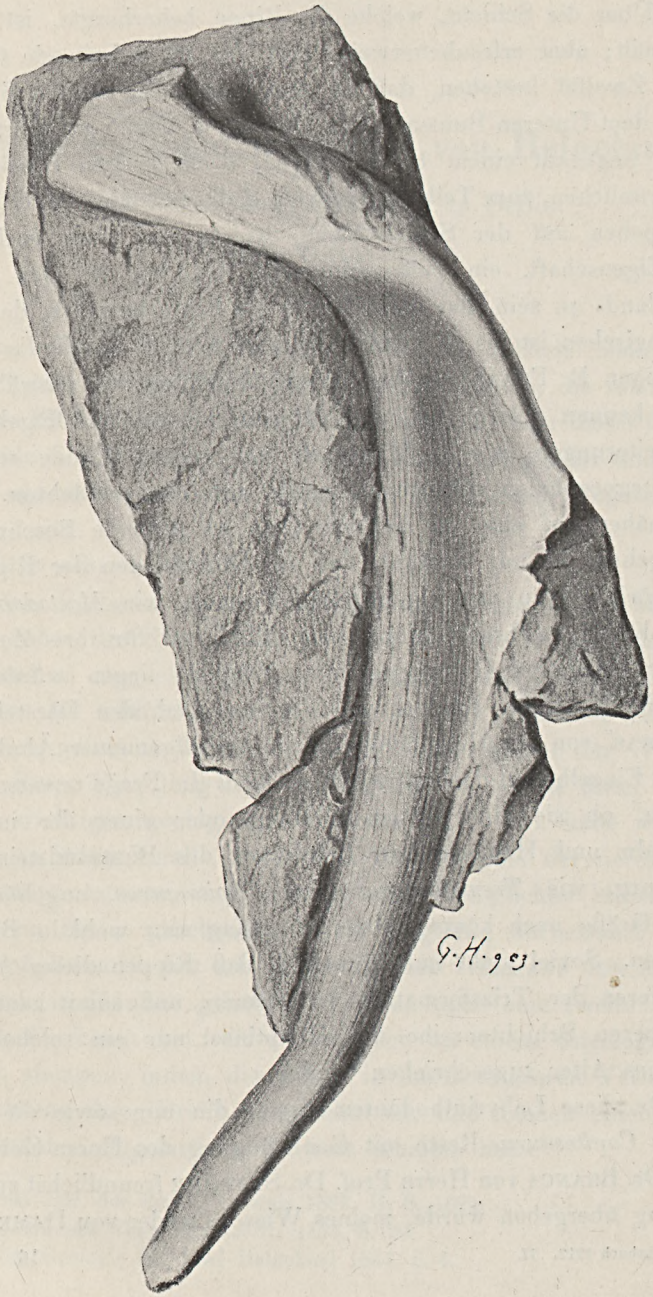
[1]) Sitz.-Ber. der Berl. Akademie 1893, II, S. 1024.
[2]) COTTA'sche Vierteljahrsschrift 1854, S. 20.
[3]) Zur Geologie der Insel Helgoland 1864, S. 4.

Dames selbst fügt dann weiter hinzu:

»Über die Schicht, welche die Rippe beherbergte, ist nichts mitgeteilt; aber erfreulicherweise läßt das ihr anhaftende Gestein keine Zweifel bestehen, daß es dem oberen der beiden Systeme (d. h. dem Unteren Buntsandstein Dames', d. Verf.) angehört. Das Fossil liegt auf einem 15 cm langen, 6 cm breiten Stück eines graugrünlichen, zum Teil rotgefleckten Kalksandsteins mit Glimmerschüppchen auf der Schichtfläche, wie er nur oben vorkommt. Die Eigenschaft, ein paläontologisches Unikum für den Felsen Helgolands zu sein, hat diese Rippe bis heute bewahrt, der eines osteologischen ist sie entkleidet, da man seitdem durch die Untersuchungen E. Fraas' an den Labyrinthodonten der schwäbischen Trias kennen gelernt hat, daß Rippen mit solchen flügelartigen Verbreiterungen, wie L. Meyn sie von seinem Funde erwähnt, den Stegocephalen zukommen, welche zur Triaszeit lebten. O ne hier näher auf eine an anderem Orte zu gebende Beschreibung einzugehen, sei nur erwähnt, daß die Dimensionen der Rippe die Zugehörigkeit zu den gigantischen Formen, wie *Mastodonsaurus*, ausschließen, während hierin kein Hindernis für ihre Zuteilung zu den kleineren Gattungen, wie *Metopias*, liegen würde. Da aber die Form der Rippen von *Metopias*, nach den Darstellungen E. Fraas' von der Helgoländer Rippe bei allgemeiner Ähnlichkeit in den Einzelheiten doch abweicht, so muß die Frage unentschieden bleiben, ob sie einer neuen Gattung oder einer der nur aus Schädeln und Hautschildern bekannten des Buntsandsteins von Bernburg, wie *Trematosauras* oder *Capitosaurus*, angehört hat. Ihrer Größe nach könnte letztere Gattung sehr wohl in Betracht kommen. Soviel steht immerhin fest, daß Rippen dieser Art nur bei Tieren der Triasformation vorkommen, und somit kann auch der oberen Schichtenreihe der Hauptinsel nur ein solches geologisches Alter zugeschrieben werden.«

Da diese Labyrinthodonten-Rippe, die mir sowie die Bernburger *Capitosaurus*-Reste mit Genehmigung des Herrn Geheimrat Prof. Dr. Branca von Herrn Prof. Dr. Stremme freundlichst zur Verwertung übergeben wurde, meines Wissens weder von Dames noch

Figur 1.



von E. Fraas irgendwo beschrieben ist, hole ich hier das Versäumte nach.

Das Objekt (Figur 1, S. 234) ist ein rippenartig gekrümmter Knochen von 158 mm direkter Entferung von der Grenze der beiden Artikulationsflächen bis zum äußersten Punkt des distalen Endes und 195 mm Entfernung der gleichen Endpunkte bei Berücksichtigung der Krümmung. Diese erfolgt ganz wesentlich auf dem Übergang von dem ersten zum zweiten Viertel der inneren Begrenzung mit einem gerundeten stumpfen Winkel. Das zweite und dritte Viertel sind fast gerade gestreckt, und erst das distale Viertel biegt etwas einwärts. Der Gelenkkopf ist platt, 4 mm dick und 23 mm hoch; er ist zweiteilig, und die beiden Gelenkflächen bilden einen stumpfen Winkel miteinander; dabei ist die obere diapophysale Fläche höher wie die untere parapophysale. Oben wird der Gelenkkopf durch eine halsartige Einschnürung gegen die übrige Rippe abgesetzt; unten fehlt diese Einschnürung. An der Stelle der größten Krümmung ist der mittlere Teil der Rippe etwas gegen ihr proximales Viertel gedreht, und auch das äußerste Ende erscheint etwas gegen die sonstige Ebene der Rippe aufgebogen. Die flügelartige Verbreiterung, die für die Stegocephalen charakteristisch ist, beginnt außen an der größten Krümmung und verbreitert die Rippe bis auf 27 mm an einer Stelle, die wesentlich über der Mitte der ganzen Länge der Rippe liegt; von hier fällt die äußere Begrenzung allmählich mit einer offenbar von jeher nicht scharf konturierten, dünnen Kante auf das Niveau des distalen, gerundet begrenzten Drittels der Rippe zurück, das, in seinem Querschnitt elliptisch, sich ganz allmählich etwas zuspitzt und stumpf endigt. Die Fläche der Verbreiterung ist etwas konkav eingesenkt, jedoch hebt sich der eigentliche Rippenstab von dem Flügel wenig ab.

Leider sind von *Capitosaurus*, der zunächst in Frage kommenden Gattung, keine Rippen bekannt. Die meiste Ähnlichkeit haben, abgesehen von der Größe, die von E. Fraas[1]) aus der mittleren Körperregion beschriebenen Rippen des *Mastodonsaurus giganteus*; aber die auf Tafel IV, Fig. 1, abgebildete weicht doch sehr ab: Die Krümmung der Helgoländer Rippe ist viel stärker, nament-

[1]) Die Labyrinthodonten der schwäbischen Trias. Palaeontographica 36, S. 83.

lich in der proximalen Region; das Verhältnis der beiden Teilstücke der Artikulation ist abweichend; der Rippenstab ist sehr wenig ausgeprägt und läßt sich nicht bis in das proximale Ende verfolgen; das distale Ende ist viel länger. Die Rippen von *Metoposaurus*[1]) *diagnosticus* unterscheiden sich durch die Verbreiterung des Distalendes, die noch an der 11. Rippe 2 cm beträgt. Von *Cyclotosaurus robustus*, der dem *Capitosaurus* am nächsten verwandt ist, sind keine Rippen bekannt.

Flügelartige Verbreiterungen und Fortsätze an den Rippen, die offenbar den Processus uncinati der Vögel, einiger Krokodilinen und der *Hatteria* homolog sind, kommen auch bei Stegocephalen des Perm vor und sind bei *Euchirosaurus Rochei* Gaudry[2]), *Archegosaurus Decheni* Goldf.[3]) aus dem Rotliegenden und bei anderen bekannt, so daß man, zumal da eine enge Beziehung der Helgoländer Rippe zu irgend einer triadischen Labyrinthodonten-Gattung nicht festzustellen ist, den Dames'schen Schluß, daß sie einem Tiere der Trias angehört und ihre Lagerstätte ein solches Alter besitzt, nicht anerkennen kann.

Diese Altersbestimmung schien erst eine Berechtigung zu erhalten, als Herr Landesgeologe Dr. W. Wolff[4]) im Juni 1910 im sogenannten »Predigtstuhl« an der Westküste der Insel einen ausgezeichnet erhaltenen *Capitosaurus*-Schädel fand. Wie mir Herr Prof. Dr. Wolff mitteilt, ist die Höhe der Fundschicht über der »Zechstein«-Grenze mit 7 m annähernd bestimmbar. »Die für den »Zechstein« charakteristischen lockeren Sandlagen kehren auch über ihr noch einmal wieder, aber im übrigen ist dieser Gesteinskomplex dem oberen System ähnlicher als dem unteren«.

Die Photographie der Fundstelle (Tafel 15) wurde mir von dem glücklichen Finder in liebenswürdigster Weise zur Veröffentlichung übergeben.

---

[1]) Lydekker, Catalogue of fossil Reptilia and Amphibia S. 152 = *Metopias*.

[2]) Gaudry, Bull. soc. géol. de France, III, 13, S. 47, Taf. V, Fig. 1—5.

[3]) Ebenda S. 46 und Jaekel, Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 48, S. 518.

[4]) Zur Geologie von Helgoland, Dieses Jahrbuch XXXII, 1, S. 184. Der dort mit 2 m angegebene Abstand der *Capitosaurus*-Lagerstätte von der Obergrenze des »Zechsteinlettens« beträgt nach neuerer Schätzung des Herrn W. Wolff 7 m.

Capitosaurus Helgolandiae n. sp.

Der vorliegende Schädel, der auf den Tafeln 16, 18, 20, Fig. 1 und Tafel 21, Fig. 1 verkleinert abgebildet ist, erreicht zwar nicht die riesenhaften Dimensionen, die für *Mastodonsaurus giganteus* Jäger, *acuminatus* Eb. Fraas und *keuperinus* Eb. Fraas aus dem Oberen Muschelkalk bis Mittleren Keuper Württembergs bis zu 0,75 m Länge des Schädeldaches[1]), angegeben werden, aber er kommt doch den Individuen mittlerer Größe[2]) einer zweiten Form des dortigen Schilfsandsteins, dem *Cyclotosaurus robustus* H. v. Meyer, völlig gleich und übertrifft die gewöhnlich in den Sammlungen vorhandenen *Capitosaurus*-Schädel aus dem Mittleren Buntsandstein von Bernburg, den *Capitosaurus nasutus* H. v. Meyer, um die Hälfte seiner Länge, wie aus der folgenden Tabelle (S. 238) hervorgeht. Am nächsten kommt der Helgoländer Saurier mit einer Länge des Schädeldaches von 0,46 m einem Exemplar des *nasutus* aus dem Museum der Forstakademie Eberswalde, an dem das gleiche Maß 0,375[3]) beträgt. Dieses ist aber auch das bei weitem größte Individuum, das ich in Museen gefunden habe.

Die nachstehende Tabelle gibt Auskunft über alle Größenverhältnisse. In der zweiten Kolumne sind die Maße des am besten erhaltenen Schädels von *Capitosaurus nasutus* der Hallenser Sammlung aufgeführt, dessen Untersuchung und abschließende Präparation mir von Herrn Prof. Dr. Walther in liebenswürdigster Weise gestattet wurde. Hinzugefügt sind einige die Augenhöhlen und das Parietalloch betreffenden Maße, die dem Ausguß eines Hohldruckes entnommen wurden, der dem Museum für Naturkunde gehört und mir zur Benutzung übergeben wurde; der Schädel ist nur wenig kleiner als der Hallenser. Die erste und dritte Kolumne enthält die Maße zweier aus dem Museum der Forstakademie zu Eberswalde stammender Schädel, deren Untersuchung mir von Herrn Geheimrat Prof. Dr. Remélé durch freund-

[1]) E. Fraas, Palaeontographica 36, S. 40.

[2]) a. a. O. S. 125, Nr. IV–VI.

[3]) H. v. Meyer, Palaeontographica 6, S. 223 berechnet für ein Individuum die gleiche Länge.

	Capitosaurus nasutus			*Capitosaurus Helgolandiae*
	Eberswalde I klein	Halle a. S.	Eberswalde II groß	
Oberseite des Schädels.				
Länge des Schädeldaches (a)	254	280	374	462
Länge von der Schnauzenmitte bis zu dem Punkt, in dem die Verbindungslinie der Mitten der beiden Augenhöhlen die Mediane schneidet	193	205	283	357
Länge vom Hinterrande bis zu dem gleichen Punkt (c)	68	77	93	105
Länge von der Schnauzenmitte bis zur Mitte des Foramen parietale	214	234	323	395
Länge vom Hinterrande bis zu dem gleichen Punkt (d)	43	47	53	67
Entfernung des Ohrschlitzes von der Mitte der Augenhöhle	65	73	85	95
Entfernung von der äußersten Ecke des Kiefergelenkes bis zur Schnauzenmitte (Seitenlänge)	298	331	423	519 (508)
Entfernung der äußersten Ecken des Kiefergelenkes von einander (größte Breite) (b)	204	223	273	343
Entfernung der hinteren Ecken der Tabularia von einander	102	123		173
Entfernung der äußeren Winkel der beiden Ohrschlitze von einander	110	132	144	153
Breite des Schädels in der Gegend der Mitte der Augenhöhlen	163	182	236	289
Breite des Schädels in der Gegend der hinteren Fangzähne	106	128		184
Entfernung der Mitte der inneren Augenhöhlenränder von einander	35	50[1])		72
Größte Länge der Augenhöhlen		35[1])		48
Größte Breite der Augenhöhlen		27[1])		26
Breite des Foramen parietale		10[1])		6
Länge des Nasenloches		26		

[1]) Berliner Exemplar etwas kleiner als das Hallenser.

	Capitosaurus nasutus			*Capitosaurus Helgolandiae*
	Eberswalde I klein	Halle a. S.	Eberswalde II groß	
Unterseite des Schädels.				
Breite des Foramen praemaxillare	33	36		ca. 60
Länge des » »	14	13		
Länge der Vomerplatte (bis zur Verbindungslinie der vorderen Endigungen der Gaumenlöcher)		48		85
Breite der Vomerplatte (Mitte der Innenränder der Choanen)		72		105
Länge der Choanen	29	34		45
Länge der Gaumenlöcher		155 (157)		240
Größte Breite der Gaumenlöcher		54		70
Länge der Schädelbasis (bis zur Verbindungslinie der äußersten Enden der Condylen). .		297		459
Schmalste Stelle des Pterygoideums in der Nähe des Parasphenoids		31 (34)	35	34
Größte Breite des vorderen Pterygoid-Flügels .		27 (28)	36	53 (56)
Größte Länge der Gaumen-Schläfenhöhle . .		99		141 (148)
Größte Breite » »		57		80
Hinterseite des Schädels.				
Höhe des Schädels in der Mediane (basilare Platte bis Schädeldecke)		40		52
Höhe des Schädels beim Aufliegen auf dem Tisch (von Tisch bis Schädeldecke)		ca. 60		70
Entfernung der äußeren Ränder der Condylen .		48		62
Größte Breite des supraoccipitalen Raumes . .		33		50
» » » Foramen magnum		24		27

liche Vermittlung des Herrn Landesgeologen Prof. Dr. P. G. Krause gestattet wurde. In der vierten Kolumne stehen endlich die Maße des Helgoländer Schädels.

Da sich herausgestellt hat, daß dieser Stegocephale dem Bernburger sehr nahe verwandt ist, wird im Folgenden ständig auf die Verhältnisse namentlich des Hallenser Exemplares, das am voll-

ständigsten und völlig unverdrückt erscheint, Bezug genommen werden. Des Vergleichs halber ist es auch auf den Tafeln 17, 19, 20 Fig. 2 und Tafel 21, Fig. 2 abgebildet worden.

Die Oberseite des Schädels (Tafel 16).

Der Umriß des Schädels ist ein hohes spitzwinkliges gleichschenkliges Dreieck mit etwas abgestutzter Spitze. Auch mit dem größten Bernburger verglichen, konvergieren die maxillaren Kanten im Helgoländer Schädel nach vorne viel stärker; die vordere Schnauzenpartie der Bernburger erscheint verhältnismäßig viel breiter.

Die Länge des Schädeldaches beträgt 462 mm, die größte Breite, an den äußersten Ecken des Kiefergelenkes gemessen, 343 mm. Das Verhältnis von Länge und Breite des Schädels ist in der folgenden kleinen Tabelle zahlenmäßig angegeben. Die Reihe 1

	Capitosaurus nasutus			*Capitosaurus Helgolandiae*
	Eberswalde I klein	Halle a. S.	Eberswalde II groß	Helgoland
1. a : b	1,245	1,255	1,373	1,346
2. a : c	3,735	3,635	4,032	4,4
3. a : d	5,907	5,957	7,075	6,895

enthält das Verhältnis der Länge des Schädeldaches (a) zur größten Breite (b) und zeigt, daß der Helgoländer verhältnismäßig noch um ein weniges kürzer ist als der größte Bernburger (Eberswalde II). Dabei läßt sich aus einem Vergleich der beiden ersten Kolumnen Eberswalde I und Halle a. S. mit der dritten entnehmen, daß dieses Verhältnis mit dem Alter des Individuums wächst, daß also ältere Schädel länger sind im Verhältnis zur Breite als jüngere. Die beiden folgenden Reihen der Tabelle, von denen die zweite das Verhältnis der Schädellänge zur Entfernung der Mitte zwischen den Augenhöhlen von der Schnauzenspitze (c), die dritte das Verhältnis der Schädellänge zur Entfernung des Foramen parietale von der Schnauzenspitze (d) angibt, zeigen, daß dieses Plus an Länge älterer Schädel aus dem größeren Längenwachstum der

Schnauzenpartie und einem Zurückbleiben der Gesichts- und hinteren Schädelpartie hervorgeht. Es ist dies dieselbe Beobachtung, die Brühl[1]) unter den Altersveränderungen des Krokodilinen-Kopfes angibt: »Der Schnauzenteil des Schädels beträgt beim Embryo $^1/_3$ des Schädels, beim erwachsenen Tiere mehr als $^1/_2$.« Ähnliches hat auch H. v. Meyer[2]) für *Archegosaurus Decheni* festgestellt.

Im speziellen ist zu bemerken, daß diese Verhältnisse des Helgoländer Schädels von denen des größten Bernburgers nur um ein geringes abweichen. Verglichen mit dem abgebildeten, kleineren Hallenser Exemplar liegen die Augenhöhlen des Helgoländer Schädels allerdings relativ weiter nach hinten.

Die Schnauzenspitze ist, wie gesagt, etwas geradlinig abgestutzt und nicht so gleichmäßig gerundet wie bei *Capitosaurus nasutus*[3]).

Vom linken Auge her bis zur Schnauze ist die Schädeldecke in ihrem größten Teil weggebrochen und nur ihr unterer Abdruck sichtbar; ferner ist auch dieser vorne zerstört, so daß man über die Lage der Nasenlöcher nichts Sicheres aussagen kann.

Die Augenhöhlen, deren äußerer Rand auf der rechten Seite gut festzustellen ist, sind viel länglicher als an dem Bernburger Stegocephalen. Sie stehen an den Enden des mittleren Drittels der Schädelbreite. An dem Helgoländer Schädel verhält sich die Entfernung der Mitte der beiden Augenhöhlen zu der Breite des Schädels in der gleichen Region wie 1 : 2,89; an dem *Capitosaurus*

[1]) Das Skelett der Krokodilinen S. 16.

[2]) Palaeontographica 6, S. 74.

[3]) Jaekel in Lethaea geognostica II, 1, Texttafel IX zeichnet den *Capitosaurus* aus Bernburg mit abgestutzter Schnauze. Das mir vorliegende, vorne vollständig erhaltene Stück aus Halle zeigt eine gleichmäßige Rundung des Schnauzenendes. — H. v. Meyer: Palaeontographica 6, S. 225 hat diesen Stegocephalen als *nasutus* bezeichnet, weil in der Gegend der Nasenlöcher der Schädel etwas eingezogen ist, wodurch die Bildung einer kurzen Schnauze veranlaßt wird. Die Abbildung Tafel XXV und XXVI zeigt diese Eigentümlichkeit schwach aber deutlich; sie fehlt aber dem Hallenser Schädel und allen sonst von mir untersuchten. Vielleicht ist sie nur individuell und auf eine Auftreibung des äußeren Randes durch die hinteren Fangzähne zurückzuführen, wie dies auch bei *Nothosaurus* zu beobachten ist.

nasutus beträgt dieses Verhältnis jedoch nur 1 : 2,5. Diese Differenz ist jedoch nur auf das sehr abweichende Querprofil beider innerhalb dieser Gegend zurückzuführen. Das Schädeldach des Helgoländers fällt von den Augenhöhlen her beiderseits nach den Maxillarkanten ganz außerordentlich flach geneigt ab, während an der gleichen Stelle bei allen, auch den ältesten Bernburger Schädeln eine viel steilere und kürzere Böschung liegt. Diese verstärkt sich hier noch, je weiter man nach hinten geht; die Schädeloberfläche ist hier seitlich vor den Ohrschlitzen fast backenartig aufgetrieben, so daß der Übergang von den mittleren zu den seitlichen Teilen des hinteren Schädeldaches völlig gerundet ist. In der Hinteransicht beider Schädel (Tafel 20) kommt dieser Gegensatz im Querprofil der Oberseite sehr deutlich zum Ausdruck, wobei besonders hervorzuheben ist, daß der starke Abfall der Seitenteile nicht bloß den jugendlichen Schädeln Halle a. S. und Eberswalde I, sondern auch dem größten Individuum (Eberswalde II) eigentümlich ist.

Diese Differenz etwa auf eine Verdrückung des Helgoländer Schädels zurückführen zu wollen, halte ich für unmöglich. Zwar enthält die Oberfläche des Schädels mehrere Risse; aber diese sind mehr die Folge von Abschürfungen, da diese Seite des Schädels längere Zeit freigelegen hat. Wirkliche Brüche, an denen Teile des Schädels sich gegen einander wesentlich verschoben haben, sind sowohl auf der Oberseite als auch auf der Gaumenseite und in den Knochen des Hinterhauptes kaum vorhanden, oder wo solche in geringem Grade auf einer Seite zu beobachten sind, lehrt die andere intakte Seite, daß die Annahme bedeutenderer Deformationen des Schädels nicht zu rechtfertigen ist. Die deutliche Asymmetrie der Unteransicht (Tafel 18) des Schädels, wenn sie nicht gar primär ist, mag man auf einen seitlichen Druck schieben, aber trotzdem läßt die ausgezeichnete Erhaltung der Pterygoidea und der Hinterhauptsknochen nicht zu, die Niedrigkeit des Hinterhaupts und die Flachheit des Schädeldaches ganz auf eine Verdrückung zurückzuführen. Ich muß diese beiden Eigentümlichkeiten sicher für wenigstens zum weitaus größten Teil für primär halten.

Zwischen den Augenhöhlen ist die Schädeloberfläche etwas ein-

gesunken, und zwar vorn etwas mehr als hinten, so daß vorne die Augen den Schnauzenteil mit einer periskopartigen Erhöhung überragen und das hintere Drittel des Schädels — die Orbital- und Temporalgegend — überhaupt sich aus der flachen Schnauzenpartie etwas heraushebt. Die Seitenansicht (Tafel 21) zeigt jedoch, daß der Knick der Profillinie vor den Augen bei *Capitosaurus nasutus* viel bedeutender ist, als bei *Capitosaurus Helgolandiae*.

Das Foramen parietale ist außerordentlich klein und ein völlig rundes Loch von kaum 6 mm Durchmesser, während bei dem viel kleineren *nasutus*-Schädel dieser größte Durchmesser ziemlich 10 mm beträgt und deutlich quergestellt ist.

Die für die Labyrinthodonten charakteristische Struktur der Schädeloberfläche zeigt das Helgoländer Stück in ausgezeichneter Weise, soweit nicht die Knochendecke wie im größten Teil der Schnauzenpartie und teilweise auch seitlich der Parietalia von dem Steinkern abgesprungen ist. Einerseits infolge dieser Verletzungen, andererseits wohl auch wegen des hohen Alters des Individuums sind die Nähte der die Schädeldecke zusammensetzenden Knochen nur an wenigen Stellen sichtbar. Hinten in der Mediane sind zunächst die beiden Postparietalia[1]) von der Form eines Vierecks mit abgestumpfter vorderer äußerer Ecke festzustellen; von ihnen gehen nach den Ohrschlitzen Nähte hin, die die dreieckigen hinten spitz zulaufenden, sehr kräftigen Tabularia[1]) nach vorne gegen das Squamosum[2]) abgrenzen. Ferner läßt sich die mediane

[1]) von Huene, Neubeschreibung des Permischen Stegocephalen *Dasyceps Bucklandi* aus Kenilworth, Geolog. u. Paläont. Abhandlung von Koken N. F. VIII, 6, S. 45 macht darauf aufmerksam, daß die »Supraoccipitalia« und »Epiotica« bei den Stegocephalen Deckknochen und keine Ersatzknochen sind und somit obige Bezeichnungen mit Unrecht führen. Das »Epioticum« ist von Cope zuerst als tabular bone und später als intercalare bezeichnet worden; Broili, Grundzüge der Palaeontologie II, S. 154 und Andere haben dafür Tabulare in Verwendung gebracht. Für das »Supraoccipitale« gebraucht Broili nach Broom Postparietale.

[2]) Baur, Anat. Anz. II, 1887, S. 658 folgend ist die Miall'sche Benennung dieser Knochenplatte als Squamosum mit der nach außen liegenden Platte, als Supratemporale bezeichneten von mehreren Autoren vertauscht worden. Gaupp in Morphol. Arbeiten, herausgegeben von Schwalbe, 4. S. 105 hält dies nicht für gerechtfertigt und führt als »Paraquadratum« die Bezeichnung für den sich bei

Naht zwischen den beiderseitigen Parietalia und Frontalia bis vor die Augenöffnungen verfolgen, dagegen ist die Trennung der beiden Knochen gegeneinander und gegen die umgebenden Knochen völlig unsicher und meist wegen Knochenverletzungen unmöglich. Am rechten Auge sieht man noch die Nähte, die das Jugale von dem Lacrymale[1]) und dem Postorbitale trennen.

Auch die als Schleimkanäle gedeuteten glatten Rinnen, die die netzförmig skulpturierte Knochenoberfläche durchsetzen, sind an dem Schädel deutlich sichtbar und namentlich die temporale Gruppe fast vollständig erhalten. Kurz über der Kieferkante wenig vor den letzten Zähnen gehen von einer Stelle drei derartige Rinnen aus: eine läuft nach vorne ein Stückchen auf der Maxilla verfolgbar; eine zweite setzt etwas höher über der Kante ein, zieht horizontal nach hinten und wenig nach oben und läßt sich weit nach hinten verfolgen; die dritte steigt schräg nach hinten und medianwärts bis hinter die Augenöffnung auf. Von der nasalfrontalen Gruppe der Schleimkanäle ist an dem vorliegenden Schädel nur ein Stück vor und medianwärts des rechten Auges zu erkennen.

Der Hinterrand des Schädeldaches wird zunächst in der prosquamosalen Partie von einer von der hinteren äußeren Ecke des Schädels aufsteigenden, nach innen und etwas nach vorne strebenden stumpfen Kante gebildet. Daran schließen sich die Ohren-

---

Amphibien zwischen Squamosum und Quadratomaxillare einschiebenden Deckknochen ein, der vielleicht dem Tympanicum der Säugetiere entspricht. Übrigens hat Baur 1895, Anat. Anz. 10 S. 319, seine frühere Nomenklatur geändert und bezeichnet den Knochen, der die Schädelhöhle bedeckt, als »Prosquamosum«. »Bei den Stegocephalen liegt das Prosquamosum zwischen Quadratojugale, Jugale, Postorbitale, Squamosum und zuweilen den Paroccipitalplatten (Epiotica).« »Das Squamosum der Stegocephalen ist umschlossen von Parietale, Postfrontale, Postorbitale, Prosquamosum, den Paroccipital- und zuweilen den Supraoccipitalplatten.« Der Name Supratemporale sei 1822 von Bakker bei Fischen für die Extrascapularia gebraucht, die mit dem fraglichen Element der Stegocephalen nichts zu tun haben.

Ich schließe mich dem letzten Vorschlag Baur's an und benenne den Deckknochen der Schläfenhöhle als Prosquamosum, welcher Ausdruck bereits von Owen 1880 (prosquamosal) eingeführt wurde und jetzt von Woodward und Branson gebraucht wird.

[1]) Nach Jaekel, Sitz.-Ber. d. Ges. naturf. Fr., Berlin 1905 S. 69. Früher Praefrontale. Des »Lacrymale« wird als Postnasale bezeichnet.

schlitze, die im Verhältnis zur Größe des Schädels hier viel schmaler sind als an dem Bernburger *Capitosaurus*. Die weit nach hinten herausspringenden Tabularia und die Postparietalia bilden dann den konkavbogigen mittleren Teil des Hinterrandes des Schädeldaches. Seine Lage ist gegenüber den basalen Teilen des Schädels soweit nach hinten vorgezogen, daß die Hinterhauptscondylen von oben nicht sichtbar sind (vergl. Tafel 16), während dies bei den Bernburger Schädeln durchaus der Fall ist (vergl. Tafel 17).

Die Unterseite des Schädels (Tafel 18)

ist besser als die Oberseite erhalten. Es gelang, die Hinterhauptsgegend, beide Schläfenhöhlen, die Gaumenhöhlen und die Vomerplatte freizulegen; auch die Zahnbewaffnung ließ sich, gestützt durch einen stehenbleibenden Gesteinsstreifen, gut aufklären.

Das Foramen praemaxillare ließ sich nicht ganz frei präparieren, da infolge der starken Verletzung der Oberseite Gestein und Knochen hier zu dünn waren. Jedoch war so viel festzustellen, daß hier ebenso wie am Bernburger Stegocephalen ein nierenförmiger Durchbruch vorliegt, dessen mediane Einbuchtung des Vorderrandes jedenfalls sehr breit gewesen ist. Der vordere Rand des Foramen liegt höher, d. h. der Schädeldecke genäherter als der hintere, der die querlaufende Zahnreihe trägt und den Vorderrand der Vomer-Platte bildet.

Die Choanen sind sehr schmale, spaltartige Durchbrechungen von 45 mm Länge einerseits zwischen den beiden Zahnreihen, andererseits in der Längserstreckung zwischen den vorderen und hinteren großen Fangzähnen.

Die Vomerplatte mit ihrer breit schaufelförmigen Gestalt geht nach hinten in das zuerst breite, dann sich schnell verschmälernde Parasphenoid über, das die großen Gaumenhöhlen von einander trennt. Diese haben eine innere, fast geradlinige Begrenzung, dagegen eine äußere schwach bogige; Vorder- und Hinterende sind fast gleich gerundet.

Die Bezahnung besteht aus zwei Zahnreihen. Die äußere Zahnreihe sitzt auf der äußeren Kante des Maxillare und Praemaxillare. Sie beginnt etwas hinter dem vorderen Winkel der

Gaumen-Schläfengrube mit kleinen 5 mm hohen Zähnchen. Nach vorne wachsen sie bis 12 mm Höhe, die sie bereits in der Mitte der Länge des Oberkiefers erreichen; von hier werden sie aber auch in der Mitte des Zwischenkiefers nur wenig höher, bis 14 mm. Die Zahl der Zähne beträgt auf der am besten erhaltenen rechten Kieferhälfte rund 60.

Die zweite innere Zahnreihe beginnt ein Stück vor der vorderen Ecke der Schläfenhöhle. Sie besteht von hinten her bis zu den Choanen aus etwa 20 kleinen Zähnen und zwei großen Fangzähnen, von denen beiderseits nur je einer erhalten ist, während rechts davor und links dahinter die Grube des ausgefallenen Zahnes liegt. Nach innen und vorne von diesen hinteren Fangzähnen setzt die innere Reihe fort längs des inneren Randes der Choanen und des Foramen praemaxillare. Es lassen sich hier auf der linken 19 Zähne zählen, die etwas schlanker, aber nicht kürzer wie die Zähne der entsprechenden Teile der äußeren Reihe sind. Zwischen den Choanen und dem Foramen praemaxillare sitzen vor der inneren Reihe und dieser genähert zwei große Fangzähne, von denen links auch nur einer erhalten ist.

Die aus der labyrinthodonten Struktur hervorgehende Längsriefung der Zähne ist an ihrer Basis an mehreren, namentlich den größeren festzustellen. Der größte Teil des Zahnes und namentlich die Spitze sind völlig glatt; letztere ist auch noch besonders etwas nach innen gekrümmt. Die Zähne der Vomer- und Zwischenkiefer-Partie sind alle nach innen übergelegt.

Die hintere trapezartig verbreiterte Platte des Parasphenoids stößt seitlich mit ziemlich deutlicher Naht auf die Pterygoidea, die hier *Capitosaurus nasutus* gegenüber auffallend schmal sind. Bei diesem Stegocephalen (Hallenser Exemplar Tafel 19) mißt die schmalste Stelle 31 mm links und 34 mm rechts, während sie bei *Helgolandiae* trotz der bedeutenderen Größe des Individuums nur 34 mm beträgt. Im Gegensatz dazu ist der vordere Flügel des Pterygoideums ganz unverhältnismäßig ausgebreitet bei dem Helgoländer Stück, wo es eine größte Breite von 53 resp. 55 mm besitzt, demgegenüber die Breite dieser Stelle bei dem Hallenser Exemplar *C. nasutus* mit 27 resp. 28 mm unbedeutend erscheint. —

Auch an einem kleineren Schädel derselben Art (Geolog. Landesmuseum), von nur ca. 220 mm Länge der Schädelbasis, ist der Teil des Pterygoids, der mit dem Parasphenoid grenzt, erheblich breiter als der vordere Pterygoid-Flügel — also umgekehrt wie bei *C. Helgolandiae*. — An dem größten Nasutus-Schädel (Eberswalde II) beträgt die kleinste Breite des Proximal-Teils des Pterygoideums 35 mm und die größte Breite des vorderen Pterygoid-Flügels 36 mm. Eine gewisse Variation ist nicht zu verkennen.

Die am Helgoländer Schädel besonders stark entwickelte Verbreiterung des vorderen Pterygoid-Flügels, die der Gaumenschläfenhöhle eine ganz ausgesprochen ohrmuschelförmige Umrandung verschafft, ist bei *Capitosaurus* — sowohl dem Bernburger als dem Helgoländer — mit einer der Schädeloberfläche ähnlichen Skulptur geziert. Sie besteht hinten, wo sie bis auf die Gabelstelle der Pterygoid-Flügel reicht, aus polygonal gerundeten und vorne aus langgezogenen, rinnenartigen Gruben und diese trennenden Kanten. Auch die Gattung *Trematosaurus* zeigt hier eine ähnliche Skulptur[1]).

Die Gleichheit der Oberflächenskulptor des Schädeldaches und des vorderen Pterygoid-Flügels wird ja durch die Tatsache verständlich, daß die Mundhöhle aus einer ektodermalen Einstülpung entsteht, und daß die Knochen des Schädeldaches ebenso wie die des Munddaches Deckknochen sind. Vielleicht haben diese skulpturierten Flächen der Mundhöhle noch eine gewisse Bedeutung beim Festhalten und Herunterschlingen der Nahrung besessen; ich will nur daran erinnern, daß bei den Stegocephalen-Gattungen *Dawsonia* Fritsch[2]), *Limnerpeton* Fritsch[3]) und *Acanthostoma*

[1]) Burmeister, die Labyrinthodonten aus dem bunten Sandstein von Bernburg, S. 30, erwähnt und zeichnet auf Tafel II nur einen Querhöcker. Zittel, Handbuch der Paläontologie 3, S. 356 erwähnt, daß die der Mundseite zugewandte Unterseite das Parasphenoid bei *Trematosaurus* rauh wie die Kopfknochen sei. Meine Präparate zeigen solche streifige Skulpturen nur auf der hinteren Hälfte der vorderen Pterygoidflügel, während die vordere Hälfte mit kleinen Kegeln bedeckt ist, die man wohl als Zähne deuten könnte.

[2]) Fauna der Gaskohle S. 92, t. XI, Fig. 2, 3, 4, 6.

[3]) a. a. O. S. 152, t. XXXIV, Fig. 1.

Credner[1]) auch das Pterygoideum außer der Vomerplatte und dem Parasphenoid mit kleinen Zähnchen bewaffnet ist.

Die vordere Bucht der Gaumenschläfenhöhle ist am Bernburger Saurier kurz und die hintere medianwärts gerichtete Ausbuchtung ganz flachbogig und lang. An dem Helgoländer ist letztere dagegen verhältnismäßig kurz und hat einen fast halbkreisförmigen Rand. Die vordere Bucht ist lang und erstreckt sich nach vorne bis in Höhe der vorderen Augenränder, während sie bei *Cap. nasutus* höchstens bis in Höhe der Mitte der Augenhöhlen reicht.

Der hintere Flügel des Pterygoids ist schmal und etwas gegen die Ebene des vorderen Flügels gedreht, indem seine Fläche nicht bloß nach unten, sondern auch etwas nach hinten schaut. Er strebt vom Wurzelstück des Pterygoids nach außen und hinten und legt sich an das Kiefergelenk.

Die hintere Grenze des Parasphenoids (siehe unten S. 252) scheint durch eine Kante markiert, die hinten auf beiden Seiten steil, sogar eine Hohlkehle etwas überkragend, abfällt und in der Mitte eine Spitze auf die »Basalplatte«[2]) abgibt, die bereits dem

Hinterhaupt (Tafel 20, Fig. 1)

angehört. Es gleicht im allgemeinen Plan dem von *Capitosaurus nasutus*, zeichnet sich aber durch seine ganz besondere Niedrigkeit und Breite aus und ist in dieser Hinsicht und mancher anderen, die spezielle Gestaltung der einzelnen Knochen betreffend, abweichend von dem Bernburger.

In der Hinteransicht fällt zunächt die außerordentliche Flachheit der Parasphenoid-Pterygoid-Gegend auf. Der am tiefsten ventralwärts gelegene Punkt ist der Innenrand der Schläfenhöhle an der Stelle der Gabelung der Pterygoid-Flügel. Von hier steigt die untere Umrißlinie innerhalb des Pterygoids und des Parasphenoids dorsalwärts wenig auf bis zur Mediane; von der gleichen

[1]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 35, S. 285, Taf. XI, Fig. 2 u. 4. Junge Individuen von *Branchiosaurus tener* Schönfeld (Isis 1911, S. 25, Taf. II, Fig. 1 und 3) besitzen auf dem vorderen Teil des vorderen Pterygoidflügels bis 14 kleine Zähnchen.

[2]) Quenstedt, Die Mastodonsaurier im grünen Keupersandstein Württembergs sind Batrachier. 1850, S. 11.

Stelle aus hebt sich die untere Umrißlinie innerhalb des hinteren Flügels des Pterygoideums auch etwas, aber sehr wenig dorsalwärts heraus, so daß beim Auflegen des Schädels auf eine ebene Fläche die Enden der hinteren Flügel in der Luft schweben. Die besondere Flachheit der Unterseite dieser Schädelpartie ist sicher keine Folge einer etwaigen Verdrückung; innerhalb der Parasphenoid-Platte und der benachbarten Teile des Pterygoids finden sich keinerlei verwerfende Brüche, und die im hinteren Pterygoidflügel vorhandenen sind entweder so unbedeutend oder sie verschieben die einzelnen Knochenstücke so wenig gegen einander, daß man die beschriebene Anordnung unbedingt für eine primäre halten muß. Bei *Capitosaurus nasutus* ist dagegen die Unterseite des Schädels median stark konkav eingebogen, und die hinteren Pterygoid-Flügel sind nicht aufwärts, sondern gerade nach hinten oder gar etwas abwärts gerichtet. Die Umrißzeichnung der H. v. Meyerschen[1]) Tafel XXV zeigt diese konkave Einbiegung der Unterseite der hinteren Schädelansicht sehr deutlich, ebenso wie die Tafel 20 Fig. 2 dieser Abhandlung.

Der Umriß der Oberseite des Schädels ist in der Mitte wenig eingesenkt, und die Seitenteile fallen mit sehr geringer Neigung nach außen ab. Des hierin bestehenden Gegensatzes gegen *C. nasutus* ist schon oben gedacht worden; hier erscheint die dem Hinterhaupt angehörige Schläfen-Gegend viel höher und massiger gegenüber der medianen Gegend.

In der Mitte des Hinterhauptes liegt das Foramen magnum, 23 mm breit und 16 mm hoch, von der ausgesprochenen Gestalt eines niedrigen gleichseitigen Dreiecks.

An seine äußeren Ecken stoßen die Condyli occipitales, die ja Teile der Pleuroccipitalia sind. Von hinten gesehen bestehen die Condylen aus einer konvexen zentralen größeren Partie und einer schmalen randlichen Zone, die beide jedenfalls infolge einer ehemaligen Bedeckung mit Bandmasse rauh sind. Eine Ebene, die man durch die randliche Zone eines Condylus legen würde, würde die basale Fläche und die mediane Ebene des Schädels

[1]) Palaeontographica 6, Labyrinthodonten aus dem bunten Sandstein von Bernburg.

nicht in einem rechten, sondern in einem spitzen nach vorne vorspringenden Winkel schneiden, so daß die condylaren Flächen nicht direkt nach hinten schauen, sondern schräg nach innen und nach unten gerichtet sind. Außen sind die Condylen eckengerundet begrenzt; nach innen und vorne laufen sie dagegen in Spitzen zu, die sich in der Mediane berühren, so daß der Boden des Foramen magnum von hinten gesehen geschlossen zu sein scheint; die Präparation hat jedoch ergeben, daß dies weiter nach vorne nicht der Fall ist, sondern daß vielmehr der Zusammenschluß nur auf diese Spitzen beschränkt ist und davor zwischen dem Schädelinnern und dem basioccipitalen Knorpel-Raum jetzt eine offene Verbindung besteht, die jedenfalls zu Lebzeiten des Tieres mit knorpeligen Massen ausgefüllt war.

Die basioccipitale Höhlung reicht beiderseits seitlich fast bis zur Hälfte der unteren Condylen-Kante, ist 27 mm breit und erscheint symmetrisch doppellappig. Sie ist unten von einer verhältnismäßig dicken, in der Mitte eingezogenen Knochenplatte geschlossen, die seitlich die inneren Hälften der unteren Fläche der Pleuroccipitalia bedeckt und sich von diesen deutlich abhebt; nach vorne grenzt die Platte mit einer in der Mitte geschweiften, hohlgekehlten Kante gegen das Parasphenoid (vergl. S. 248, 251 n. 252). Obwohl keinerlei Nähte weder mit diesem Knochen noch den Pleuroccipitalia festzustellen sind, liegt es doch nahe, diese Platte mit der »basilaren Knochenplatte« zu vergleichen, die Quenstedt und Fraas[1]) bei *Mastodonsaurus* beobachtet haben. Allerdings ist die Lage dieses Knochens hier etwas anders, indem er seitlich an die hinteren Pterygoid-Flügel grenzt, während er bei *Capitosaurus* beiderseits durch eine tiefe Bucht von dieser getrennt ist. Fraas läßt die basilare Knochenplatte aus einer Verschmelzung der Occipitalia lateralia hervorgehen. Er sagt: »Das Studium der Amphibien lehrt uns, daß das echte Occipitale basilare der Amphibien nur knorpelig auftritt, und nie mit der Gelenkverbindung des Schädels in Beziehung tritt. Es ist gerade dies der Hauptpunkt, in welchem sich das Schädelskelett der Amphibien von dem der Reptilien

[1]) Palaeontographica 36, S. 70.

unterscheidet. Bei *Cryptobranchus* läßt sich gleichfalls im Alter eine ganz ähnliche Verschmelzung auf der Unterseite des Schädels beobachten, und Wiedersheim (das Kopfskelett der Urodelen) bezeichnet sogar fälschlich diese knöcherne Brücke zwischen Parasphenoid und dem Foramen auf der Tafel als Occipitale basilare, obgleich er im Texte deren Entstehung aus den lateralen Stücken ausführt. Alle übrigen Labyrinthodonten zeigen keine Verschmelzung der Lateralia, sondern diese bleiben durch das Parasphenoid und das knorpelige Basilare getrennt. Gestützt auf diese Vergleichspunkte und den Umstand, daß die Condyli nur unmittelbare Fortsätze dieser unparen Knochenplatte sind, nehme ich daher an, daß es sich bei *Mastodonsaurus* nur um eine vollständige Verschmelzung der Occipitalia lateralia an ihrem basalen Ende handelt, und liegt darin ein Hauptmerkmal der Mastodonsaurier gegenüber den anderen Labyrinthodonten.« (Vergl. Tafel II des Fraas'schen Werkes.) »Bei *Cyclotosaurus* tritt keine derartige Verwachsung der Lateralia auf der Unterseite ein, sondern die Condyli grenzen mit ihrem vorderen Rande direkt an das Sphenoid und das Pterygoid an«[1]). (Vergl. Taf. X des Fraas'schen Werkes.) Betreffs der von Fraas angenommenen Verwachsung der Occipitalia lateralia möchte ich bemerken, daß weder er bei *Mastodonsaurus* noch Wiedersheim bei *Cryptobranchus* eine mediane Naht nachgewiesen hat[2]). Vielmehr scheint mir eine Beobachtung, die ich am Bernburger *Capitosaurus*-Schädel machen konnte, für eine Einheitlichkeit oder doch eine volle Selbständigkeit der basilaren Knochenplatte zu sprechen. Hier glaube ich nämlich rechtsseitig anschließend an die innere Ecke der mit Gesteinsmasse ausgefüllten Kerbe (siehe unten S. 252), die den Körper des Pleuroccipitale von der Gegend der Nahtstelle des Pterygoid und Parasphenoid trennt, eine Naht erkennen zu können, die zunächst nach hinten, dann medianwärts, schließlich wieder nach hinten zieht in der Rich-

[1]) Fraas, a. a. O. S. 129.

[2]) *Eryops megacephalus* Cope zeigt nach Broili, Palaeontographica, S. 72, Taf. VIII, Fig. 1 deutlich eine Naht der Pleuroccipitalia in der Mediane, aber es fehlt die basilare Knochenplatte. Ebenso verhalten sich die Pleuroccipitalia bei *Anaschisma Browni* Branson, Journal of Geology XIII, 1905, S. 576, Fig. 2 und S. 587, Fig. 8.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

tung auf die innere Ecke des Condylus und zuletzt allerdings in der Knochenoberfläche verschwindet. So scheint also die »Basilarplatte« selbständig von den Pleuroccipitalia zu sein; sie könnte nur noch als hintere Fortsetzung des Parasphenoids gelten, da zwischen ihr und diesem Knochen zwar eine überkragende Kante läuft, aber keine Naht sichtbar ist. Bei *Mastodonsaurus* ist die »basilare Platte« gegen das Parasphenoid deutlich begrenzt.

Die Übertragung der Fraas'schen Deutung auf die Basilarplatte von *Capitosaurus Helgolandiae* erscheint mir schwierig. Der hier deutlich vorhandene, von einer starken Knochenwand nach unten abgeschlossene Hohlraum unter und zwischen den Condylen fordert entsprechend der des supraoccipitalen Hohlraums zu der Deutung auf, daß er ebenfalls mit Knorpel erfüllt war und die basilare Platte durch perichondrische Verknöcherung des basioccipitalen Knorpels entstanden und daher ein Teil des Basioccipitale ist, das natürlich auch hier in keiner Weise an der Bildung der Hinterhauptcondylen teilnimmt; oder das Basioccipitale war bei *Capitosaurus* rein knorpelig und ist hier nur durch den Hohlraum vertreten und die »Basilare Platte« ist die hintere Endigung des Parasphenoids, kann sich doch dieser Knochen bei *Accipenser* sogar bis auf die Halswirbelsäule fortsetzen[1]).

Die Körper der Pleuroccipitalia, deren hintere Begrenzung ja die Hinterhauptscondylen sind, streben divergierend nach vorne und außwärts in die Gegend der Nahtstelle von Pterygoid und Parasphenoid, außen durch eine Kerbe davon getrennt und in der Mitte vermittels der auf der Unterseite der Pleuroccipitalia aufgewachsenen basilaren Platte mit dem Parasphenoid verschmolzen. Die Länge jedes Körpers beträgt wohl 40 mm; er ist von oben nach unten etwas niedergedrückt und außen wirbelartig konkav eingezogen.

Auf dem Körper der Pleuroccipitalia stehen sehr niedrige, breite und stämmige Knochenstücke, die occipitalen Flügel[2]), die das Foramen magnum seitlich umfassen, oben horizontal abgeschnitten sind und nach unten den supraoccipitalen Hohlraum

[1]) Gaupp, Anatomie des Frosches, S. 51.
[2]) Fraas, a. a. O. S. 131.

begrenzen, der sich mit ca. 50 mm Breite nach beiden Seiten fast soweit wie die äußersten Ecken der Condylen ausdehnt. Die Höhe des sich nach vorne allmählich verengenden Hohlraums ist 10 mm. Seinen völligen Abschluß gegen das Foramen magnum besorgen 2 Knochenkanten, die von den oberen inneren Ecken der occipitalen Flügel horizontal medianwärts ziehen und dort zu einer hinten in der Mediane spitzwinklig ausgeschnittenen Platte miteinander verschmelzen. Ihrer Lage nach könnten sie perichondrale Verknöcherungen des eigentlichen Supraoccipitale sein.

In gleicher Weise läßt sich eine Knochenstrebe deuten, die von der oberen äußeren Ecke des occipitalen Flügels des Pleurooccipitale etwas schräg nach oben abgeht, den supraoccipitalen Hohlraum seitlich begrenzt und die Seitenteile des Tabulare stützt. Sie geht seitlich mit den Knochenteilen, die dieses von unten verstärken, eine deutlich zackige Nahtverbindung ein, die an der Naht zwischen Postparietale und Tabulare beginnt.

Der exoccipitale Flügel des Pleuroccipitale sitzt an dem Körper des letzteren direkt vor der Condylusfläche seitlich an. Er ist ein ebenfalls kräftiger, glatter Knochen und strebt nach außen und etwas schräg nach oben nach der Unterseite des Tabulare, dessen wesentlichste Stütze er ist. Auf der linken Seite läuft quer über den Knochen, namentlich an der Unterseite sehr deutlich, und dort auch nicht mit kleinen Knochenbrüchen zu verwechseln, eine Naht, so daß nur das proximale Stück des Knochens dem Pleuroccipitale angehört, während das distale als Opisthoticum zu deuten ist.

Über dem oberen Rand des Condylus liegt in der Basis des Exoccipital-Fortsatzes ein kleines Loch, vielleicht das Foramen condyloideum für den Nervus hypoglossus. Unten an der Basis des exoccipitalen Fortsatzes direkt am Ansatz an den Körper des Pleuroccipitale befindet sich das nur von unten sichtbare Foramen jugulare für die Vagusgruppe. Quenstedt[1]) erwähnt und zeichnet bei *Cyclotosaurus robustus* an der Basis der Flügel seiner Occipitalia lateralia ein kleines Gefäßloch, das von Fraas[2]) als tiefe

[1]) a. a. O. S. 11 tab. 2 fig. 3.
[2]) a. a. O. S. 132.

Höhlung des Canalis nervi vagi bezeichnet wird, »welcher vollständig die Lage wie bei den Batrachiern zeigt.« Branson[1]) deutet im Anschluß hieran ein kleines Foramen, das aber bei *Anachisma* auf der inneren Seite statt auf der äußeren Seite der Pleuroccipitalia liegt, als Austrittsöffnung für den Nervus vagus und Nervus glossopharyngeus. Bei *Capitosaurus*, sowohl an dem Helgoländer als dem Bernburger Schädel, befinden sich an der Basis der exoccipitalen Fortsätze der Pleuroccipitalia zwei deutlich getrennte Löcher: ein kleineres über der gerundeten hinteren Kante des Knochens und ein sehr viel größeres unter dieser Kante; ersteres ist nur von hinten, letzteres von unten und der Seite sichtbar. Da man die große Durchbohrung kaum anders, als für die Vagusgruppe bestimmt deuten kann, so bleibt für das kleine hintere Loch nur die Deutung als Austrittstelle des Nervus hypoglossus übrig, Dies widerspricht allerdings dem Ergebnis einer Untersuchung v. Huene's: »*Eryops* und *Cacops* und somit wohl die Stegocephalen überhaupt besitzen kein zwölftes Gehirnnervenpaar (Hypoglossus) und stimmen darin mit den rezenten Amphibien überein«[2]). Um diesem Widerspruch zu entgehen hat man noch die Möglichkeit der Annahme, daß dieses Loch ein Nahrungsloch ist, ebenso wie ein kleineres Loch, das sich jederseits auf der Unterseite des Pleuroccipitale vor der vorderen Kante der Condylen an der Stelle, wo die basioccipitale Platte ihm aufliegt, befindet.

Nach der vorstehenden Deutung setzt sich die Occipital-Region von *Capitosaurus Helgolandiae* folgendermaßen zusammen:

Basioccipitale:	Basioccipitaler Hohlraum und »basilare Platte« (? Parasphenoid).
Pleuroccipitale:	Körper mit den Condylen und mit occipitalem und exoccipitalem Flügel.
Supraoccipitale:	Supraoccipitaler Hohlraum, unten von einer Knochenplatte und seitlich von zwei Knochenstreben begrenzt.

Das Foramen magnum erscheint hinten durch Vereinigung

[1]) Branson, Journ. of Geology XIII, S. 580.
[2]) Anatom. Anzeiger 1912, Bd. 41, S. 103.

der medianen Knochenspitzen bezw. -Platten der Condylen und des occipitalen Flügels der Pleuroccipitalia sowohl von dem supraoccipitalen als dem basioccipitalen Hohlraum getrennt.

Ein Exemplar des *Capitosaurus nasutus* von Bernburg (Ausguß eines Hohldrucks im Museum für Naturkunde) zeigt diesen Zustand in fast ähnlicher Weise, nur daß die trennenden Knochen platter und wenig massiv sind.

Dagegen verfließen an dem auf Tafel 20, Fig. 6 abgebildeten Hallenser Schädel die drei hinteren Höhlungen — supraoccipitaler und basioccipitaler Hohlraum und Foramen magnum — in ihren Grenzen in einander infolge des Fehlens verknöcherter Scheidewände. Diese Differenz zweier Individuen der gleichen Spezies weist darauf hin, daß die Verbindung der drei Hohlräume miteinander oder deren Abschluß gegeneinander kein spezifisches Merkmal ist, sondern offenbar auf anderen Ursachen beruht, als die man individuelles Alter, verschiedenes Geschlecht und verschiedene Ernährungsverhältnisse verantwortlich machen kann.

Die von H. v. Meyer[1]) abgebildete Hinteransicht des Schädels von *Capitosaurus Fronto* zeigt eine ganz ähnliche Anordnung der drei occipitalen Hohlräume wie an dem Hallenser Schädel von *Capitosaurus nasutus;* namentlich der basioccipitale Raum ist sehr deutlich erkennbar.

Bei *Cyclotosaurus robustus*[2]) fehlt die basioccipitale Platte und infolgedessen auch der basioccipitale Hohlraum; das Foramen magnum ist nach unten offen und fließt oben mit dem supraoccipi-

[1]) Palaeontographica VI. Tab. XXVIII, Fig. 2.

[2]) Quenstedt, Mastodonsaurier Tab. 2, Fig. 3, und Fraas, Labyrinthodonten, Taf. XI, Fig. 1. Unter dem von Quenstedt mit H-Hinterhauptsloch bezeichneten Hohlraum erscheint — die Abtrennung war durch die zwei medianen Spitzen der Condylen markiert — ein intercondylarer Raum; die Kante, die in dieser Ansicht die untere Grenze bildet, liegt jedoch nach der Unteransicht (Fraas, Tafel X) weit nach vorne und wird vom Parasphenoid gebildet. Der in der Hinteransicht scheinbar vorhandene basioccipitale Raum existiert re vera nicht. Quenstedt a. a. O. S. 11 bemerkt: »Zwischen den Condylen ist die Basalplatte sehr dünn, wie bei den Fröschen, und es wäre wohl möglich, daß beide in der Mittellinie gar nicht zusammenstoßen, sondern durch die Basis des Keilbeins von einander getrennt gehalten werden. Entscheiden kann ich die Sache nicht.« (Vergl. Fraas, a. a. O. S. 129.

talen zusammen. Wie die zwischen allen Knochen deutlich vorhandenen Nähte zeigen, ist das von Quenstedt und Fraas beschriebene Exemplar ein relativ junges, so daß die Möglichkeit vorhanden ist, dieser von *Capitosaurus* so abweichende Zustand der Hinterhauptsregion könnte im Alter dem von *Capitosaurus Helgolandiae* ähnlicher werden, zumal da ja sonst im Bau des Hinterhauptes eine Ähnlichkeit beider Gattungen nicht zu verkennen ist.

Bei *Capitosaurus stantonensis* Woodward, der nach der Geschlossenheit der Ohrschlitze zu urteilen [1]) zu *Cyclotosaurus* gehört, sind Foramen magnum und der supraoccipitale Hohlraum vereinigt. »Below the middle of the foramen magnum there is a narrow tongue of bone (60 cc.) separated by a little matrix from the prominent occipital condyles. This is probably to be interpreted as a partially ossified basioccipital element forming only an insignificant part of the occiput.« Nach der Zeichnung Plate XI Fig. 2 befindet sich das beschriebene Knochenstück in der Gegend zwischen den beiderseitigen occipitalen Fortsätzen der Pleurooccipitalia und zwischen den oberen Hälften der Condylen. Offenbar liegt hier ein völlig anderes Formelement vor, als das von mir am *Capitosaurus*-Schädel als Basioccipitale versuchsweise gedeutete [2]).

[1]) Proc. Zoolog. Soc. 1904, vol. II, S. 170, Pl. XI, Textfig. 34. »The occipital border is slightly excavated, and the deep notches for the auditory meatus are nearly, if not completely, surrounded by bone. The specimen is a little fractured in this region.«

[2]) Broili bemerkt im Referat Neues Jahrbuch f. Min. usw. 1912, I, 1. S. 157 über E. C. Case: Revision of the Amphibia und Pisces of the Permian of North America, wo als Merkmal der Unterordnung Temnospondyli unter 4. »Parasphenoid groß, sich rückwärts mit dem Barioccipitale vereinigend« aufgenommen ist, Folgendes: »Case nennt bei 4. als Merkmal ein Basioccipitale, das sonst bei den Stegocephalen nur äußerst selten, so von A. S. Woodward bei seinem *Capitosaurus* (Proc. Zool. Soc. 1904, 2) erwähnt wird; an den Münchener allerdings gedrückten Exemplaren ist ein solches bei *Eryops* nicht festzustellen und auch Branson (Journ. of Geol. 13, 1905) führt kein solches an«. Neuerdings hat jedoch v. Huene (Anatom, Anzeiger 1912. Bd. 41, S. 100) bei *Eryops* ein Basioccipitale nachgewiesen. »Sehr eigentümlich ist das Verhalten des Basioccipitale: es ist zu einem kleinen mit der Spitze nach vorn gerichteten Dreieck an der Unterseite zusammengeschrumpft. Zwar bildet es innerlich einen großen Teil des Hirnbodens, tritt aber äußerlich von hinten gesehen nur in einem sehr schmalen Bande im einspringenden Winkel zwischen den Gelenkfacetten der Exoccipitalia an die Oberfläche, ohne sich an der Gelenkbildung beteiligen zu können. Das Basioccipitale sieht wie ein kleines schuppenförmiges Rudiment aus«.

Dieser Schädel[1]) zeigt ebenso wie der von *Cyclotosaurus*[2]) und der von *Capitosaurus fronto* H. v. Meyer[3]) sehr schön und deutlich die Abtrennung eines Opisthoticum von dem exoccipitalen Fortsatz des Pleuroccipitale. Auch an dem Helgoländer *Capitosaurus* ist das Gleiche der Fall, wie bereits oben gesagt ist.

Zwischen diesen Knochen und der Schädeldecke, median begrenzt von dem occipitalen Fortsatz des Pleuroccipitale, liegt eine in die Paukenhöhle führende Durchbrechung der Schädelwand, die auch anderen Labyrinthodonten[4]) eigentümlich ist und von Branson[5]) mit dem Foramen posttemporale der Reptilien homologisiert wird.

Das unten zu geschärfte distale Ende des Opisthoticums stützt die »epioticalen« Knochenteile, die in ihrer Gesamtheit nicht bloß als Hautknochen sondern wohl auch als Ersatzknochen angesehen werden könnten, da das flachgelagerte Tabulare nämlich sowohl vor als hinter der Ansatzstelle des Opisthoticum durch kräftige Knochenmassen verstärkt ist. Hierzu gehört namentlich der Knochen, der sich unter den hinteren Rand des Tabulare legt und nach der Mediane mit dem Supraoccipitale nahtet; außen und hinten ist er zugeschärft. Die Grenze zwischen diesem Knochen und dem ähnlich gefärbten und in seiner Härte auch gleichen Gestein ist hier bei der Präparation wohl nicht richtig erkannt worden, und es mag ein Teil des Knochens als Gestein wegpräpariert worden sein; außerdem mag die Grenze von Knochen und Gestein von Hause aus nicht scharf gewesen sein, indem hier knochig-sehnige Massen zur Verbindung mit der Wirbelsäule angesessen haben mögen.

Vor das Opisthoticum legt sich eine sehr kräftige Knochenplatte, die, unter der Columella nach außen ziehend, unter dem vorderen Ende des Ohrschlitzes verläuft und sich an die aufstei-

[1]) Vergl. auch v. Huene, Neubeschreibung von *Dasyceps Bucklandi*. Geolog. u. paläont. Abhdlg. N. F. VIII, 6, S. 43.

[2]) Quenstedt, Die Mastodonsaurier Tab. 2, Fig. 3 und Fraas, Die Labyrinthodonten, Taf. XI Fig. 1.

[3]) Palaeontographica VI, Tab. XXVIII, Fig. 2.

[4]) *Eryops megacephalus* Cope siehe Broili, Palaeontographica 46, Tafel IX, Figur 12.

[5]) a. a. O. S. 578.

gende Lamelle des hinteren Pterygoid-Flügels heftete. Der Teil der Knochenplatte, der diese Anheftung besorgte, ist auf der linken Seite fortpräpariert, auf der rechten in stark verbrochenem Zustande zum Teil erhalten. Es befanden sich hier beiderseits schwer vom Gestein unterscheidbare Knochenmassen, die bei der Präparation entfernt werden mußten, um eine Ausräumung der Paukenhöhle zu ermöglichen; wahrscheinlich sind es verknöcherte Bindegewebsmassen, die im Alter die Unterstützung des Tabulare verstärkten.

Die Columella (Taf. 18) ist auf der linken Seite eine ca. 50 mm lange und 10 mm breite, platte Spange, die über der vorderen Endigung des Körpers der Pleuroccipitalia der Schädelwandung ansitzt und mit nach vorne convexer Krümmung nach außen und hinten zieht. Hier legt sie sich über einer Knochenplatte, die vom Ende des Opisthoticums seitwärts strebt, fest.

Die vordere seitliche Wand der Paukenhöhle wird von der aufsteigenden Platte des hinteren Pterygoid-Flügels gebildet, die medianwärts in das Prooticum übergeht. Dieses schließt über der Gabelstelle der beiden Pterygoid-Flügel die Paukenhöhle nach vorne ab und ist nach unten durch eine als Naht zu deutende kleine Furche von dem Pterygoid getrennt. Von vorne gesehen ist das Prooticum ein vierseitig begrenzter massiger wulstiger Knochen, etwas breiter als hoch. In der unteren inneren Ecke tritt das Trigeminusloch aus. Wo das Prooticum an das Schädeldach grenzt, sind seitwärts zwei große Durchbohrungen, die die Paukenhöhle mit dem Verbindungsraum von Gaumen- und Schläfenhöhle in Kommunikation setzen; welche Bedeutung diese Verbindungen haben, weiß ich nicht.

Die nach hinten und außen stark divergierenden hinteren Pterygoid-Flügel begrenzen nach innen das Kiefergelenk, das hinten wohl über 0,05 m breit, gerade, wenig konkav eingebogen, abgeschnitten ist und mit einer ziemlich zugeschärften Kante endigt. Von unten her ist das Gelenk ebenfalls sehr wenig konkav ausgehöhlt und nach der äußeren Rauhigkeit durch eine in spitzem, nach innen offenem Winkel geknickte Furche begrenzt. Nähte, die ein Os quadratum abgegrenzt erkennen ließen, sind nicht vorhanden.

Über dem Gelenk etwas nach außen gerückt liegt jederseits eine kleine ovale Grube, von der es jedoch zweifelhaft erscheint, ob sie nur eine Vertiefung oder eine völlige Durchbrechung des Knochens ist. Smith Woodward beschreibt an seinem *Cyclotosaurus stantonensis*[1]) eine weite Durchbrechung dieser Region als postero-temporal vacuity.

Zum Vergleich des Baus des eben beschriebenen Hinterhauptes des Helgoländer Schädels mit dem des Bernburger aus dem Hallenser Universitäts-Museum sind beide auf Tafel 20 unter einander abgebildet, wobei der Schädel des *Capitosaurus nasutus* seine natürliche Größe behalten hat, während der des *Capitosaurus Helgolandiae* auf $^2/_3$ seiner natürlichen Größe verkleinert wurde, so daß beide ungefähr in gleicher Breite erscheinen. Auf den ersten Blick springt bei dem Vergleich die große Niedrigkeit des Schädels von *Capitosaurus Helgolandiae*, die große Flachheit sowohl der Unterseite als der Oberseite in die Augen: ein Verhältnis, das, wie ich noch einmal hervorheben will, nicht auf einer nachträglichen Zusammenpressung des Schädels beruht, und auch wohl nicht gut durch das höhere individuelle Alter erklärt werden kann. Andere Unterschiede wären wohl auf diese Ursache zurückzuführen, so die größere Massigkeit und Festigkeit der einzelnen Knochen und ihrer Teile, die Kleinheit und Abgeschlossenheit des Foramen magnum nach oben und unten, ferner die unter dem Tabulare als dessen Verstärkung liegenden Knochenteile bei dem Helgoländer Schädel und das Auftreten einer unregelmäßigen Spalte zwischen dem Prosquamosum und der aufsteigenden Platte des hinteren Pterygoid-Flügels am Bernburger.

Demgegenüber muß es auffallen, daß der occipitale Fortsatz des Pleuroccipitale bei *Capitosaurus nasutus* verhältnismäßig höher ist als an dem Helgoländer Schädel. Jedoch liegen hier sicher individuelle Variationen vor, denn ein anderer Schädel der gleichen Spezies aus dem Berliner Museum für Naturkunde (vergl. S. 255) von nur wenig geringerer Größe zeigt diese Teile in einer von dem

[1]) a. a. O. S. 173.

Hallenser Schädel abweichenden Niedrigkeit, die ihn dem Helgoländer nähert. Seine Hinterhauptspartie erscheint auch wesentlich niedriger als an dem Hallenser Exemplar, und das Hinterhauptsloch ist oben und unten durch dünne Knochenspangen geschlossen. Trotz dieser zweifellosen Anklänge an den Helgoländer Schädel besitzt er jedoch die Rundung der Schläfengegend und den Umriß des Hallenser Schädels.

Einerseits ist es sonach gar nicht fraglich, daß der Helgoländer Schädel der gleichen Gattung wie der Bernburger Saurier angehört, andererseits erscheinen mir die mehrfach berührten Unterschiede von der Bernburger Spezies, namentlich betreffs des Umrisses der Ober- und Unterseite des Hinterhaupts, die Gestalt der Schläfenhöhle und die Schmalheit des Pterygoideum bei seinem Ansatz an das Parasphenoid hinreichende Gründe, um den Helgoländer *Capitosaurus* für eine neue Art zu halten.

Capitosaurus Helgolandiae n. sp. ist mit *Capitosaurus nasutus* H. v. Meyer aus dem oberen Mittleren Buntsandstein von Bernburg sehr nahe verwandt, aber nicht ident. Diese Feststellung zerstört die an den Helgoländer Fund geknüpfte Hoffnung, auf diesem Wege zu einer einwandfreien Gliederung der fraglichen roten, für Buntsandstein und Zechstein gehaltenen Schichten Helgolands zu gelangen[1]).

Bisher kennt man nur folgende sicheren Vertreter der Gattung *Capitosaurus* aus Mittlerem Buntsandstein:

1. *Capitosaurus nasutus* aus Mittlerem Buntsandstein von Bernburg. H. v. Meyer hat 1865 einen Fund von Catlenburg (Bl. Lindau) der wahrscheinlich auch aus Mittlerem Buntsandstein stammt, mit dem gleichen Namen belegt oder wenigstens für nahe verwandt erklärt.

Literatur:

1851. ? *Mastodonsaurus* Sack, Jahresber. d. naturw. Ver. Halle, S. 38.
1852. » Giebel, Neues Jahrb. f. Min., S. 601.
1858. *Capitosaurus nasutus* H. v. Meyer, Neues Jahrb. f. Min., S. 555.
1858. » » H. v. Meyer, Palaeontographica VI, S. 222, Taf. XXIV bis Taf. XXVIII, Fig. 1.

[1]) W. Wolff, a. a. O. S. 183.

1861. *Capitosaurus nasutus* H. v. Meyer, Neues Jahrb. f. Min., S. 71.
1865. » » H. v. Meyer, Tagebl. d. 40. Verslg. Deutsch. Naturf. Hannover, S. 74.
1887/90. » » Zittel, Handbuch der Palāontologie III, S. 354, 357, 403, 404, Fig. 337, 340, 394, 396.
1903/8. *Capitosaurus* Jaekel in Lethaea geognostica II, 1 Texttafel IX.

2. *Capitosaurus fronto* H. v. Meyer aus Mittlerem Buntsandstein von Bernburg; unterscheidet sich durch die Lageverhältnisse von Augenhöhlen zu Foramen parietale und Ohrschlitz und namentlich durch die feinere Skulptur der Oberfläche des Schädels.

Literatur:

1858. *Capitosaurus fronto* H. v. Meyer, Neues Jahrb. f. Min., S. 555.
1858. » » H. v. Meyer, Palaeontographica VI, S. 229, Taf. XXVIII, Fig. 2.

Mit großer Wahrscheinlichkeit gehört dazu auch noch

3. *Capitosaurus silesiacus* Kunisch aus den Chorczower Schichten (Unterer Wellenkalk)[1]) von Gogolin, Oberschlesien.

Literatur:

1884. *Labyrinthodonte* Gürich, Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., S. 141.
1885. *Mastodonsaurus silesiacus* Kunisch, 63. Jahresber. d. Schles. Ges. f. vaterl. Kultur, S. 90.
1885. » » Kunisch, Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., S. 528.
1888. » » Kunisch, 66. Jahresber. d. Schles. Ges. f. vaterl. Kultur, S. 90.
1889. » » Kunisch, 67. Jahresber. d. Schles, Ges. f. vaterl. Kultur, S. 100.
1887/90. *Capitosaurus silesiacus* Zittel, Handbuch der Palāontologie III, S. 404.
1890. » » Kunisch, Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., S. 377, Tafel XX.

4. *Capitosaurus africanus* Broom, Annales of the South African Museum VII, 1909, S. 271 aus der höchsten Abteilung der Beaufort series von der Farm Vaalbank bei Burghersdorp. »In general it ressembles *Capitosaurus nasutus*, but differs in having the exoccipital condyles nearly hidden by the superficial cranial bones, and in the prosquamosal (supratemporal) being relatively much larger.«

---

[1]) Wagner, Beitrag zur genaueren Kenntnis des Muschelkalkes bei Jena S. 105, erwähnt Labyrinthodonten-Reste aus Unterem und Oberem Wellenkalk.

Möglicherweise gehören hierher noch:

? 5. *Capitosaurus fuerstenberganus* H. v. Meyer aus dem Mittleren Buntsandstein von Herzogenweiler (Kr. Villingen-Baden). Die Anordnung der Choanen im Verhältnis zu den großen Fangzähnen und der äußeren und inneren Zahnreihe gleicht der von *Capitosaurus* und kommt der von *Mastodonsaurus* nahe; zu letzterer Gattung dürfte *C. fuerstenberganus* nicht gehören, da er ein einheitliches großes Foramen intermaxillare zu besitzen scheint; seine Zugehörigkeit zu *Trematosaurus* ist durch die völlig verschiedene Bezahnung ausgeschlossen. Einer Vereinigung von *C. fuerstenberganus* mit *C. nasutus* würde die große Länge der Vomerplatte des ersteren widersprechen.

Literatur:

1847. *Labyrinthodon Fuerstenberganus* H. v. Meyer, Neues Jahrb. f. Min., S. 186.
1847/55. » (*Trematosaurus*?) *Fuerstenberganus* H. v. Meyer, Fauna der Vorwelt, S. 138, T. 64 f. 16.
1858. » *Fuerstenberganus* H. v. Meyer, Palaeontographica VI, S. 234.
1884. » » Eck, Geognostische Karte der Umgegend von Lahr, Erläut. S. 89.
1899. » » Schalch, Erläut. z. Bl. Villingen, S. 22.
1887/90. *Mastodonsaurus Fuerstenberganus* Zittel, Handbuch der Paläont. III, S. 407 [1]).

? 6. *Capitosaurus vaslenensis* H. v. Meyer aus dem »Buntsandstein« [2]) (vielleicht Voltziensandstein, also Oberer Buntsandstein) von Wasselnheim (Nieder-Elsaß) auf Grund einer nicht unbedeutenden hinteren Schädelhälfte beschrieben und schlecht

[1]) Labyrinthodontenreste aus Buntsandstein werden noch mehrfach erwähnt und beschrieben, z. B.

1896. *Labyrinthodon* aff. *Fuerstenberganus* Fraas, die Schwäbischen Triassaurier, S. 7.
1901. » aus dem Buntsandstein von Teinach. Jahreshefte des Ver. f. vat. Nat. LVII, S. 318.
1907. » Mart. Schmidt, Mitt. d. Geol. Abteil. des Stat. Landesamt, Nr. 2, S. 3.

[2]) Aus dem »bunten Sandstein« von Sulzbad hat H. v. Meyer (Mém. d. Strassbourg 1837, II, 3, T. 1, Fig. 1a—d und Fauna der Vorwelt, S. 136, Taf. 63, Fig. 10 u. 11) Labyrinthodonten-Reste als *Odontosaurus Voltzi* beschrieben. Auch sonst werden Labyrinthodonten-Reste aus Röt angegeben; mir sind sie von Rüdersdorf her bekannt.

abgebildet. Die Merkmale, die von H. v. Meyer für eine Beziehung zu *Mastodonsaurus* angeführt werden, erscheinen mir sämtlich nicht ausschlaggebend. Das Hinterhaupt und die »Epiotical«-Gegend ist zerstört und das für *Capitosaurus* charakteristische stark vorspringende Tabulare und der tiefe Ohrschlitz nicht festzustellen. *Trematosaurus* ist der Augenstellung wegen ausgeschlossen.

Literatur:

1858. *Mastondonsaurus Vaslenensis* H. v. Meyer, Fauna der Vorwelt, S. 136, T. 59, Fig. 6, 7, 8.
1858. » » H. v. Meyer, Palaeontographica VI, S. 234.

Völlig zweifelhaft erscheint es, ob der Typus der Gattung *Capitosaurus*, *C. arenaceus* Graf Münster aus dem Keupersandstein von Benk in Oberfranken hierher gehört, der auf ein Schädelfragment gegründet ist, dessen Hinterhaupt vollständig fehlt, wodurch die entscheidenden Merkmale nicht festzustellen sind. Möglicherweise liegt ein *Cyclotosaurus* mit geschlossenem Ohrschlitz vor, ein Gattungsname, der von E. Fraas für *Capitosaurus robustus* H. v. Meyer eingeführt und auch auf *Capitosaurus stantonensis* Smith Woodward anzuwenden ist. Sollte dies der Fall sein, so müßte nach strengen Prioritätsgrundsätzen ein Umtaufen und Neutaufen erfolgen: der jetzige *Cyclotosaurus* müßte als *Capitosaurus* benannt und für *Capitosaurus nasutus* ein neuer Gattungsname eingeführt werden[1]). Ich persönlich wäre auch in diesem Falle dafür, daß man den jetzigen Zustand der Nomenklatur beibehält und zum Typus der Gattung *Capitosaurus* die Spezies *nasutus* H. v. Meyer erhebt.

Literatur über *Capitosaurus arenaceus* Graf Münster:

1836. *Capitosaurus arenaceus* Graf Münster, Neues Jahrb., S. 580.
1840. » » Verzeichnis der in der Kreis- und Naturalien-Sammlung zu Bayreuth befindlichen Petrefakten, T. 3.
1844. » » H. v. Meyer, Beiträge zur Paläontologie Württembergs, S. 10.
1847/55. » » H. v. Meyer, Fauna der Vorwelt, S. 152, Taf. 59, Fig. 3—5.
1858. » » H. v. Meyer, Palaeontographica VI, S. 235.

[1]) Fraas a. a. O., S. 134.

Jedenfalls sind bei dem jetzigen Stande der Wissenschaft Anhaltspunkte dafür vorhanden, daß die Gattung *Capitosaurus* in obigem Sinne nicht auf den Mittleren Buntsandstein beschränkt ist, sondern vom Mittleren Buntsandstein bis in den untersten Muschelkalk hinaufreicht. Ob und wie tief sie nach unten in den Unteren Buntsandstein oder gar in den Oberen Zechstein hinabgeht, darüber bestehen keinerlei Beobachtungen.

Berlin, den 26. April 1912.

Cultrijugatuszone und Unteres Mitteldevon südlich der Attendorn-Elsper Doppelmulde.

Mit einem paläontologischen Anhange.

Von Herrn **W. E. Schmidt** in Berlin.

Mit Tafel 22 und 23 und 4 Figuren im Text.

Im Sommer 1911 hatte ich die Aufgabe, die Schichtenfolgen im Süden der Attendorn-Elsper Doppelmulde bezw. der Meggener Mulde zu gliedern, soweit sie in den Bereich des Blattes Altenhundem fallen. Im Folgenden seien die Ergebnisse dieser Spezialkartierung und ein Teil der Resultate, die Herr Dr. HENKE und ich in früheren Jahren im südlichen Sauerlande gewonnen hatten, und im paläontologischen Anhange die Beschreibung einiger interessanten Versteinerungen mitgeteilt.

Der die Attendorn-Elsper Doppelmulde umgebende Lenneschiefer ist in neuerer Zeit nicht häufig Gegenstand von Veröffentlichungen gewesen. Auf der v. DECHEN'schen geologischen Karte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen war eine Gliederung dieser Gesteine noch nicht möglich, und daher bringen die Erläuterungen dieser Karte nur eine Reihe von Fossilfundpunkten und einige Faunenlisten sowie die Aufzählung einer Anzahl von Keratophyrvorkommen der Gegend von Altenhundem. Die folgende kurze Übersicht über die neuere Literatur dieser Gegend diene als Einführung.

1886 zeigt Graf Matuschka[1]) zum ersten Male, daß sich die unter dem Namen Lenneschiefer zusammengefaßten Gesteine gliedern lassen: die mit den Keratophyren im engsten Zusammenhange stehenden eisenschüssigen Schiefer der Gegend von Wingeshausen seien zum Oberkoblenz zu rechnen, die Dachschiefer von Raumland-Berleburg-Fredeburg und ihre Quarziteinlagerungen dagegen seien mit den Orthocerasschiefern des Ruppachtales, und zwar speziell mit der Zone der Grube Langscheid, zu parallelisieren und entgegen der früheren Auffassung mit Kayser in das Mitteldevon zu stellen. Diese Darstellung ist durch die späteren Untersuchungen bestätigt worden. Die Keratophyre werden jedoch in Übereinstimmung mit der damals herrschenden Meinung für gangförmige Durchbrüche gehalten.

1887 rechnet E. Schulz[2]) alle Schichten im Süden der Attendorn-Elsper Mulde fälschlich zum Oberkoblenz und zum Orthocerasschiefer und stellt auf seiner Übersichtskarte eine gewaltige Überschiebung dar, auf der diese Schichten zwischen Olpe und Brilon über mitteldevonischen Lenneschiefer und Oberdevon überschoben sein sollen. Diese große Überschiebung läßt sich nicht aufrecht erhalten, dagegen hat Henke (a. a. O. S. 33, 34) feststellen können, daß im Süden der Attendorner Mulde durch eine kleinere Überschiebung stellenweise mitteldevonischer Kalk und oberdevonische Schiefer der Beobachtung über Tage entzogen worden sind, was wohl hauptsächlich Schulz zur Annahme der großen Überschiebung veranlaßt hatte.

1889 erwähnt Frech[3]) in seiner Hercynarbeit die Gegend von Olpe und äußert die Vermutung, daß die in dieser Gegend schon lange bekannten Vorkommen von *Spirifer cultrijugatus* in

---

[1]) Graf Matuschka von Toppolczan, Die Dachschiefer von Berleburg. Diss. Göttingen 1886.

[2]) E. Schulz, Geognostische Übersicht der Bergreviere Arnsberg, Brilon und Olpe, sowie der Fürstentümer Waldeck und Pyrmont. Verh. Nat. Ver. Rheinl. Westf. 44, 1887; desgl. mit Übersichtskarte in der Beschreibung der Bergreviere Arnsberg, Brilon und Olpe usw. Bonn 1890.

[3]) F. Frech, Über das rheinische Unterdevon und die Stellung des »Hercyn«. Zeitschr. D. geol. Ges. 41, 1889, S. 221, 224 u. 225.

das Mitteldevon zu stellen seien, was meine Untersuchungen bestätigt haben. FRECH macht hier auch darauf aufmerksam, daß an der Grenze vom Unter- zum Mitteldevon die Schichtenfolge im Harz, im Lenneschiefergebiet und in Belgien sehr ähnlich entwickelt sei.

1893 sind die Untersuchungen MÜGGE's[1]) über die Lenneporphyre erschienen. Diese wichtige Arbeit enthält leider sehr wenige Angaben über die Stratigraphie, bringt aber durch die mikroskopische Untersuchung die Bestätigung der Beobachtungen v. DECHEN's und LOSSEN's, daß die Vorkommen eruptiver Gesteine im Lennetal zwischen Altenhundem und Saalhausen Tuffe sind, und daß die Keratophyre nicht gangförmig auftreten, sondern Deckenergüsse darstellen. Auf diese Arbeit werde ich noch später zurückkommen.

1895 erscheint der Versuch E. KAYSER's[2]), lediglich auf Grund der Fauna das Alter des Keratophyrtuffs von Bilstein zu bestimmen. KAYSER hält irrtümlich die *Myalina bilsteinensis* einschließenden Gesteine, also auch den Keratophyrtuff selbst, für altes Unterdevon; da aber KAYSER andererseits richtig das mitteldevonische Alter der nördlich von dem Keratophyrtuff liegenden Gesteine erkannt hatte, — damit hatte er die falsche Bestimmung E. SCHULZ' berichtigt —, so sah er sich gezwungen, ebenfalls eine große Überschiebung zwischen seinem vermeintlichen alten Unterdevon und den mitteldevonischen Lenneschiefern anzunehmen; die Überschiebung KAYSER's liegt zwischen Olpe und Altenhundem etwas weiter südlich als diejenige von E. SCHULZ. Merkwürdigerweise nun weist KAYSER (S. 137, 138) ebenfalls auf Grund der Fauna richtig das Oberkoblenz-Alter des Tuffes von Schameder nach, der nach den neueren Untersuchungen sehr wahrscheinlich im gleichen Niveau liegt wie der Tuff von Bilstein. FRECH[3]) dagegen hatte schon

[1]) O. MÜGGE, Untersuchungen über die Lenneporphyre in Westfalen und den angrenzenden Gebieten. N. Jahrb. Min., Beilage-Bd. VIII, 1893, S. 535.

[2]) E. KAYSER, Über das Alter der *Myalina bilsteinensis*. Dieses Jahrb. für 1894, Berlin 1895, S. 122.

[3]) F. FRECH, Die devonischen Aviculiden Deutschlands. Abh. z. Geolog. Spezialkarte von Preußen usw. Bd. IX, H. 3, 1891, S. 151.

1891 die *Myalina bilsteinensis* in die Cultrijugatus-Zone gestellt, vergl. auch Denckmann 1907, S. 265.

1897 hat R. Hundt[1]) die Gesteine im Nordwesten der Attendorn-Elsper Doppelmulde spezieller untersucht und mittels der Korallenkalke und der sog. Caiqua-Schicht eine Gliederung versucht; die im Süden der Mulde auftretenden Lenneschiefer hat er mit Schulz für Oberkoblenz gehalten und hat auf seiner Karte eine ähnliche Überschiebnng wie dieser eingetragen, auf der im Westen Oberkoblenz, im Osten unterer Lenneschiefer über Oberdevon überschoben sein soll. Wir erfahren über die uns hier beschäftigenden Schichten also nichts Neues.

1900 teilt Denckmann[2]) mit, daß er bei Bonzel, unweit Grevenbrück, die Odershäuser Kalke gefunden hat, wodurch die obere Grenze der im Folgenden behandelten Schichtenfolge festgestellt ist. Dadurch war zugleich erwiesen, daß bei Bonzel nur Lenneschiefer vom Alter des Unteren Mitteldevons vorhanden ist, während doch E. Schulz die Hauptmasse des Lenneschiefers zum Oberen Mitteldevon stellt.

1904 teilt Spriestersbach[3]) eine Fauna aus der Gegend von Remscheid mit und betont die Verwandtschaft dieser Fauna mit der von Bilstein, die hier vervollständigt wird. Spriestersbach faßt daher die Remscheider Schichten als Äquivalente der Schichten von Bilstein auf, stellt aber zunächst noch beide nach dem Vorgange von E. Kayser in das alte Unterdevon, doch macht er schon damals auf die engen verwandtschaftlichen Beziehungen dieser Faunen zu denen des Unterkoblenz aufmerksam.

1907 bestätigt W. Henke[4]), daß im Süden der Attendorner Mulde die Hauptmasse der Lenneschiefer zum Unteren Mitteldevon

---

[1]) R. Hundt, die Gliederung des Mitteldevons am Nordwestrande der Attendorn-Elsper Doppelmulde. Verh. Nat. Ver. Rheinl. Westf. 54, 1897, S. 205.

[2]) A. Denckmann und H. Lotz, Über einige Fortschritte in der Stratigraphie des Sauerlandes. Zeitschr. D. geol. Ges. 52, 1900, S. 564.

[3]) Julius Spriestersbach, Vorläufige Mitteilung über die Stellung der devonischen Schichten in der Umgebung von Remscheid. Centralbl. Min. Stuttgart 1904, Nr. 19, S. 599–603.

[4]) W. Henke, Zur Stratigraphie des südwestlichen Teiles der Attendorn-Elsper Doppelmulde. Diss. Göttingen 1907.

gehört. In dieser Arbeit wird auch auf den Facieswechsel aufmerksam gemacht, der sich in diesem Niveau vollzieht: im Osten vorwiegende Tonschiefer mit Quarziten und Kalklinsen, die Orthocerasschiefer, im Westen Grauwackenschiefer. In Kalklinsen fand Henke bei Meggen *Anarcestes* cf. *Wenkenbachi* Koch und stellte daher diese Schichten den unteren Wissenbacher Schiefern gleich, wodurch er die Unhaltbarkeit der großen Überschiebung E. Schulz' erwiesen hatte.

Im gleichen Jahre 1907 teilt W. Koehne[1]) eine Fauna aus dem Liegenden der uns hier interessierenden Schichten mit; auf Grund der Fauna stellt er die Schichten im Liegenden des Keratophyrtuffes von Bilstein in das Oberkoblenz. Hier wird bereits darauf aufmerksam gemacht, daß diese zum Oberkoblenz gerechneten feinen Sphärosideritschiefer der Gegend von Kirchhundem, Würdinghausen und Oberhundem von rauheren Sphärosideritschiefern überlagert werden, die eine ähnliche Fauna führen. Diese rauheren Sphärosideritschiefer sind die im Folgenden als Cultrijugatus-Zone bezeichnete Schichtenfolge.

Ebenfalls 1907 berührt E. Holzapfel[2]) in seiner Arbeit über »die Faciesverhältnisse des rheinischen Devon« die Gegend der Attendorner Mulde und rechnet hier die fossilführenden Schiefer vom Südflügel der Mulde zur Cultrijugatus-Zone und zu den Wissenbacher Schiefern.

1907 teilt Denckmann[3]) als ein Resultat seiner Untersuchungen im Siegerlande und im südlichen Sauerlande mit, daß die Schichten von Bilstein zusammen mit den die Decken der Lenneporphyre und ihre Tuffgesteine beherbergenden Sedimenten nicht als Siegener Schichten aufgefaßt werden können; diese Gesteine werden vielmehr als Koblenzschichten angesprochen.

---

[1]) W. Koehne, Vorläufige Mitteilung über eine Oberkoblenz-Fauna in Sphärosideritschiefern im südlichen Sauerlande. Dieses Jahrb. Bd. 28, 1907, S. 219–223.

[2]) v. Koenen-Festschrift 1907, S. 252.

[3]) A. Denckmann, Die Überschiebung des alten Unterdevon zwischen Siegburg an der Sieg und Bilstein im Kreise Olpe. v. Koenen-Festschrift, Stuttgart 1907, S. 265, 266.

1909 weisen J. Spriestersbach und A. Fuchs[1]) die faunistische Übereinstimmung der Schichten von Bilstein mit den Remscheider Schichten nach; diese aber glauben die genannten Autoren auf Grund einer reicheren Fauna den Oberkoblenz-Schichten anderer Gegenden gleichstellen zu müssen, zumal da die Schichten von Bilstein den Übergang in das echte, von Koehne beschriebene Oberkoblenz des südlichen Sauerlandes vermittelten.

1911 hebt A. Fuchs[2]) die Bedeutung der Cultrijugatus-Zone für die Parallelisierung des rechtsrheinischen Devons mit dem des Mittelrheins und der Eifel hervor und betont den allmählichen Übergang dieser Zone in die Remscheider Schichten, die das Alter der Oberkoblenz-Schichten haben. Fuchs erwähnt hier, daß sich die Cultrijugatus-Zone bisher nur südlich vom Ebbe-Sattel hat nachweisen lassen, nämlich in der Gegend von Meinerzhagen, Olpe, Kirchhundem usw.

1912 erscheint die ebenfalls hier zu nennende Arbeit von F. Liebrecht[3]). Obwohl das hier beschriebene Gebiet viel weiter südlich gelegen ist, muß die Arbeit doch in diese Übersicht aufgenommen werden, weil Liebrecht grade den Grenzschichten zwischen Unter- und Mitteldevon besondere Aufmerksamkeit schenkt. Die Entwicklung dieser Grenzschichten scheint eine sehr ähnliche zu sein wie im Süden der Attendorner Mulde, doch scheint dort die petrographische Gliederung größere Schwierigkeiten zu machen, denn es ist Liebrecht nicht gelungen, eine Gliederung durchzuführen, sondern er hielt es für zweckmäßig, diese Grenzschichten, die das Oberkoblenz und das ganze Untere Mitteldevon umfassen, unter dem neuen Namen »Ilseschiefer« zusammenzufassen.

---

[1]) J. Spriestersbach und A. Fuchs, Die Fauna der Remscheider Schichten, Abhandl. Kgl. Pr. Geol. L.-A. N. F., Heft 58, S. 3, 4.

[2]) A. Fuchs und W. E. Schmidt, Zur Lenneschieferfrage. Eine Entgegnung an Herrn Winterfeld. 1. Die Stratigraphie des Lenneschiefers im nördlichen und mittleren Sauerlande von A. Fuchs. D. Geol. Ges. 63, 1911, Monatsber. 2. S. 116, 117.

[3]) F. Liebrecht, Beiträge zur Geologie und Paläontologie des Gebietes um den Dreiherrnstein am Zusammenstoß von Wittgenstein, Siegerland und Nassau. Dieses Jahrb. Bd. 32, I, 1912, S. 412—484, Taf. 14 u. 15.

Aus dem Jahre 1912 ist endlich als letzte Arbeit der »Exkursionsführer durch die Attendorn-Elsper Doppelmulde« von W. Henke[1]) zu nennen. In der diesem Führer beigegebenen interessanten Übersichtskarte ist auch schon im Süden der Mulden die obere Unterdevongrenze z. T. nach meinen Beobachtungen eingetragen; desgleichen stimmen im Text des Führers die stratigraphischen Angaben über das Unterdevon und untere Mitteldevon in dem uns hier beschäftigenden Gebiete mit den Ausführungen im Folgenden überein.

In den Sommern 1908—1911 haben Herr Henke und ich gemeinsam das jüngere Unterdevon und das Mitteldevon nördlich von dem Siegener Unterdevon auf den Blättern Olpe, Kirchhundem und Altenhundem kartiert, nachdem bereits Herr Denckmann in diesem Gebiet eine Reihe von nur z. T. veröffentlichten Beobachtungen gemacht hatte. So hatte Denckmann den Rimmert-Quarzit, die Keratophyrdecken und die Sphärosideritschiefer als selbständige Schichtenglieder erkannt, wodurch der spezielleren Gliederung wesentlich vorgearbeitet worden war. Auch durch wichtige Fossilfundpunkte hat Denckmann viel zur endgültigen Klärung der Stratigraphie dieser Gegend beigetragen; hier seien nur genannt die wichtige Fauna von Einsiedelei, die einzige Fauna im Liegenden des Keratophyrs, die Funde von *Myalina bilsteinensis* vom Welperich bei Welschenennest, die sich sonst im südlichen Sauerlande nur bei Bilstein gefunden hat, und endlich die Funde von *Spirifer cultrijugatus* bei Kirchhundem.

Durch die Spezialkartierung ergab sich dann die folgende Schichtenfolge des jüngeren Unterdevons und unteren Mitteldevons: Über dem Rimmert-Quarzit Denckmann's folgt die im Maximum ca. 150 m mächtige Decke von Quarzkeratophyr bezw. Felsokeratophyr, die an ihrer oberen Grenze von Tuffbildungen begleitet zu sein pflegt. Über dem Keratophyr liegt eine mächtige Schichtenfolge von Oberkoblenz-Schichten, deren petrographischer Charakter im Streichen sehr wechselt: Im Osten, zwischen Olpe und Kirch-

[1]) W. Henke, Exkursionsführer. Berichte über d. Versamml. d. Niederrh. Geol. Ver, Bonn 1912, S. 1—24, m. 1 geol. Karte, Taf. I.

hundem sind in diesem Niveau vorwiegend milde Tonschiefer mit mehr oder weniger häufigen Tufflagen und Kieselgallen entwickelt, das ist die Facies der tuffführenden Schichten; zwischen Kirchhundem und Würdinghausen treten in diesem Niveau hauptsächlich feinschiefrige Tonschiefer mit Toneisensteinknollen auf, die Spärosideritschiefer Denckmann's; noch weiter gegen Osten und auch gegen Südosten finden sich sandige Schiefer mit Sphärosiderit in Linsen und Bänken; in einer kleinen Mulde nördlich von Brachthausen tritt lokal wieder die westliche Facies auf, nämlich tuffführende Schichten. Über dem Oberkoblenz folgt der Keratophyrtuff von Bilstein, dessen Niveaubeständigkeit von uns nachgewiesen wurde.

Auf dem Blatte Olpe haben Herr Henke und ich im Sommer 1909 über dem Keratophyrtuff von Bilstein mehrere Zonen petrographisch unterscheiden können. Auf Grund der Fauna haben wir über dem Keratophyrtuff bei Bilstein und weiter gegen Westen eine schmale Zone noch zum Oberkoblenz stellen müssen. Darüber haben wir eine Serie von Gesteinen als Cultrijugatus-Zone abgegrenzt. Zwischen dieser Cultrijugatus-Zone und einer Schichtenserie mit quarzitischen Sandsteinen, die wir als Äquivalent der Wissenbacher Schiefer aufgefaßt haben, konnte ich auf der westlichen Hälfte des Blattes Olpe keine weitere Gliederung vornehmen, während Herr Henke auf der östlichen Hälfte von Blatt Olpe in dieser Schichtenfolge noch 2 Zonen unterschieden hat, deren eine mit dem im Folgenden als Tonschiefer von Stöppel bezeichneten fossilreichen Schichtengliede identisch ist. Über den Wissenbacher Schiefern habe ich auf der Westhälfte des Blattes Olpe noch 4 petrographische Gesteinszonen unterscheiden können, die z. T. wohl schon zum oberen Mitteldevon gehören dürften. Im Sommer 1912 habe ich auf dem Blatte Altenhundem die vorstehend Cultrijugatus-Zone genannte Schichtenfolge noch weiter in 2 Abteilungen getrennt: nämlich in die eigentliche Cultrijugatus-Zone unten und in die Orthocrinus-Schichten oben; und außerdem habe ich den bis dahin unbekannten oberen Tuff als ein horizontbeständiges Schichtenglied nachweisen können. Herr Henke hatte bereits früher auf dem Blatte Olpe

tuffartige Gesteine gefunden, die dem oberen Tuff ähnlich sind, doch bedarf es noch einer Nachprüfung, um festzustellen, ob sie in dem gleichen Niveau wie jener obere Tuff liegen. Die Gesteine der im Folgenden als Orthocrinus-Schichten bezeichneten Zone hatte Herr HENKE ebenfalls schon auf dem Blatte Olpe aufgefunden und in ihnen bei Ober-Veischede die ersten Exemplare von *Orthocrinus tuberculatus* gefunden.

Herr HENKE hat die Veröffentlichung dieser Resultate an dieser Stelle freundlichst gestattet, auch habe ich für mein Übersichtskärtchen seine Kartierung der Meggener Mulde und der Gegend zwischen Bilstein und Kirchhundem benutzen dürfen, wofür ich ihm auch an dieser Stelle meinen Dank aussprechen möchte.

Demnach ist im südlichen Sauerlande für die Spezialkartierung von Herrn HENKE und mir die Schichtenfolge des jüngeren Unterdevons und des Unteren Mitteldevons von oben nach unten folgendermaßen gegliedert worden:

Mitteldevon	9. Gebänderte Schiefer des Unteren Mitteldevons und Wissenbacher Schiefer.
	8. Tonschiefer von Stöppel (Stöppeler Schiefer).
	7. Orthocrinus-Schichten.
Unterdevon	6. Oberer Tuff.
	5. Cultrijugatus-Zone.
	4b. Schmale Zone von Oberkoblenz auf dem Blatte Olpe.
	4a. Keratophyrtuff von Bilstein.
	3. Oberkoblenz (entwickelt als tufführende Schichten, Sphärosideritschiefer oder sandige Schiefer), Remscheider Schichten von J. SPRIESTERSBACH und A. FUCHS.
	2. Quarzkeratophyrdecke.
	1. Rimmert-Quarzit.

Beschreibung der Schichtenfolge und ihrer Fauna.

Die im Folgenden beschriebene Schichtenfolge umfaßt die Schichten von dem Keratophyrtuff von Bilstein bis an die untere Grenze des Oberen Mitteldevons. Die einzelnen Glieder sind auf dem

Blatte Altenhundem verhältnismäßig leicht zu unterscheiden, und durch das Vorhandensein zweier absolut niveaubeständiger Tuffhorizonte gewinnt die Stratigraphie dieser Gegend einen im rheinischen Devon nicht gerade häufigen Grad von Zuverlässigkeit.

Der Keratophyrtuff von Bilstein.

Hier sollen nur die Tuffvorkommen des Lennetales zwischen Altenhundem und Saalhausen sowie die zwischen Altenhundem und Bilstein gelegenen berücksichtigt werden. Diese Keratophyrtuffe sind in der bereits genannten Arbeit von O. Mügge ausführlich auf den Seiten 683—692 beschrieben worden, und dem dort Gesagten ist kaum etwas Neues hinzuzufügen; die folgende Beschreibung ist daher im wesentlichen eine Wiederholung der Ausführungen Mügge's. Auch wer sich über die historische Entwicklung unserer Kenntnis der Lenneporphyre und ihrer Tuffe unterrichten will, findet in der Einleitung bei Mügge eine vortreffliche Zusammenfassung.

Makroskopisch erscheint der Keratophyrtuff von Bilstein als ein vorwiegend gänzlich ungeschichtetes, meist mehr oder weniger lichtgrau oder -grünlich gefärbtes, Porphyrstruktur zeigendes Gestein: in einer dichten Grundmasse liegen meist fleischrot oder grünlichweiß gefärbte Feldspateinsprenglinge. Außer diesen bemerkt man an Zahl je nach dem Vorkommen wechselnde, meist schieferschwarze Flasern und Blätter von tonigem Material. Im Gegensatz zu dem später zu besprechenden oberen Tuff ist der Tuff von Bilstein sehr viel grobkörniger und enthält viel größere und meist rötliche Feldspate. Vielfach machen diese Gesteine nicht den Eindruck eines Tuffes, sondern eines echten Porphyrs; das ist dann der Fall, wenn das Gestein wenig geschiefert ist, wenig Schieferflasern enthält, verhältnismäßig grobkörnig ist und große Feldspateinsprenglinge führt. Solche porphyrähnlichen Vorkommen trifft man mitunter an folgenden Stellen: Bärtappen bei Altenhundem (Bierzapfen des Meßtischblattes), Langenei und Ilberg bei Saalhausen. Da aber diese porphyrähnlichen Vorkommen meist nur ganz lokale Erscheinungen sind und durch Übergänge mit

Tuffgesteinen verbunden sind, bei denen sich der Charakter des Tuffs unmittelbar mit bloßem Auge zu erkennen gibt, und da endlich die Mächtigkeit dieses Tuffhorizontes sich fast unverändert gleichbleibt auf einer Erstreckung von über 20 km im Streichen, so möchte ich doch annehmen, daß in diesem Horizont eine reine Tuffbildung vorliegt, in die nirgends Effusivmassen eingeschaltet sind. Damit stimmt auch überein, daß MÜGGE aus der Gegend zwischen Olpe und Schmallenberg bei der mikroskopischen Untersuchung nirgends auf echte Ergußgesteine gestoßen ist.

Über den mikroskopischen Befund sagt MÜGGE S. 685: »In Übereinstimmung mit v. DECHEN's Schilderung hat die Untersuchung zahlreicher Proben (des Lennetales) ergeben, daß sie zu den quarzfreien Tuffen mit Aschenstruktur gehören.« »Orthoklas konnte hier wie überall nicht nachgewiesen werden«. An der Töte bei Altenhundem hat MÜGGE in diesen Tuffen Einschlüsse von kompaktem Porphyr und von blasig-zelligen Stücken beobachtet, welch letztere er für eingeschwemmte Bimssteinstücke hält. Auf Einzelheiten der mineralogischen Zusammensetzung sei hier nicht eingegangen, sondern es sei auf die ausführlichen Beschreibungen MÜGGE's verwiesen.

Fauna ist in den Tuffen der hier beschriebenen Gegend sehr selten. LOSSEN hat in den Tuffen der Töte bei Altenhundem einen Tentaculiten in einer Schieferflaser des Tuffes gefunden. MÜGGE hat in dem Steinbruch an der Straße oberhalb Langenei im Tuff den Steinkern einer *Pleurotomaria*, bei Aue-Wingeshausen in einem Tuff *Orthis* sp., *Spirifer* sp. und Crinoidenreste und in dem Tuff vom Gallenberge bei Olpe einen Terebratel-Abdruck gefunden. Seit langem bekannt ist aber die Fundstelle bei dem Schlosse Bilstein, wo namentlich im Hangenden des Tuffes in einer sandigen Bank an der Straße, auf einem Waldwege am Schlosse und endlich in einem Steinbruch unterhalb Bilstein eine reichere Fauna gefunden wird. Auf dem Waldwege kommt die Fauna als Seltenheit auch im Tuff selbst vor.

Von Bilstein sind bisher durch KAYSER (a. a. O.) und SPRIESTERSBACH und FUCHS (a. a. O.) die folgenden Arten bekannt geworden:

Beyrichia embryoniformis Spriestb.?
Bellerophon tumidus Sandbg.
Tentaculites ornatus Sow.
Myalina bilsteinensis F. Roem.
Modiomorpha praecedens var. *gigantea* Spriestb.
» *bilsteinensis* Beush.
» *siegenensis* Beush.
Modiolopsis? taunica Kayser?
Cucullella truncata Stein.
Nucula aff. *confluentina* Beush.
Sphenotus soleniformis Goldf.
Pteronites idarensis Kayser
Prosocoelus priscus A. Roem.
Goniophora Schwerdi Beush..
Goniophora sp.
Lingula longiuscula A. Fuchs
Spirifer Nerei Barr.
» *arduennensis* Schnur.
» *subcuspidatus* typus A. Fuchs
» » var. *bilsteinensis* Scup. var.
Rhynchonella daleidensis F. Roem.
Chonetes plebeja Schnur
» *oblonga* A. Fuchs.

Der vierte, ebenfalls seit langem bekannte Fundpunkt in den Tuffen ist der von Schameder an der oberen Eder, von wo schon v. Dechen den Fund eines *Homalonotus*-Schwanzschildes angibt, und von dem Kayser die folgenden Fossilien nennt:

Cyrtina heteroclita Defr.
Atrypa reticularis L.
Anoplotheca venusta Schnur
Spirifer arduennensis Schnur?
Stropheodonta interstrialis Phill. sp.?
Orthothetes umbraculum Schl.?
Nucula sp.
Pleurotomaria crenatostriata Sandb.

Cryphaeus rotundifrons Emmr. emend. R. Richt.[1])
Homalonotus laevicauda Quenst.

Durch die Spezialkartierung hat sich ergeben, daß die Tuffe vom petrographischen Charakter des Keratophyrtuffes von Bilstein im Bereich der Meßtischblätter Olpe, Kirchhundem, Altenhundem und Schmallenberg alle demselben Niveau angehören, nämlich ungefähr auf der Grenze liegen zwischen den Sphärosideritschiefern Denckmann's, dem Oberkoblenz, und den im Folgenden als Cultrijugatus-Zone zusammengefaßten Schichten. Dadurch wird es wahrscheinlich, daß dieser Tuffhorizont auch weiter im Süden niveaubeständig bleibt, und daß der Tuff von Schameder ebenfalls dem gleichen Horizonte angehört, was durch die von Kayser mitgeteilte Fauna eine Stütze erfahren würde.

Faunistisch gehören sowohl der Tuff von Bilstein wie der von Schameder noch zum Oberkoblenz, denn im Tuff von Bilstein und in den Schiefern im unmittelbar Hangenden des Tuffes kommen z. B. bei Bilstein und südwestlich von diesem Orte auf dem Blatte Olpe noch mehrere Formen der Remscheider Fauna vor, wie Spriestersbach und Fuchs festgestellt haben; in der nächstjüngeren Cultrijugatus-Zone habe ich diese Formen nicht mehr gefunden. Streng genommen müßte man daher zwischen Bilstein und Olpe über dem Tuff von Bilstein noch eine schmale Zone von Schiefern zum Oberkoblenz hinzurechnen. Aus praktischen Gründen aber habe ich die obere Grenze des Tuffes zugleich als den oberen Abschluß des Oberkoblenz aufgefaßt, weil östlich von Bilstein im Gebiete des Kärtchens S. 295 die Bilsteiner Fauna nicht mehr beobachtet werden konnte.

Die Cultrijugatuszone im engeren Sinne.

Die Gesteine dieses Horizontes haben ein gemeinsames Kennzeichen, nämlich sie führen dünnplattige, glimmerreiche Sandsteine. Diese Sandsteine liegen als meist nicht sehr mächtige Pakete in

[1]) Rud. Richter, Beiträge zur Kenntnis devonischer Trilobiten aus dem Rheinischen Schiefergebirge. Vorbericht zu einer Monographie der Trilobiten der Eifel, Diss. Marburg 1909, S. 61.

Schiefern, deren petrographischer Habitus im Streichen wesentlich wechselt. In der Gegend von Altenhundem und im Lennetal aufwärts bis etwa in die Gegend von Kickenbach liegen die Sandsteine in harten, vielfach hellgrauen Tonschiefern mit viel Sphärosiderit in Knollen und Bänken. Diese Ausbildung ist am schönsten bei Altenhundem an der Straße nach Meggen in den beiden Steinbrüchen und ebenso in den großen Brüchen von Faule Butter, südöstlich von dem Meggener Walzwerk, zu beobachten. Westlich von Altenhundem werden die Schiefer noch fester und z. T. flaserig, enthalten spärlicher Sphärosiderit und führen häufiger dickbankigere Sandsteine. Östlich von Kickenbach liegen die spärlicher werdenden dünnplattigen Sandsteine in dunklen Ton- bis Grauwackenschiefern von wechselndem Habitus. Bei Langenei sind es vorwiegend dunkle Tonschiefer mit wenig Sphärosiderit, am Rennacken sandige Sphärosideritschiefer mit eisenschüssigen Sandsteinen, die den Oberkoblenz-Schichten im Nordosten des Blattes Kirchhundem zum Verwechseln ähnlich sind. Am Steinernen Kreuz, Punkt 497,6 des Meßtischblattes Altenhundem, zwischen Kirchberg und Ilberg, wie auch an mehreren Stellen des Blattes Kirchhundem, z. B. am Engelbertstein bei Marmecke, sind die Sphärosideritknollen sehr kieselig, — es sind das die sogenannten Kieselgallen. Zu erwähnen ist hier auch die Ausbildung der Cultrijugatus-Zone bei Kirchhundem, wo schon Koehne[1]) »rauhere Sphärosideritschiefer« im Vergleich zu den gleichen Gesteinen des eigentlichen Oberkoblenz unterscheidet. Es sind dies dickschiefrige, etwas rauhe Ton- bis Grauwackenschiefer, in denen Lagen von Sphärosideritlinsen in Abständen von 1—2 m die Schichtung deutlich zum Ausdruck bringen. Diese Gesteine sind hervorragend gut in dem Einschnitt des Bahnhofs Kirchhundem und an der Straße zwischen diesem Bahnhof und dem Orte Kirchhundem zu beobachten. Am Ausgehenden sind die Sphärosiderit-Linsen durchweg umgewandelt, aber merkwürdiger Weise nicht einheitlich; in den meisten Fällen sind sie, wie auch sonst gewöhnlich, zu Eisenocker verwittert, lokal aber beobachtet man eine Umwandlung in rotes Eisenoxyd, in eine rötelartige

[1]) a. a. O. S. 222.

Masse. Es ist das eine ähnliche Erscheinung wie im Siegerlande, wo auf einigen Gängen der Spateisenstein in Rotspat, Eisenglanz und Eisenrahm umgewandelt ist[1]), während die gewöhnliche Umwandlung die in Brauneisenstein ist. Solche in Rötel umgewandelten Sphärosideritlagen kann man neben in Eisenocker umgesetzten sehr gut an der oben genannten Straße beobachten. Auf diese eigenartige Erscheinung hat zuerst DENCKMANN[2]) aufmerksam gemacht. Eine befriedigende Erklärung hierfür vermag ich noch nicht zu geben.

Die im Vorhergehenden beschriebene Schichtenfolge führt allenthalben Versteinerungen, und zwar hat sich eine verhältnismäßig artenreiche Fauna gefunden, trotzdem während der geologischen Aufnahmearbeiten die Fossilfundpunkte nicht systematisch ausgebeutet worden sind. Auch LIEBRECHT[3]) hat in dem von ihm untersuchten Gebiet in etwa gleichalterigen Schichten eine reichere Fauna zusammengebracht, so daß die Fauna dieser Grenzschichten vielleicht überall im südlichen Sauerlande und weiter südlich sich durch relative Reichhaltigkeit auszeichnet.

Die hier als Cultrijugatus-Zone zusammengefaßte Schichtenfolge rechne ich noch zum Unterdevon, weil die Fauna mir eine engere Verwandtschaft zu der Oberkoblenzfauna dieser Gegend zu haben scheint als zu der des Mitteldevons. Namentlich die folgenden Fossilien haben mich bestimmt, diese Zone vom Mitteldevon zu trennen:

Cryphaeus rotundifrons EMMR. emend. R. RICHTER
Ctenocrinus sp.
Orthis hysterita GM.
Spirifer Jaekeli SCUP.
Rhynchonella hexatoma SCHNUR
Pterinea costata GOLDF.
» *costulata* A. ROEM.

[1]) Vergl. BORNHARDT, Über die Gangverhältnisse des Siegerlandes und seiner Umgebung. Archiv für Lagerstättenforschung, Heft 2, Berlin 1910, S. 309 ff.

[2]) DENCKMANN, Umwandlung von Eisencarbonat in Eisenoxyd im Siegener und im benachbarten Unterdevon. Notiz bei BORNHARDT s. o. 1910, S. 335–338.

[3]) a. a. O. 1912.

Pterinea ventricosa Goldf.
Ctenodonta Maureri Beush.
Cucullella truncata Stein.
Myophoria circularis Beush.
Grammysia anomala var. *rhenana* Beush.
Conocardium rhenanum Beush.

Dabei möchte ich noch hervorheben, daß *Cryphaeus rotundifrons* nach Richter[1]) ein Leitfossil für rheinisches Oberkoblenz ist, und daß die Gattung *Ctenocrinus* meines Wissens nicht über das Oberkoblenz hinausgeht; auch *Spirifer Jaekeli* wird bisher vorwiegend aus jungem Unterdevon angegeben. Auch die oben genannten Lamellibranchiaten sind aus dem Mitteldevon bisher nicht genannt worden.

Einige Worte endlich noch über *Spirifer cultrijugatus*. Im südlichen Sauerlande habe ich nicht beobachten können, daß die beiden Varietäten: *Sp. cultrijugatus* und *Sp. auriculatus* eine verschiedene vertikale Verbreitung haben. Die recht mangelhafte Erhaltung verhindert oft, daß die Stücke mit Sicherheit einer jener beiden Varietäten zugewiesen werden können, aber auch die gut erhaltenen Exemplare widersprechen der mehrfach vertretenen Ansicht, daß *Sp. auriculatus* die ältere Form sei, denn ich habe ein zweifellos dieser Art angehöriges Stück in den mitteldevonischen Orthocrinus-Schichten gefunden. Im südlichen Sauerlande kommt *Sp. cultrijugatus* in 3 Zonen vor: 1) im echten Oberkoblenz nach Funden von W. Koehne und J. Spriestersbach, 2) in der hier Cultrijugatus-Zone genannten Schichtenfolge und 3) in den mitteldevonischen Orthocrinus-Schichten. Cultrijugatus-Zone soll daher hier bedeuten: Hauptverbreitung des *Spirifer cultrijugatus*.

In der folgenden Liste der in der Cultrijugatus-Zone gefundenen Versteinerungen verweisen die Zahlen hinter den Fossilnamen auf die am Schluß der Liste nummeriert aufgeführten Hauptfundpunkte dieser Zone.

Proetus sp. 6
Cryphaeus rotundifrons Emmr. emend. R. Richter. 3

[1]) a. a. O. S. 66.

Orthoceras sp. sp.
Bellerophon sp.
Pleurotomaria sp. 1, 7
» sp. 2
Murchisonia aff. *Losseni* KAYS. 7
Turbonitella cf. *piligera* SANDB.
Tentaculites cf. *scalaris* v. SCHLOTH.
Avicula sp. 6
Aviculopecten sp. sp.
Pterinea cf. *costata* GOLDF.
» *costulata* A. ROEM. 6
» cf. *ventricosa* GOLDF.
» cf. *lineata* GOLDF.
cf. *Nucula lodanensis* BEUSH.
Ctenodonta Maureri BEUSH.
» *daleidensis* BEUSH.
» sp.
Cucullella truncata STEIN.
Myophoria circularis BEUSH. 3
Paracyclas rugosa GOLDF.
Conocardium rhenanum BEUSH.
Grammysia anomala var. *rhenana* BEUSH. 6
cf. *Sphenotus soleniformis* GOLDF. 2
Orthis hysterita GM. 3
» *striatula* v. SCHLOTH.
Orthothetes umbraculum v. SCHLOTH. sp. 1, 4, 5
Stropheodonta interstrialis PHILL. sp. 1
Leptaena rhomboidalis WAHLBG.
Douvillina filifer n. sp. 4, 7, 5, 8
» *bispinosa* A. FUCHS
» *interstrialis* n. sp.
Chonetes sarcinulata v. SCHLOTH. 1, 3
» *plebeja* SCHNUR. 1, 2, 3, 6, 7
Spirifer speciosus auct. 1, 2, 3, 4, 5
» *subcuspidatus* SCHNUR. 3
» » var. *bilsteinensis* SCUP. 2, 4

Spirifer cultrijugatus sive *auriculatus*. 2, 3, 4, 5
» *curvatus* v. Buch
» *Jaekeli* Scup. 6
» *Fuchsi* n. n.
» cf. *paradoxus* v. Schloth.
Cyrtina heteroclita v. Buch. 2, 5
Athyris concentrica v. Buch
» sp. sp.
Rhynchonella hexatoma Schnur. 6, 7
» sp.
?*Eunella* sp.
Fenestella sp. sp.
Ctenocrinus sp.
Cladocrinoidee
Zaphrentis sp.
?*Kunthia* sp.
Pleurodictyum sp. 1

1. Gleierbrücke, erster Bahnanschnitt östlich vom Ort.
2. Gegenüber der nordwestlichen Gartenecke der Karlshütte bei Langenei an der Straßenböschung.
3. Bergrücken nördlich der Mühle Vasbach bei Kirchhundem.
4. Straßenböschung zwischen Bahnhof und Ort Kirchhundem.
5. Südfuß des Kahlenberges bei Kirchhundem.
6. Steinbruch am Waldrand am Ostfuß des Wimpels bei Altenhundem.
7. Rinseberg bei Oberhundem.
8. Stöppelkopf bei Gleierbrücke.

Oberer Tuff.

Etwa 100 m unterhalb der oberen Grenze der Cultrijugatus-Zone liegt ein bisher unbekannter Tuffhorizont. Dieser Tuff hat eine maximale Mächtigkeit von nur etwa 5 m, hat sich aber trotzdem über eine streichende Länge von 11 km, und noch dazu in 3 parallelen Zügen verfolgen lassen, nämlich auf beiden Sattelflügeln und dem Gegenflügel der südlich an den Sattel anschließenden Mulde.

Makroskopisch gleicht dieser Tuff einer grobkörnigen, etwas schieferigen Grauwacke. Auf frischen Bruchflächen bemerkt man in einer hell- bis dunkelgrauen Grundmasse zahlreiche weiße Fleckchen, die den Durchmesser von 1 mm nie überschreiten. Außer diesen weißen Fleckchen, Feldspatkryställchen, gewahrt man häufig kleine Flasern von Tonschiefermaterial. Wenn der Tuff stark geschiefert ist, was nicht selten der Fall ist, läßt sich makroskopisch meist nichts mehr unterscheiden, er bekommt dann ein fettig glänzendes Aussehen und erweckt in der Hand das Gefühl, als ob man Seife anfaßt. Bei der Verwitterung nimmt er eine gelblich-bräunliche Farbe an.

Im Gegensatz zu dem Tuff von Bilstein, der häufig weithin sichtbare Klippen bildet, zeigt der Obere Tuff gar keine Neigung, im Gelände hervorzutreten. Dieser Umstand im Verein mit seinem grauwackenähnlichen Aussehen erschwert die Auffindung des Tuffes in bewaldeten Gebieten erheblich.

Spuren von Versteinerungen habe ich nur an einer Stelle in diesem Tuff gefunden, nämlich auf der Höhe des Bergrückens zwischen der Askey und dem Veischedetal unterhalb Bilstein. Ein Crinoidenstielglied war der einzige organische Rest, den ich finden konnte.

Die mikroskopische Untersuchung des Oberen Tuffes hat Herr Dr. G. Berg liebenswürdiger Weise übernommen, wofür ich ihm auch an dieser Stelle meinen besten Dank aussprechen möchte. Herr Berg hat mir über das Ergebnis seiner Untersuchung die folgenden Zeilen übergeben:

»Der Obere Tuff schließt sich petrographisch eng an die von Mügge beschriebenen Keratophyrtuffe von Züschen an, doch ist die Struktur wesentlich feinkörniger. Man findet dieselbe, meist sehr typisch entwickelte Aschenstruktur mit den konkaven, »knochenförmigen« entglasten Glaspartikelchen. Diese Glassplitter liegen oft parallel, so daß eine Fluidalstruktur des Gesteines vorgetäuscht wird, in der Mehrzahl der Fälle jedoch liegen sie völlig richtungslos durcheinander. Eingeschlossen sind in diese Aschengrundmasse streng automorphe Plagioklaskrystalle, die vermöge ihrer symmetrischen Aus-

löschungsschiefe, die 18° niemals überschreitet, als Albit bestimmt werden konnten. Die kleinsten Krystalle zeigen oft keine Zwillingslamellierung, Orthoklas ist indessen nicht zugegen. Stets sind der Aschenmasse kleine wohlausgebildete Muscovittäfelchen einzeln eingestreut, ferner finden sich wirre Aggregate von neugebildetem Sericit. Fleckenweise finden sich im Gestein Nester von schmutzig bräunlichem Limonit, die oft auch carbonatische Zersetzungsprodukte umschließen. Mit starker Vergrößerung gewahrt man hier und da ein Zirkonkörnchen.

Eine besondere Stellung nimmt in diesen Gesteinen der Quarz ein, der stets in kleinen unregelmäßig polyedrischen Körnern sich findet. Seine Beteiligung ist überaus wechselnd. In manchen Tuffen fehlt er gänzlich, in anderen nimmt er so überhand, daß das ganze Gestein einen sedimentären Eindruck macht, obwohl man überall noch die Spuren des Aschentuffes erkennen kann (Rennacken, Gipfel der Kahle). Es scheinen also z. T. wenigstens sedimentär umgelagerte Aschenmassen in diesen Tuffgesteinen vorzuliegen.«

Die Orthocrinus-Schichten.

Über der Cultrijugatus-Zone oder etwa 100 m über dem Oberen Tuff folgt eine in ihrem petrographischen Charakter verhältnismäßig einheitliche Schichtenfolge, die ich nach dem recht häufigen und leicht erkennbaren Leitfossil *Orthocrinus tuberculatus* n. sp. als Orthocrinus-Schichten bezeichnen will.

Diese Schichtenfolge setzt sich aus verhältnismäßig rauhen, carbonatreichen Grauwackenschiefern zusammen. Auch in dieser Zone machen sich im Streichen der Schichten Unterschiede im Gesteinscharakter bemerkbar, doch konnte sie im untersuchten Gebiet stets mit Sicherheit petrographisch wiedererkannt werden. Im Osten sind die Gesteine dieses Horizontes am rauhesten und zeichnen sich durch auffallend lichte bezw. bunte Farben beim Verwittern aus: angewittert sehen sie hellgrau, -grünlich, -gelblich und -rötlich gefleckt aus. Westlich von Altenhundem werden die Gesteine allmählich immer milder; außerordentlich milde sind

sie nordöstlich von Olpe, in der Ziegelei, wo aus den durch Verwitterung entkalkten Schiefern Backsteine gebrannt werden.

Infolge ihrer sehr festen, schwer verwitternden Gesteine macht sich die Zone der Orthocrinus-Schichten im Gelände als Höhenzug deutlich bemerkbar, wenigstens im Osten des Kartenbildes S. 295, wo die Gesteine rauher sind. Nördlich vom Lennetal wird das Auftreten der Orthocrinus-Schichten durch die höchsten Erhebungen angezeigt: Himberg, Hohe Lehnberg, Herrscheid, Stöppelkopf, Bünte, Kuhhelle, Wimpel, Hohe Schlade, Askey, Rosenberg. Aber auch südlich vom Lennetal erheben sich recht beträchtliche Höhen dort, wo die Orthocrinus-Schichten im Muldenkern liegen, z. B. Töte und Kirchberg. Dadurch, daß diese Zone sich so deutlich markiert, lassen sich die Überschiebungen unmittelbar im Gelände erkennen (vergleiche hierüber die Ausführungen im tektonischen Teil).

Hervorzuheben ist noch, daß die meisten bergbaulichen Versuche im Gleiertal zwischen Gleierbrücke und Bracht sowie in den Tälern nördlich von Saalhausen in den Orthocrinus-Schichten gemacht worden sind; aber alle diese Versuche sind bald als unrentabel eingestellt worden. Diese Erzgänge führen Schwefelkies, Bleiglanz, Zinkblende und Schwerspat.

In dem Gebiet des Gleiertales und namentlich nordöstlich von diesem Tal, d. h. also in dem Gebiet, wo die Erzgänge auftreten, sind die Gesteine der Orthocrinus-Schichten meist durch die oben erwähnten lichtbunten Verwitterungsfarben ausgezeichnet. Es ist auffallend, daß dieses eigentümliche Verhalten der Gesteine beim Verwittern zusammentrifft mit dem häufigeren Auftreten kleinerer Erzgänge; und es liegt nahe, daran zu denken, daß zugleich mit der Ausfüllung der Gangspalten eine minimale Infiltration irgend welcher Mineralstoffe in das Nebengestein stattgefunden hat, die zur Folge hatte, daß dieses sich beim Verwittern anders verhält als die Gesteine, denen Erzgänge fehlen. Auffallend ist es wenigstens, daß in der Gegend der bunt verwitternden Orthocrinus-Schichten die Schalen der Fossilien, wenn sie noch erhalten sind, mitunter aus Schwerspat bestehen, wie ich es z. B. auf dem Juberg am Gleiertal beobachtet habe (vergleiche die Erklärung der Fig. 11 auf Tafel 23).

Mit den Orthocrinus-Schichten beginnt nach meiner Auffassung das Mitteldevon. Zwar kommt noch recht häufig *Spirifer cultrijugatus* vor, aber daneben findet sich eine so große Zahl von echten Mitteldevon-Fossilien, daß ich diese Schichten schon zum Mitteldevon rechne, zumal da von einigen Forschern die Cultrijugatus-Zone in ihrer Gesamtheit in das Mitteldevon gestellt wird. Bestimmend war für mich vor allem, daß ich in den Orthocrinus-Schichten an mehreren Stellen *Cupressocrinus abbreviatus* Goldf. gefunden habe, der wohl für sich allein schon genügen würde, um das mitteldevonische Alter der Orthocrinus-Schichten zu beweisen.

Bemerkenswert ist in der Fauna der Orthocrinus-Schichten ein sehr großer *Pentamerus*, der mit dem von Halfar[1]) beschriebenen *P. hercynicus* zu identifizieren sein dürfte. Auch im südlichen Sauerlande treten also an der Grenze von Unter- und Mitteldevon, wie im Ruppachtale, im Harz und in Belgien[2]), große *Pentamerus*-Arten auf. Der von Liebrecht[3]) aus gleichalterigen Schichten im Ilsetal und im Oberkoblenz von Simmersbach gefundene *Pentamerus* scheint mit dem eben genannten identisch zu sein.

Im Folgenden sind die in der Zone der Orthocrinus-Schichten gefundenen Versteinerungen aufgezählt; auch hier verweisen die Zahlen hinter den Fossilnamen auf die zum Schluß aufgezählten Hauptfundstellen.

Phacops Schlotheimi Bronn. 2, 9, 10
Gasteropod. 3
Aviculopecten sp.
Orthothetes umbraculum v. Schloth. 9
Stropheodonta interstrialis Phill. sp. 9
Strophomena subtetragona F. Roem.
Chonetes sarcinulata Schloth. 9
Atrypa reticularis L. 2, 3, 5
Spirifer cultrijugatus F. Roem. 1, 2, 3, 6, 7, 9
» *speciosus* auct. 1, 9

[1]) a. a. O.

[2]) F. Béclard, Sur deux fossiles infra-couviniens. Bull. soc. Belge de Géol. Tome I, 1887, p. 189 f..

[3]) Liebrecht, a. a. O. S. 462, 463, Taf. 14, Fig. 7, 8.

Spirifer subspeciosus VERN. 2
» *aculeatus* SCHNUR. 6
» *curvatus* v. BUCH. 6
Athyris cf. *undata* DEFR. 8
Pentamerus cf. *hercynicus* HALFAR. 1, 3, 5
Anoplotheca venusta SCHNUR. 1
Fenestella sp. sp. 1, 6
Orthocrinus tuberculatus n. sp. 2, 4, 7, 9, 10
Myrtillocrinus (?) *curtus* n. sp. 2
Cupressocrinus abbreviatus GOLDF. 1, 6, 8
Platyhexacrinus ornatus n. g. n. sp. 9
» *inornatus* n. g. n. sp. 9
Crinoiden-Reste
Cyathophyllum torquatum SCHLÜT. 3, 5
Amplexus sp. 3
Calceola sandalina LAM. (?) 1
Favosites sp. sp. 1, 6
Aulopora serpens GOLDF. 9
Alveolites sp. 3
Stromatopora sp. (?) 1

1. Juberg, Gleiertal.
2. Rosenberg nördlich von Bilstein.
3. Stollen im Seitentälchen des Gleiertals, südlich Bracht.
4. Kuhhelle nördlich Altenhundem.
5. Rümperholz im Gleiertal.
6. Südlich vom Kickenbacher Hammer.
7. Südlich von Maumke, Hohlweg.
8. Hoher Lehnberg.
9. Olpe.
10. Ober-Veischede.

Stöppeler Tonschiefer[1]).

Durch einen allmählichen Übergang mit den Orthocrinus-

[1]) Dieser Horizont ist in dem Exkursionsführer von HENKE 1912, S. 6 mit dem anfangs von mir gewählten, wenig treffenden Namen: Kalkschiefer bezeichnet worden.

Schichten verbunden, treten im Hangenden dieses Horizontes kalkreiche Tonschiefer auf, die ich als Tonschiefer von Stöppel bezeichnen will, weil diese Schiefer am Nordausgang der Gehöfte Stöppel gut aufgeschlossen und typisch entwickelt sind. Der kräftige Kalkgehalt ist vor allem auf die Kalkschalen der zahlreichen Versteinerungen zurückzuführen; am Ausgehenden sind die Kalkschalen natürlich aufgelöst, und das in frischem Zustande schwarzgraue oder blauschwarze Tongestein geht dann in eine poröse, braune, weiche sandigtonige Masse über. Der Kalkgehalt konzentriert sich zuweilen so sehr, daß unreine Kalke entstehen, wie z. B. in dem Steinbruch gegenüber dem Meggener Walzwerk, im Kickenbacher Tal und an einigen anderen Stellen.

Von den Gesteinen der Orthocrinus-Schichten unterscheiden sich diejenigen der Stöppeler Tonschiefer durch das Fehlen rauherer Gesteine, von denen des nächst jüngeren Horizontes durch das Fehlen gebänderter Schiefer, die für diesen charakteristisch sind.

Die Mächtigkeit der Stöppeler Tonschiefer nimmt anscheinend von Osten nach Westen ab, obwohl auch Spezialfaltung und flachere Lagerung dafür zur Erklärung herangezogen werden müssen, daß diese Zone an der Oberfläche im Osten eine größere Breite einnimmt als im Westen. Die milde Beschaffenheit der Gesteine der Stöppeler Tonschiefer in Verbindung mit dem Reichtum an leicht auslaugbaren Kalkschalen bewirkt, daß dieser Horizont im Gelände meist eine deutliche Depression bildet, wodurch die steilen und hohen Hänge der Orthocrinus-Schichten umso stärker hervortreten.

Die Fauna der Stöppeler Tonschiefer ist eine echte Mitteldevon-Fauna, in der vor allem das Vorkommen eines *Bronteus* aus der Untergattung *Thysanopeltis* bemerkenswert ist, die Fauna ist wohl sicher reichhaltiger, als es nach der im Folgenden aufgeführten Liste scheinen mag, doch konnte während der Kartierungsarbeiten nicht genügend Zeit auf das Sammeln verwandt werden.

Die ergiebigsten Versteinerungsfundpunkte sind die beiden folgenden;

1. Südlicher Steinbruch gegenüber dem Meggener Walzwerk, und
2. Hohlweg am Nordausgang des Ortes Stöppel.

Es fanden sich folgende Formen:

Phacops Schlotheimi Bronn. 1
Bronteus (*Thysanopeltis*) *Waldschmidti* v. Koenen. 1
Dechenella sp. (?)
Orthothetes umbraculum v. Schloth.
Strophomena anaglypha Kays. 1
Orthis striatula d'Orb. 1
» sp.
Chonetes cf. *minuta* 2
Atrypa reticularis L. 1, 2
» *aspera* v. Schloth. 1
Spirifer speciosus auct.
» *curvatus* v. Buch
» cf. *subcuspidatus* Schnur 1
Cyrtina heteroclita Defr.
Rhynchonella Orbignyana A u. V.
Fenestella sp.
Zaphrentis sp. 1
Favosites sp. 2

Rhynchonella Orbignyana ist in den Kalkschiefern sehr häufig und kann vielleicht als Leitform dieser Zone im südlichen Sauerlande gelten, in anderen Schichten habe ich sie hier nie gefunden.

Gebänderte Schiefer des Unteren Mitteldevons. (Wissenbacher oder Orthoceras-Schiefer.)

Es ist nicht leicht, für die Gesteine dieses Horizontes eine passende Bezeichnung zu finden, denn in diesem Niveau vollzieht sich ein sehr deutlicher Facieswechsel, auf den schon Graf Matuschka[1]) und Henke[2]) hingewiesen haben. Beide Autoren betonen den allmählichen Übergang der »Lenneschiefer« in die

[1]) Graf Matuschka a. a. O. S. 21, 23, 29.
[2]) Henke 1907, a. a. O. S. 10.

Dachschiefer von Fredeburg und Raumland-Berleburg, und Henke beweist die Gleichalterigkeit beider Facies durch die Fauna und durch die Überlagerung beider durch den gleichen Kalkhorizont des Oberen Mitteldevons.

Die über den Stöppeler Tonschiefern lagernde Schichtenfolge läßt sich allgemein als eine Serie vorwiegend gebänderter Tonschiefer mit eingelagerten quarzitischen Sandsteinen bezeichnen. Im Osten treten die Sandsteine sehr zurück, und die gebänderten Schiefer nehmen den Charakter der Dachschiefer von Fredeburg an; im Westen dagegen sind die gebänderten Schiefer dickschieferiger und die Sandsteine in größerer Zahl und Mächtigkeit vorhanden. Der Übergang von der sandsteinarmen zur sandsteinreichen Facies vollzieht sich ganz allmählich. Im Westen, wo die gebänderten Schiefer dickschieferiger sind, trifft man an Stelle der Bänder nicht selten Flasern von demselben Material wie die Sandsteine an.

Die Gesteine dieses Niveaus sind im Gegensatz zu denen der Stöppeler Tonschiefer, wenigstens auf dem Blatte Altenhundem, meist frei von Kalk, nur an wenigen Stellen fanden sich carbonatische Bänke, die aber ganz vorwiegend Eisencarbonat enthalten. In Meggen z. B. steht auf dem rechten Lenneufer, 350 m oberhalb der Lennebrücke, die nach Halberbracht führt, eine eisenschüssige, von z. T. verkiesten Petrefakten erfüllte tonige Bank an, die in frischem Zustande wohl Eisencarbonat enthält. Der große Anschnitt an der Überführung über den neuen Bahnhof Meggen hat allerdings wenige Lagen unreiner Kalklinsen aufgeschlossen, die nicht selten Goniatiten und Orthoceratiten enthalten; das ist die beste der wenigen bekannt gewordenen Fundstellen von Kalkknollen mit Goniatiten etc. in diesem Horizont (vergl. Henke 1907, S. 10).

Der Facieswechsel, der sich auf dem Blatte Altenhundem innerhalb der gebänderten Schiefer des Unteren Mitteldevons an dem Gesteinswechsel zu erkennen gab, wird auch durch die Fauna dieser Schichten angedeutet. Im Osten bei Brenschede z. B. fanden sich nach Henke noch verkieste Goniatiten und *Puella* cf. *bellistriata* Kays., auch bei Meggen liegen, wie erwähnt, noch Goniatiten in Kalkknollen, sonst aber herrscht, namentlich auf der westlichen Hälfte des Blattes Altenhundem, eine Brachiopoden-

fauna vor. Im allgemeinen kann man sagen: je mehr die Sandsteineinlagerungen gegen Westen an Zahl und Mächtigkeit zunehmen, umsomehr nimmt die Arten- und Individuenzahl der Brachiopoden auf Kosten der Cephalopoden zu. Das westlichste Vorkommen von allerdings technisch minderwertigen Dachschiefern mit Goniatiten liegt auf dem Blatte Olpe bei Sondern. Durch die Kartierung hat sich feststellen lassen, daß diese Dachschiefer-Vorkommen in dem gleichen Horizont liegen, nämlich in den gebänderten Schiefern bezw. den Wissenbacher Schiefern, daß es aber kein durchgehendes, niveaubeständiges Dachschieferlager gibt.

Das Anschwellen der Sandsteine gegen Westen wird schon auf dem Blatte Olpe und namentlich auf dem Blatte Drolshagen so stark, daß hier die Sandsteine das vorherrschende und den Horizont charakterisierende Gestein werden, während im westlichen Teile des Blattes Altenhundem die gebänderten Schiefer die Sandsteine an Masse immer noch weit übertreffen. Bei Stade, nördlich von Olpe, und bei Benolpe, westlich von Drolshagen, werden diese Sandsteine zu guten Pflastersteinen verarbeitet: es sind das dieselben Sandsteinvorkommen, die F. Winterfeld[1]) ganz unbegreiflicher Weise mit dem Rimmert-Quarzit Denckmann's identifiziert, dem diese Gesteine aber durchaus nicht ähnlich sehen.

Von Interesse ist es noch, daß ich in diesen Sandsteinen nordöstlich von Piene am Wege zum Homert, Blatt Drolshagen, *Newberria amygdala* gefunden habe, die nach den Untersuchungen von A. Fuchs[2]) ein Leitfossil der Mühlenberg-Schichten Denckmann's ist. Es bietet sich hier vielleicht die Möglichkeit, die nördliche Entwicklung der »Lenneschiefer«, die durch Denckmann[3]) und Fuchs geklärt worden ist, mit der südlichen, hier behandelten Entwicklung zu parallelisieren. Es hat demnach den Anschein, als ob die Mühlenberg-Schichten dem gleichen Niveau angehören wie die Wissenbacher Schiefer. Da ich in den letzten Jahren

[1]) F. Winterfeld, Der Schichtenaufbau zwischen Gummersbach und Valbert. N. Jahrb. Min. Beil.-Bd. XXXII. 1911, S. 409. Vergl. mein Referat: Geolog. Zentralbl. Bd. 17, 1912, Nr. 781, S. 371.

[2]) A. Fuchs, 1911, a. a. O. S. 120, 121.

[3]) A. Denckmann, Bericht über die Aufnahmen des Sommers 1903. Dieses Jahrb. f. 1904. Berlin 1905, S. 559 ff.

nicht wieder in die Gegend von Olpe und Drolshagen gekommen bin, möchte ich mich auf diese Andeutung beschränken.

Die kleine Fauna hat sich zum größten Teil bei Meggen gefunden, und zwar namentlich an dem Anschnitt der Überführung über den neuen Bahnhof Meggen, wo sie in 2 getrennten Bänken auftritt, die Herr Henke aufgefunden und ausgebeutet hat: die eine Fundstelle ist eine dünne, von Brachiopoden erfüllte Sandsteinbank, die andere eine oder mehrere Lagen unreiner Kalkknollen im Liegenden jener Sandsteinbank. Die aus der Sandsteinbank stammenden Fossilen sind durch 1a hinter dem Fossilnamen kenntlich gemacht, die wenigen Versteinerungen aus den Kalkknollen durch 1b. Eine dritte Fundstelle ist bei Meggen der erste Steinbruch südlich jener Überführung, und die von hier stammenden Arten sind durch eine 2 hinter den Namen erkennbar. In diesem Horizont fanden sich folgende Formen:

Phacops fecundus Burrhenne (Barr.?)
Pinacites Jugleri A. Roem. 1b
Agoniatites cf. *verna-rhenanus* Maur. 2
Anarcestes cf. *Wenkenbachi* Koch. 1b
Goniatites sp. 1b
Orthoceras sp. sp. 1b
Platyceras sp. 1a
Orthis striatula d'Orb. 1a
Orthothetes umbraculum v. Schloth. 1a
Stropheodonta interstrialis Phill. sp. 1a
Strophomena anaglypha Kays. 1a
Chonetes plebeja Schnur 1a
» *sarcinulata* v. Schloth. 2
Strophalosia productoides Murch. 2a
Atrypa reticularis L. 1a
Cyrtina heteroclita Defr. 1a
Spirifer speciosus auct. 1a
» *elegans* Stein. 1a
Pentamerus cf. *galeatus* Dalm. 1a
Rhynchonella parallelepipeda Bronn. 1a
Camarophoria rhomboidea Phill. sp. 1a

Calycanthocrinus inaequidactylus n. sp.
Poteriocrinus (?) n. sp.
Zaphrentis sp.
Kunthia cf. *incurva* SCHLÜT. 2
Alveolites sp. 1 a
Pleurodictyum cf. *selcanum* GIEB. 1 a

Das Obere Mitteldevon.

Die Schichten des Oberen Mitteldevons sollen nicht Gegenstand einer eingehenden Besprechung sein, sondern es seien im Folgenden nur kurz die Resultate der Untersuchungen von DENCKMANN und HENKE angeführt. Das Obere Mitteldevon, die Schichten im Hangenden der im Vorhergehenden als gebänderte Schiefer des Unteren Mitteldevons zusammengefaßten Schichtenfolge, zeigt nicht überall das gleiche Profil. Südlich Bonzel folgen über den gebänderten Schiefern, die von HENKE Lenneschiefer genannt worden sind, Tonschiefer mit Kalklinsen, die die Odershäuser Fauna enthalten, und Tentaculitenschiefer. Diese Tentaculitenschiefer sind auch noch weiter gegen Osten zu verfolgen, doch hat sich die Odershäuser Fauna nirgends mehr auffinden lassen. Zwischen den Tentaculitenschiefern und dem Meggener Lager bezw. dem dieses vertretenden Kalke sind namentlich im Osten des Kartengebietes rauhe, flaserige Grauwackenschiefer eingeschaltet, in denen an einigen Stellen flaseriger Kalk mit Goniatiten liegt, z. B. bei Burbecke und Brenschede; es war jedoch bisher noch nicht zu entscheiden, ob dieser Kalk als ein eingefaltetes jüngeres oder als ein konkordant eingelagertes gleichalteriges Kalklager aufzufassen ist. Das Meggener Lager selbst und die Schichten in seinem unmittelbaren Hangenden gehören, wie DENCKMANN nachgewiesen hat, noch in das Mitteldevon.

Dort, wo die Tentaculitenschiefer des Oberen Mitteldevons nicht entwickelt sind, ist es kaum möglich, die untere Grenze des Oberen Mitteldevons festzulegen, da die oben erwähnten rauheren, flaserigen Grauwackenschiefer namentlich bei schlechten Aufschlüssen schwer von den gebänderten Schiefern zu trennen sind. Auf dem Kärtchen sind diese Glieder des Oberen Mittldevons mit den

gebänderten Schiefern unter der gleichen Signatur zusammengefaßt worden, um das Kartenbild mit Rücksicht auf den kleinen Maßstab nicht zu undeutlich zu machen.

Die Tektonik.

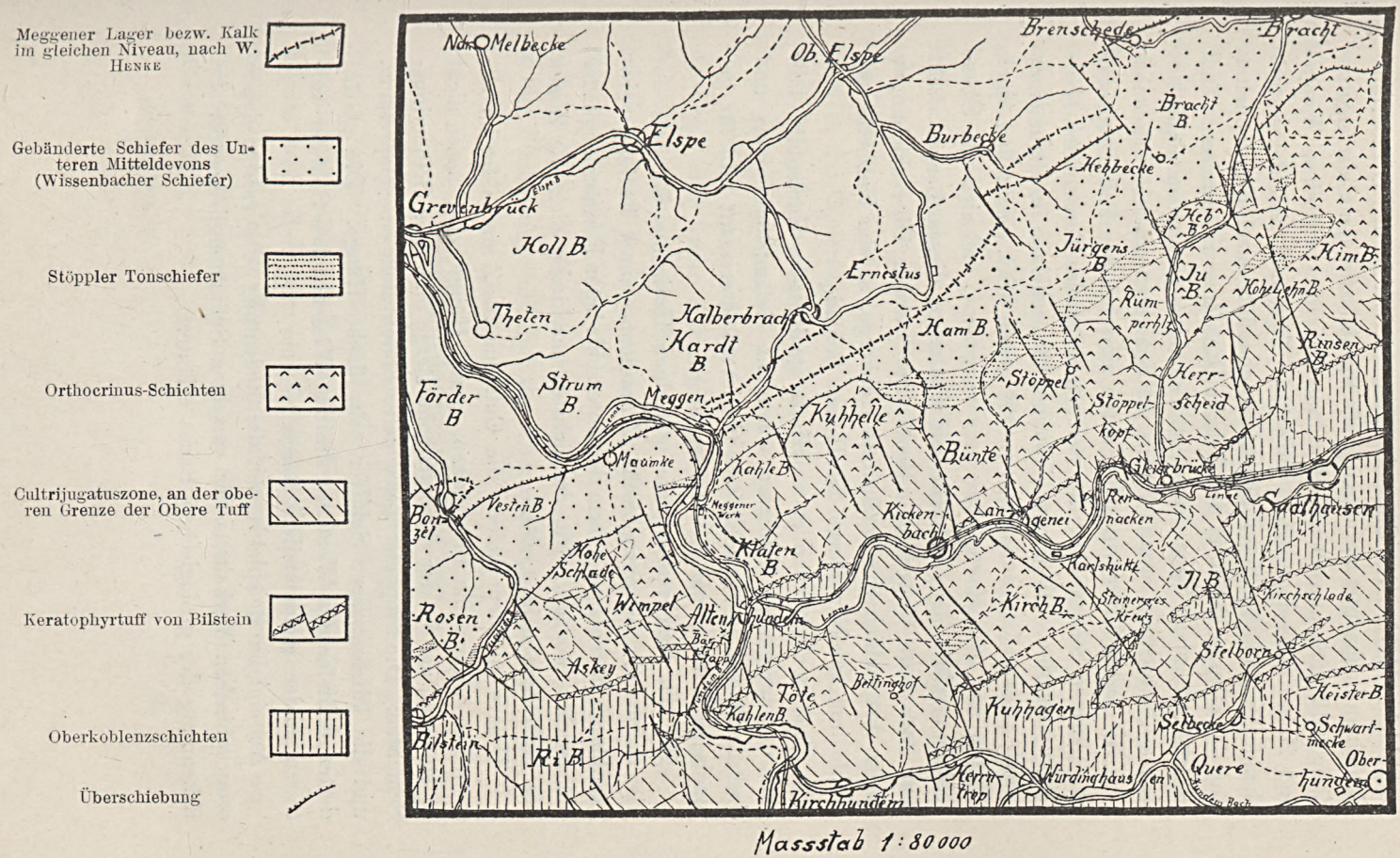
Die Tektonik des auf der Karte dargestellten Gebietes ist durch die beiden horizontbeständigen Tuffhorizonte und durch das Meggener Lager bezw. den Kalk, der das Lager im Osten und Westen vertritt, außerordentlich übersichtlich. Der kleine Maßstab des Kärtchens und die Darstellung in Schwarzdruck ist der Klarheit des geologischen Bildes zwar nicht sonderlich günstig, aber um einen Vergleich mit der älteren Aufnahme v. Dechen's zu ermöglichen, ist der Maßstab der älteren Karte gewählt worden.

Das dargestellte Gebiet gehört dem Südflügel der großen Mulden an: der Meggener, Elsper und Attendorner Mulde. Dieser einfache Bau wird aber durch das Vorhandensein zweier größerer Spezialsättel, die das Gebiet durchziehen, und durch Überschiebungen der Orthocrinus-Schichten an mehreren Stellen etwas komplizierter gestaltet.

Die wichtigsten Spezialsättel sind der Sattel von Altenhundem und der von Saalhausen. Der erstere macht sich im Fortstreichen gegen Osten durch das Hervortauchen des Keratophyrtuffes bei Kickenbach und auf dem Langeneier Kopf bis in die Gegend von Gleierbrücke bemerkbar, und es scheint, als ob sich hier der Sattel von Altenhundem mit dem von Saalhausen vereinigt. Der im Westen mehrfach spezialgefaltete Sattel von Saalhausen setzt, gegen Westen nach kurzer Unterbrechung auf dem Ilberge in dem Tälchen südlich des Steinernen Kreuzes wieder sichtbar werdend, nach dem Kuhhagen hinüber.

Zwischen den beiden Spezialsätteln liegt eine größere Mulde, deren Achse über die Berge Töte, Kirchberg und Rennacken streicht. Auf dem Kirchberge liegen im Muldenkern als jüngstes Schichtenglied der Mulde die Stöppeler Tonschiefer.

Die vielen kleineren Spezialfalten prägen sich nur selten im Kartenbilde aus; doch konnten nördlich vom Hohen Lehnberge



Geologische Übersichtskarte des südlichen Sauerlandes zwischen Bilstein, Saalhausen und Bracht.

zwei kleine Mulden von Stöppeler Tonschiefern in den Orthocrinus-Schichten beobachtet werden, und ein Spezialsattel der Cultrijugatus-Zone hebt sich aus den Orthocrinus-Schichten zwischen Wimpel und Hoher Schlade heraus. Die über Töte und Kirchberg streichende Mulde läßt sich am Rennacken ebenfalls durch den doppelten Zug des Oberen Tuffes in der Cultrijugatus-Zone nachweisen. Daß jedoch noch mehr Spezialsättel und -mulden vorhanden sind, läßt sich an dem Streichen und Fallen der Schichten vielfach erkennen.

Die festen Orthocrinus-Schichten sind bei dem Faltungsprozeß an mehreren Stellen über die weichen Stöppeler Tonschiefer überschoben worden. Die Überschiebungsklüfte scheinen im allgemeinen ONO. zu streichen und mit etwa 30° gegen SSO. einzufallen, doch scheint aus dem Kartenbilde hervorzugehen, daß sich die Überschiebungskluft der Kuhhelle am Osthange dieses Berges dreht und etwa hora 8 streicht. Beobachtet wurden Überschiebungen dieser Art südlich von Bracht, am Hebberge, an der Kuhhelle und Kahle und am Nordhange der Hohen Schlade.

Das im Vorstehenden skizzierte geologische Kartenbild läßt sich nun in groben Umrissen schon im Gelände erkennen; und das macht das hier geschilderte Gebiet so interessant und für geologische Exkursionen besonders geeignet.

Bei der Beschreibung der einzelnen Horizonte ist stets auf die durch die petrographische Zusammensetzung bedingte orographische Erscheinungsform der unterschiedenen Formationsglieder hingewiesen worden. Am deutlichsten markieren sich die Zonen des Mitteldevons im Gelände.

Um es zu wiederholen: die Cultrijugatus-Zone bildet im allgemeinen zwar hohe Bergrücken, deren Hänge aber meist nicht so steil sind als die der ebenfalls hohe Berge bildenden Orthocrinus-Schichten. Die Stöppeler Tonschiefer bilden stets eine Depression, und die Wissenbacher Schiefer sehr flache Hänge. Die gebänderten Schiefer des Westens, die die Wissenbacher Schiefer vertreten, bilden etwas steilere Berge.

An einigen Beispielen sei die Bedeutung des verschiedenen orographischen Verhaltens der einzelnen Schichtenglieder für die Erkennung des geologischen Baues erläutert.

Blickt man von der Kuhhelle oder von dem Klatenberge oder von der Chaussee südlich des Meggener Werkes nach der Töte hinüber, so fällt es auf, daß der Gipfel der Töte auf beiden Seiten von sehr steilen Abhängen begrenzt wird; das rührt daher, daß die auf dem Gipfel der Töte im Muldenkern liegenden Orthocrinus-Schichten im Osten und Westen durch Querstörungen von der Cultrijugatus-Zone getrennt werden, die nicht so steile Hänge bildet. — Steht man andererseits auf der Töte oder einer anderen Höhe südlich des Lennetales, so sieht man den Zug der Orthocrinus-Schichten vom Hohen Lehnberge über den Stöppelkopf bis zur Bünte auf das Lennetal zulaufen; im weiteren Fortstreichen gegen SW. liegt aber keine Höhe, sondern das Lennetal. Die Fortsetzung dieses Zuges der Orthocrinus-Schichten ist in der Kuhhelle zu suchen; durch eine Überschiebung sind diese Schichten hier so weit gegen Norden vorgeschoben. — Steht man auf dem höchsten Punkt der Straße südlich von Bracht, bevor sich diese in das Gleiertal senkt, und blickt man von hier gegen Nordosten, so sieht man zur Linken, SO. von Bracht, einen flach ansteigenden Berghang, auf diesem Hange liegen überall Felder, dort aber, wo der Wald anfängt, beginnt mit einem Mal ein recht steiler Anstieg. Der flache Hang wird gebildet durch die Wissenbacher Schiefer, während der Steilanstieg unmittelbar SO. der Überschiebungskluft beginnt, auf der die Orthocrinus-Schichten über die Stöppeler Tonschiefer geschoben sind, so daß diese an der Oberfläche nicht mehr zu beobachten sind. Auch am Nordhange der Kuhhelle ist der Steilanstieg südöstlich der Überschiebungskluft sehr deutlich.

Paläontologischer Anhang.

In diesem Anhange sollen nur einige neue oder ungenau bekannte Formen beschrieben werden. Obwohl während der Kartierungsarbeiten nicht viel Zeit auf das Sammeln verwandt worden ist, konnte doch schon jetzt eine verhältnismäßig reichhaltige und neue Formen enthaltende Fauna zusammengebracht werden, die ein systematisches Sammeln in diesen Schichten recht lohnend erscheinen läßt.

Calycanthocrinus inaequidactylus n. sp.

Textfigur 1, Taf. 23, Fig. 10.

Daß diese kleine neue Crinoidenart der Gattung *Calycanthocrinus* Follm. zugerechnet werden muß, geht ohne weiteres aus der Zusammensetzung des Kelches hervor, der trotz der Vermehrung der Finger gegenüber der einzigen bisher bekannt gewordenen Art doch nach demselben Plane gebaut ist, wie ein Blick auf die Figuren 14 und 15 der Textfigur 1 zeigt.

Textfigur 1.

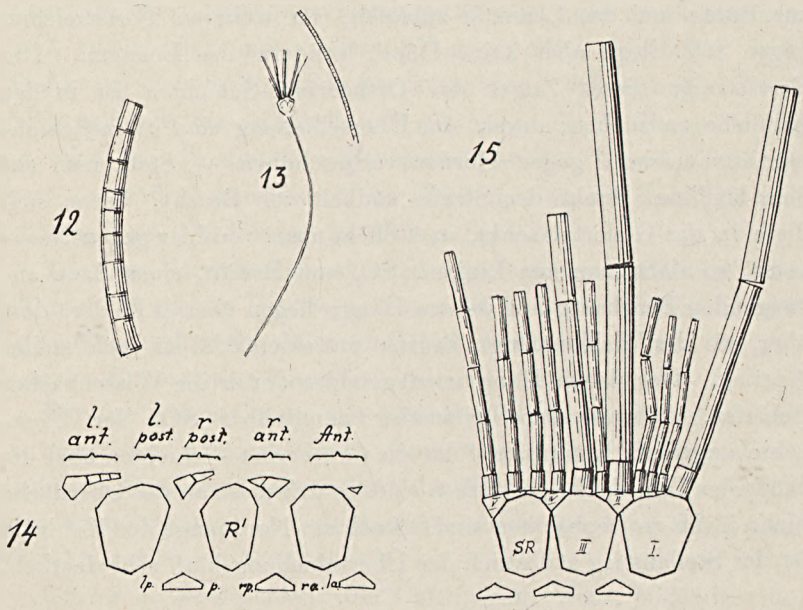


Fig. 15. *Calycanthocrinus inaequidactylus* n. sp. Kelchanalyse mit Armfragmenten nach der Terminologie Jaekel's. 10:1.
Fig. 14. Dieselbe Art. Kelchanalyse nach der Terminologie Bather's. 10:1.
Fig. 12. Dieselbe Art. Stielfragment, vergrößert. 5:1.
Fig. 13. Dieselbe Art. Skizze des Exemplares, nach dem die Analyse entworfen worden ist, in natürlicher Größe. Hamberg bei Halberbracht. Original in der Sammlung der Königl. Preuß. Geolog. Landesanstalt.

Calycanthocrinus inaequidactylus läßt sich folgendermaßen charakterisieren: Kelch sehr klein, von der gleichen Gliederung

wie *C. decadactylus* FOLLM.[1]) bis auf den linken vorderen Radius, wo hinten zwei neue Finger tragende Platten eingeschoben sind. Finger ungleich dick und ungleich lang; der Hauptfinger im linken vorderen und der Finger des linken hinteren Radius sind die bei weitem längsten und dicksten, der Hauptfinger des Vorderradius ist zwar nicht so kräftig als die eben genannten stärksten Finger, übertrifft aber die übrigen an Größe. Diese Spezies hat, da sie 2 Finger mehr besitzt als *C. decadactylus*, der, wie JAEKEL nachgewiesen hat, nur 9 solche hat, also 11 Finger. Der Stiel ist sehr lang und dünn und setzt sich aus unregelmäßig hohen Gliedern zusammen (Textfig. 1, Fig. 12, 13). Kelchtafeln, Fingerglieder und Stiel sind allem Anscheine nach ohne Skulptur gewesen.

In der vorstehenden Beschreibung habe ich die Terminologie BATHER's[2]) angewendet, weil diese Bezeichnungsweise gleichzeitig die Orientierung der Stücke am Crinoidenkörper zum Ausdruck bringt und daher anschaulicher ist als die Terminologie JAEKEL's, die dafür den Vorzug der Kürze hat. Nach der Bezeichnung JAEKEL's (Textfig. 1a, Fig. 15) trägt der Radius I, II, und III die stärkeren Finger. Es liegen 2 fast vollständig erhaltene Exemplare vor, die aus den gebänderten Schiefern des Unteren Mitteldevons des Hamberges bei Halberbracht stammen und in dem großen Steinbruch gefunden worden sind.

Auf Taf. 23, Fig. 10 ist ein Crinoidenkelch mit Fingern abgebildet, der als fraglich zu der eben beschriebenen Gattung gestellt worden ist. Der Kelch ist zerbrochen und ließ die einzelnen Täfelchen nicht mehr erkennen; die Zahl der Finger war ebenfalls nicht mit Sicherheit mehr festzustellen, scheint aber größer gewesen zu sein als bei *C. inaequidactylus*, vor allem aber konnte ich nicht bemerken, daß einige Finger stärker gewesen sind als die andern.

---

[1]) O. FOLLMANN, Unterdevonische Crinoiden. Verhandl. Naturhist. Ver. Rheinl. Westfalen 1887. S. 3, 4, Taf. I, Fig. 2—2e. O. JAEKEL, a. a. O. 1895, S. 51—54, Taf. 3, Fig. 2, 3.

[2]) F. A. BATHER, The Crinoidea of Gotland. Kongl. Svenska Vetensk.-Akad. Handl. Bd. 25, Nr. 2, Stockholm 1893. S. 25, 26.

Die Armglieder besitzen auf der ventralen Seite eine seichte Rinne.

Herr Henke hat in dem Lenneschiefer nördlich der Attendorner Mulde 2 Exemplare einer kleinen Crinoidenart gefunden, die gleichstarke Finger besitzt und die, nach den Gelenkflächen des Kelchrandes zu urteilen, 18 Finger besessen haben dürfte. Da am Kelch aber keine Spur einer Gliederung erkennbar ist, möchte ich die Beschreibung dieser Art so lange verschieben, bis vollständigeres Material vorliegt.

Myrtillocrinus (?) curtus n. sp.

Taf. 22, Fig. 1a—c.

Es muß zunächst noch ungewiß bleiben, ob diese neue Art zu der oben genannten Gattung oder zu *Gasterocoma* zu stellen ist, weil die Analseite des einzigen Exemplares nicht beobachtet werden konnte. In der Form hat diese neue Spezies sicher mehr Ähnlichkeit mit *Gasterocoma*, speziell mit *G. antiqua* Goldf.[1]), als mit *M. elongatus* Sandbg.[2]), aber bei der Aufsicht auf die Ventralseite des Kelches (Taf. 22, Fig. 1b) scheint mir nicht mit Sicherheit erkennbar zu sein, daß durch die seitliche Lage des Afters zwei Radialia weiter auseinandergedrängt seien. Daher möchte ich diese Form so lange zu *Myrtillocrinus* stellen, bis an weiterem Material die Analseite beobachtet worden ist.

Kelch niedrig und kugelförmig aufgebläht. Die Centrodorsalplatte ist an der Oberkante durch eine sehr gestreckte Zickzacknaht begrenzt, in deren Winkel sich die sehr stumpfen unteren Winkel der B. einfügen. B. ist ebenso hoch als breit, polsterartig aufgewölbt, 6-seitig, ihre oberen und unteren Winkel sind gleich groß, so daß die beiden oberen und unteren Seitenkanten der B. einander wechselseitig parallel sind. R. 5-seitig, an den seitlichen Begrenzungsnähten tief eingesenkt, wodurch der Kelch, von der Ventralseite gesehen, tief 5-lappig erscheint. Die Gelenkfläche

[1]) L. Schultze, Monographie der Echinodermen des Eifler Kalkes. Denkschr. k. k. Akademie d. Wiss. Wien 1866. S. 95, Taf. XII, Fig. 1—1i.

[2]) Sandberger, Versteinerungen des Rheinischen Schichtensystems in Nassau. Wiesbaden 1850—56. S. 389, Taf. 37, Fig. 6, 6a.

der Arme ist sehr steil gestellt, so daß die Arme fast horizontal vom Kelche abgehen. Auf der Kelchdecke, die sehr mangelhaft erhalten ist, sind in den Radien Furchen erkennbar. An den Radialien sind höchstens noch 3 Brachialia erhalten geblieben, die erkennen lassen, daß sich in den Br. unter der ventralen Tentakelrinne noch ein gesonderter runder Kanal befindet. Alle Kelchtafeln sind glatt, ohne irgend welche Skulptur. Der aus glatten, nicht alternierenden Gliedern zusammengesetzte Stiel ist von einem 5-teiligen, in Kreuzform angeordneten Nahrungskanal durchbohrt.

Von *M. elongatus* unterscheidet sich die Art auf den ersten Blick durch den niedrigeren, oben weniger verengten Kelch und durch die stärkere Wölbung der Platten uud außerdem durch die größere Steilheit der Gelenkflächen der R. Von *Gasterocoma antiqua* unterscheidet sie sich dadurch, daß die Nähte zwischen den R. tiefer eingedrückt sind, daß die Gelenkflächen der R. ebenfalls steiler stehen, und daß die Oberkante dieser Gelenkflächen den Rand des Kelches nicht überragt.

Das einzige als Hohlform erhaltene Exemplar stammt aus den Orthocrinus-Schichten vom Rosenberg bei Bilstein.

Platyhexacrinus n. g.

Taf. 22, Fig. 2—7; Textfig. 2.

Die beiden im Folgenden beschriebenen neuen Crinoidenarten ließen sich in keine der mir bekannten Gattungen einreihen, so daß ich mich genötigt sah, für sie ein neues Genus zu errichten. *Platyhexacrinus* habe ich als Namen für diese Formen gewählt, weil sie eine Mittelstellung einnehmen zwischen den Platycriniden und den Hexacriniden. Die Zusammensetzung ihres Kelches verweist diese Formen in die Familie der Hexacriniden, während sie in ihrer äußeren Erscheinung den Platycriniden näher stehen.

Die Gliederung des Kelches entspricht genau der von *Hexacrinus*, nur daß die R sehr viel breiter sind und eine kleinere Gelenkfläche für das folgende Costale tragen, als dies sonst bei der Gattung *Hexacrinus* der Fall zu sein pflegt. Dagegen sind die blasenartig aufgetriebene, aus zahlreichen Plättchen zusammen-

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

gesetzte Kelchdecke und die zweireihigen, homotom gegabelten Arme für *Hexacrinus*-artige Formen sehr auffallend. Die Diagnose der Gattung muß demnach lauten:

Textfigur 2.

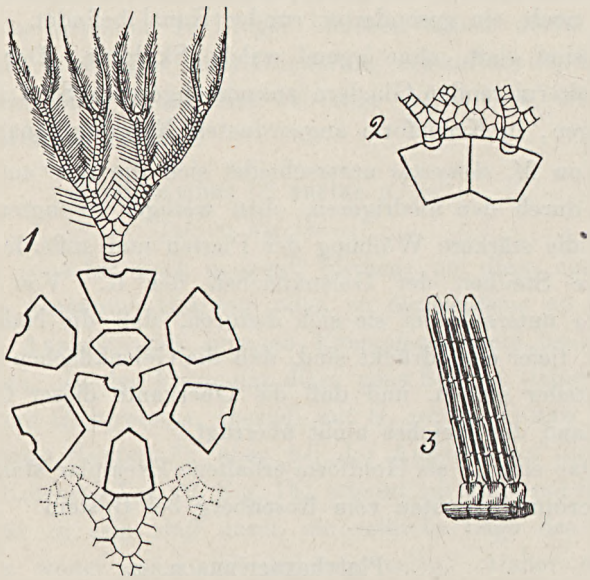


Fig. 1. *Platyhexacrinus ornatus* n. g. n. sp. Analyse des Kelches und der Arme. 1 : 1.
Fig. 2. Dieselbe Art. Interradialia im rechten hinteren Seiteninterradius. 1 : 1.
Fig. 3. Dieselbe Art. 3 Armglieder mit Pinulae, nach einem Wachsabdruck vergrößert. 10 : 1.

B 3, gleich groß, 6-seitig; R sehr groß, *Platycrinus*-artig, mit einer verhältnismäßig sehr kleinen, halbkreisförmigen Gelenkfläche für das folgende Costale, C 3×5, C_3 ist axilar; IR zahlreich, in jedem Interradius ist ein größeres IR über der Grenznaht der R vorhanden, dieses große IR wird von kleineren IR in unregelmäßiger Anordnung umgeben; AIR sehr groß, so hoch wie R, aber nicht so breit, über AIR folgen in der Mittellinie noch 3 annähernd symmetrische Plättchen, die von unregelmäßig gelagerten, kleineren Plättchen umgeben sind (Textfig. 2, Fig. 1, 2); Kelchdecke hoch,

blasenartig aufgetrieben, aus zahlreichen Plättchen zusammengesetzt; After seitlich gelegen; Arme homotom 3mal gegabelt, zweireihig, über der ersten Gabelung ein kurzes Stück einreihig oder wechselzeilig, die Arme scheinen erst vom dritten Br über ax-C_3 an wirklich frei zu werden, wenigstens sind an dem Steinkern, Taf. 22, Fig. 3, über ax-C_3 noch 2 Br in der Kelchdecke zu erkennen, zwischen den Br_1 und Br_2 jedes Armes scheint ein kleines IBr in die Kelchdecke eingeschaltet gewesen zu sein. Jedes Armglied trägt eine aus ca. 5 Gliedern zusammengesetzte Pinnula (Textfig. 2, Fig. 3), die auf der ventralen Seite eine seichte Rinne erkennen läßt; Stiel glatt, anscheinend rund, am oberen Ende aus sehr niedrigen Gliedern zusammengesetzt, Stielkanal nicht beobachtet.

Vorstehende Gattungsdiagnose ist nach zwei fast vollständigen Exemplaren entworfen, die sich durch die Skulptur der Kelchtafeln und die Gestalt des Kelches unterscheiden und im Folgenden daher als verschiedene Arten beschrieben werden. Die beiden Exemplare ergänzen sich in sehr glücklicher Weise; während das eine Stück die Gliederung der Arme von der Dorsalseite deutlich zeigt, ist bei dem anderen die Kelchdecke vollständig erhalten, ohne allerdings eine Gliederung in Plättchen erkennen zu lassen, und lassen sich die Arme von der Ventralseite mit erhaltenen Pinnulae beobachten. Beide Exemplare sind als Steinkern und Abdruck der Außenseite erhalten.

Platyhexacrinus ornatus n. g. n. sp.

Taf. 22, Fig. 6, 7.

Diese Art ist sowohl durch die Skulptur als auch durch die relative Schlankheit des Kelches von der folgenden Art leicht zu unterscheiden.

Der Stiel ist am oberen Ende nicht so dick als bei der nächsten Art, der Kelch ist deutlich konisch, nicht kugelig, Kelchdecke nur teilweise erhalten, aber allem Anscheine nach ebenfalls sehr hoch und aufgebläht. Es scheint fast, als ob sich über der Analplatte ein kleiner Tubus erhoben hätte. Die Arme sind länger und

wahrscheinlich auch schlanker als bei der anderen Art gewesen; Pinnulae waren nicht erhalten.

Die Skulptur besteht aus kleinen Wärzchen und Tuberkeln auf allen Kelchplatten und auf dem Plättchen der Kelchdecke.

An dem einzigen Exemplar dieser Art ließen sich mit Sicherheit folgende Einzelheiten der Organisation erkennen: an dem Steinkern konnte erkannt werden, daß die Basis sich aus 3 gleich großen Stücken zusammensetzt, und daß über einer Naht der B eine Analplatte von der Höhe der R, aber von etwas geringerer Breite als diese vorhanden ist. Die Gliederung der Kelchdecke ließ sich im Analinterradius und im rechten hinteren Interradius, soweit sie in Textfig. 2, Fig. 1, 2 angegeben ist, deutlich wahrnehmen.

Das einzige Exemplar wurde in der Ziegelei NO. von Olpe in den Orthocrinus-Schichten gefunden.

Platyhexacrinus inornatus n. g. n. sp.

Taf. 22, Fig. 2—5.

Wie schon bei der Charakterisierung der vorigen Spezies hervorgehoben worden ist, hat *P. inornatus* eine gedrungenere Gestalt, einen etwas dickeren Stiel und kürzere dickere Arme. Die B divergieren sehr stark und bilden eine flache Schüssel; über jenen erheben sich die von fast parallelen Seitenkanten begrenzten R, welch letztere auf diese Weise fast einen Cylinder bilden. Unter den Gelenkflächen für C wölbt sich die Oberfläche des R zur Stütze der Arme nach Art einer Konsole über die Außenseite des R hervor. Die Kelchdecke überwölbt blasenartig den Kelchrand und ist aus zahlreichen einzelnen Plättchen zusammengesetzt, deren Anordnung jedoch im Einzelnen nicht mit Sicherheit festgestellt werden konnte. Der After muß seitlich gelegen sein, denn weder auf dem Steinkern noch am Abdruck war in dem zentralen Teil der Kelchdecke (Taf. 22, Fig. 2, 3) die Andeutung einer Afteröffnung zu bemerken. In den erwähnten Figuren sind links das vordere und rechts das linke vordere Radiale vollständig sichtbar, und die Erhebung der Kelchdecke (rechts hinten in diesen Figuren) deutet an, daß sich dort, über der Analplatte, ein stumpfer Analtubus

erhoben hat. Die Pinnulae sind an diesem Exemplar erhalten, bilden aber auf der Gesteinsplatte ein solches Gewirr, daß sie in der genannten Figur fortgelassen sind, um das Bild nicht zu beeinträchtigen. Bei der großen Zahl und der Kleinheit der Pinnulae war es schwer, sich ein richtiges Bild von diesen winzigen Gliedern zu machen; auf Textfig. 2, Fig. 3 habe ich dargestellt, wie ich die Pinnulae gesehen zu haben glaube.

Alle Tafeln des Kelches und der Kelchdecke sind ganz glatt.

Das einzige Exemplar dieser Spezies gab über die folgenden Organisationsverhältnisse Aufschluß: es konnte am Steinkern und Abdruck der Oberfläche erkannt werden, daß die Kelchdecke aus einer sehr großen Anzahl von polygonalen Plättchen gebildet wird, die meist unregelmäßig angeordnet sind; am Steinkern ist auch die große Analplatte und die 3-teilige Basis deutlich nachweisbar. Auch an diesem Stück liegt in den Interradien ein größeres Mittelplättchen.

Diese Art fand sich in den Orthocrinus-Schichten südlich von Waukemicke bei Olpe.

Orthocrinus Jaekel[1]).

In der Beschreibung von *Orthocrinus simplex* konnten von Jaekel die Charaktere der Gattung *Orthocrinus* noch nicht von denen der Art *simplex* auseinander gehalten werden, da nur die eine Art bekannt war. Durch die Auffindung einer neuen Art dieser Gattung nun kann die von Jaekel gegebene Gattungsdiagnose bestätigt und die Kenntnis der Organisation dieser Formen in einigen Punkten erweitert werden. Beide Arten stimmen in der Zusammensetzung des Kelches und dem Bau der Arme genau überein; lediglich die Gestalt des Kelches und der Kelchdecke sowie die Skulptur der Kelchtafeln und Brachialia unterscheiden beide von einander.

Die Gattungsdiagnose von *Orthocrinus* muß daher lauten: IB 5, 5-seitig, groß; B 5, sehr groß, fast doppelt so hoch als R, 6-seitig, nur B im Analinterradius 7-seitig; R doppelt so breit

[1]) O. Jaekel, Beiträge z. Kenntnis der Paläozoischen Crinoiden Deutschlands. Paläontolog. Abhandl. Neue Folge Bd. III. Heft 1, 1895, S. 29—31.

und hoch als C_1, C_1 etwas höher als ax-C_2; IR 4, 6-seitig, zwischen R, C_2 und ax-C_3 gelegen, im Analinterradius 1 AIR von der Größe der R und mit diesen in einer Zone liegend, darüber 3 AIR_2 und (nach Jaekel) 5 AIR_3. Die Kelchdecke, deren Gliederung in Plättchen bisher nicht zu beobachten gewesen ist, spannt sich entweder verhältnismäßig straff über den oberen Kelchrand (Taf. 22, Fig. 10, 11) oder wölbt sich kuppelförmig über diesem. After im Analinterradius seitlich gelegen. Über den 5 ax-C_3 erheben sich 10 ungeteilte, einzeilige, steil aufgerichtete Arme, die die Höhe des Kelches um mehr als das 3-fache an Länge übertreffen. Jedes Armglied trägt jederseits eine sehr lange, aus ca. 30 ungefähr gleichlangen Gliedern zusammengesetzte Pinnula, die auf der ventralen Seite von 2 alternierenden Reihen von Deckplättchen geschlossen sind (vergl. die Beschreibung von *O. tuberculatus* und Textfig. 3, Fig. 5b). Die Zahl der Brachialia übersteigt 70, der Stiel ist rund, aus unregelmäßig hohen, alternierenden, mit rundem Mittelkanal versehenen Gliedern zusammengesetzt.

Orthocrinus simplex Jaekel.

Als Artcharaktere dieser Species sind anzusehen: die relative Schlankheit des Kelches, dessen größte Breite etwa in der Höhe des oberen Randes von R liegt; die schmalen, von nahezu parallelen Seitenkanten begrenzten B, die verhältnismäßig geringe Breite der IR, die nur $^1/_2$ mal so breit sind als C_1, und ebenso die von AIR_1, die nur $^1/_2$ der Breite von R erreicht; die Skulptur der Kelchtafeln und die kuppelartig über den Kelchrand gewölbte Kelchdecke.

Die Tafeln des Kelches sind im Gegensatz zu denen der folgenden Art anscheinend relativ dünn und vor allem nur mäßig gewölbt. Die Skulptur der Kelchtafeln besteht darin, daß sich gleichmäßig über die ganze Oberfläche der Tafel feine, nicht sehr dicht stehende Körnchen verteilen, ohne daß es zur Bildung von größeren Knötchen käme. Sehr bezeichnend ist für diese Art die Gestalt der IR und des AIR, die fast flach und die in der Symmetrielinie nicht gegen die Kelchdecke scharf umgebogen sind; die flache Gestalt dieser Plättchen ist durch die kuppelförmige Wölbung der Kelchdecke bedingt.

Orthocrinus simplex stammt aus dem Unterdevon von Niederlahnstein und Mesenich (Mosel), er ist also die ältere Form.

Orthocrinus tuberculatus n. sp.

Taf. 22, Fig. 8—14; Textfig. 3.

Kelch von der Größe und Gestalt einer Walnuß; seine größte Breite liegt in der Höhe der unteren Spitze der R. Die Kelchtafeln sind sehr dick und stark gewölbt (Textfig. 3, Fig. 4a b, Taf. 22, Fig. 13, 14), alle Tafeln verhältnismäßig breit, vor allem IR, das $^3/_4$ der Breite von C_1 erreicht.

Die Skulptur besteht aus einer beschränkten Anzahl unregelmäßig verteilter und unregelmäßig großer Tuberkeln, die sich auf der feinchagrinierten Oberfläche der Kelchtafeln erheben; von den Kelchtafeln besitzt allein ax-C_2 keine Tuberkeln. Besonders kräftige Tuberkeln tragen B, R, AIR und IR; auf letzteren, die etwa in der Mitte der Symmetrielinie fast rechtwinklig nach der Kelchdecke umbiegen, erheben sich an der Stelle der stärksten Biegung 1 oder 2, zuweilen auch 3, auf AIR auch seitlich der Mittellinie, sehr kräftige Tuberkeln (Taf. 22, Fig. 13, 14). Ax-C_2 und sämtliche Br haben eine etwas abweichende Skulptur: zahlreiche kleine und meist flache Körnchen bedecken ihre ganze Oberfläche, sich zuweilen in feine Reihen mit mäandrischem Verlauf gruppierend. Einige Brachialia tragen allerdings auch in der Medianlinie am oberen Rande des Gliedes einen kräftigen Tuberkel; diese finden sich in unregelmäßigen Zwischenräumen. Die Zahl der zwischen 2 kräftig tuberkulierten Armgliedern liegenden Brachialia schwankt zwischen 3 und 7 (Textfig. 3, Fig. 6). Mitunter finden sich auch auf den Brachialia an Stelle des einen kräftigen Tuberkels zu beiden Seiten der Medianlinie 2 etwas schwächere Tuberkel.

Die Kelchkapsel hat bei den meisten Exemplaren, sowohl von vorn als auch von der Seite gesehen, hinsichtlich der Wölbung die gleiche Gestalt, wie das auf Taf. 22, Fig. 8—12 gut zu erkennen ist. In der Textfigur 3, Fig. 9, 10 dagegen habe ich ein anderes, sehr gut als Steinkern und Abdruck erhaltenes Exemplar dargestellt, bei dem die bilaterale Symmetrie der Kelchkapsel stärker betont ist. Dieses Stück ist nicht etwa deformiert, sondern

Textfigur 3.

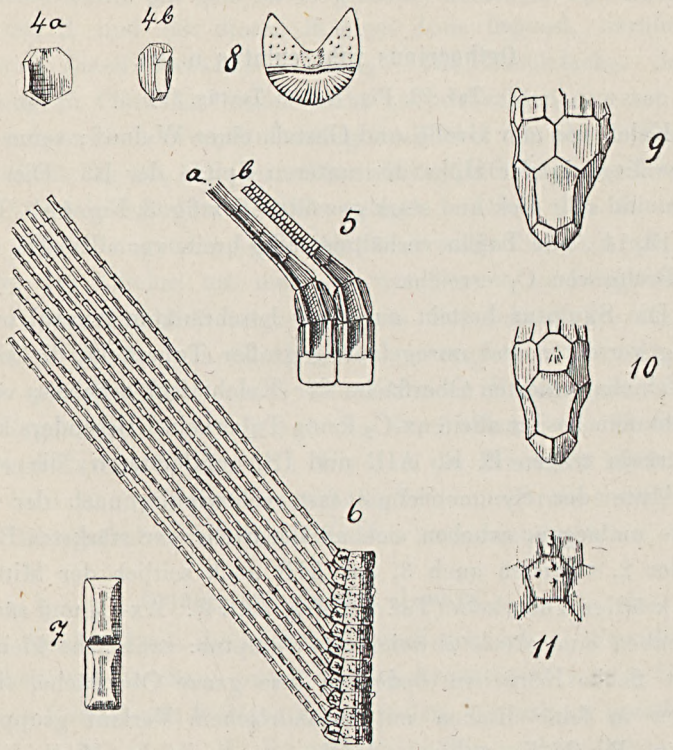


Fig. 4. *Orthocrinus tuberculatus* n. sp. Isoliertes Radiale nach einem Wachsabdruck, 4a von innen, 4b von der Seite, um die Dicke der Platte zu zeigen. 1 : 1.

Fig. 5. Dieselbe Art. 2 isolierte, in der Medianebene durchschnittene Armglieder mit Saumplättchen und Pinnulae, nach Wachsabdrücken rekonstruiert, 5a Pinnula mit ausgefallenen Deckplättchen, 5b Pinnula z. T. mit Deckplättchen versehen. 8 : 1.

Fig. 6. Dieselbe Art. 11 Armglieder mit Saumplättchen und fast in ganzer Länge erhaltenen Pinnulae, nach Wachsabdrücken, schematisiert.

Fig. 7. Dieselbe Art. 2 Pinnulae von der Dorsalseite, vergrößert. 15 : 1.

Fig. 8. Dieselbe Art. Gelenkfläche eines Armgliedes nach einem Wachsabdruck. 6 : 1.

Fig. 9—11. Dieselbe Art. 9, 10 Steinkern des Kelches, 9 von der linken Seite, 10 von der Analseite gesehen. 11 Oberfläche der Analia desselben Exemplars nach einem Wachsabdruck.

Die Originale befinden sich in der Sammlung der Königl. Preuß. geol. Landesanstalt in Berlin.

von Natur seitlich etwas komprimiert, und außerdem ist die Analpartie der Kelchkapsel sehr stark vorgebaut (Textfig. 3, Fig. 9). Auffallend ist an diesem Exemplar noch, daß die Innenfläche der B und der R stark nach innen vorgewölbt sind, was an dem Steinkern durch die konkave Oberfläche dieser Täfelchen zum Ausdruck kommt (vergl. Textfig. 3, Fig. 9, 10). Ihre Oberfläche zeigt dagegen die normale Wölbung; man muß daher annehmen, daß diese Täfelchen in der Mitte stark verdickt gewesen sind. An diesem Exemplar sind auch AIR_1 und AIR_2 am besten zu beobachten. AIR_1 hat auf der Innenfläche in der Mitte mehrere bündelförmig nach unten ausstrahlende, schnurgerade Furchen, die am Steinkern (Textfig. 3, Fig. 10) natürlich als Leisten erhalten sind; diese Furchen dürften wohl als Gefäßeindrücke zu deuten sein. Zu erwähnen ist vielleicht noch, daß das mittelste AIR_2 auf dem Steinkern wesentlich schmäler ist als die beiden seitlichen, während es an der Oberfläche der Kelchkapsel fast gleichbreit erscheint; daraus ergibt sich, daß die seitlichen Nahtflächen des mittelsten AIR_2 nach außen divergieren, daß das mittelste AIR_2 also wie ein Keil zwischen die beiden seitlichen AIR_2 eingeschoben ist. Auch die 3 AIR_2 tragen in der Mitte einen größeren Tuberkel.

Der Stiel dieser Art ist ganz unverhältnismäßig dünn, was um so auffallender ist, als diese Art gerade durch besonders dicke und daher schwere Kelchplatten ausgezeichnet ist. Die alternierenden Stielglieder haben sehr verschiedene Höhe.

Die Kelchdecke spannt sich verhältnismäßig straff über den Kelchrand und scheint aus kleinen und offenbar sehr dünnen Plättchen zusammengesetzt gewesen zu sein, denn es ließ sich an keinem der Stücke mit erhaltener Kelchdecke eine Gliederung in einzelne Plättchen erkennen. Den After glaube ich an einem Stück in der auf Taf. 22, Fig. 11 dargestellten Lage erkennen zu können, ohne daß allerdings hier einzelne Plättchen zu unterscheiden wären. Untersucht wurden etwa 40 mehr oder weniger vollständige Exemplare.

Außer der abweichenden Skulptur sind als Unterschiede dieser Art von *O. simplex* hervorzuheben: die kugeligere Form des Kelches,

die größere Dicke, größere Breite und stärkere Wölbung der Kelchtafeln, besonders von IR und AIR, und endlich die flachere Kelchdecke.

Infolge des außerordentlich günstigen Erhaltungszustandes der meisten Exemplare von *O. tuberculatus* konnten interessante Beobachtungen über die Pinnulae gemacht werden. An die Stelle des Kalkgerüstes ist bei den meisten Stücken eine pulverige Eisenockermasse getreten, die sich leicht mit Bürste und Pinsel entfernen läßt und dann z. T. vorzüglich erhaltene Hohlformen für Wachsabdrücke liefert.

Jede Pinnula besteht aus etwa 30 Gliedern, die ungefähr 0,6 mm lang und 0,33 mm breit sind. Auf der dorsalen Seite sind sie kantig durch 2 stumpfe Längskanten, zwischen denen eine seichte Furche verläuft (Textfig. 3, Fig. 7). Auf der ventralen Seite jedes Pinnula-Gliedes läuft eine Rinne entlang ähnlich der, die auf der ventralen Seite der Arme als Tentakelrinne bezeichnet wird. Diese ventrale Rinne der Pinnula war aber nun nicht offen, sondern geschlossen durch zwei Reihen winziger, alternierender Deckplättchen, die ganz ebenso angeordnet sind wie die Saumplättchen, die häufig die Tentakelrinne der Arme überdecken. Die Zahl der auf die Länge eines Pinnula-Gliedes entfallenden Deckplättchen scheint nicht ganz konstant zu sein, am häufigsten habe ich jederseits 8, im ganzen also 16 Deckplättchen über jedem Pinnula-Gliede gezählt. Diese Deckplättchen überdecken die Pinnula in ihrer ganzen Länge ganz gleichmäßig, ohne an Trennungsnähten der einzelnen Pinnula-Glieder Unregelmäßigkeiten der Anordnung erkennen zu lassen, so daß von der ventralen Seite, wenn die Deckplättchen erhalten sind, eine Gliederung der Pinnula in einzelne Glieder nicht erkennbar ist. Die Nähte zwischen diesen Deckplättchen der Pinnulae sind verhältnismäßig breit und tief, und es macht fast den Eindruck, als ob zwischen den Deckplättchen Kanäle in das Innere der Tentakelrinne der Pinnulae geführt hätten.

Eigentümlich ist auch die Bildung des Innern der Armglieder. Auf den Rändern der Armtäfelchen sitzt jederseits ein Saumplättchen, das sich distal ein wenig verschmälert und hier eine

schräge Gelenkfläche trägt, an der die Pinnula gelenkt (Textfig. 3, Fig. 6). In der Regel sind die Arme seitlich etwas komprimiert, und dann scheint es, daß die Tentakelrinne der Arme durch diese Saumplättchen geschlossen gewesen ist, im anderen Falle aber berühren sich die distalen Seiten der Saumplättchen, wo die Pinnulae gelenken, nicht in der Medianebene des Armes, und ich habe den Eindruck gewonnen, daß diese Saumplättchen beweglich waren, und daß das Tier die Tentakelrinne willkürlich hat öffnen und schließen können. Im Innern der Armglieder beobachtet man jederseits 2 parallele Leisten (Textfig. 3, Fig. 5), die sich über die ventralen Seiten der Saumplättchen der Arme fortsetzen und in den Rand der Pinnulaglieder übergehen, so daß sich also die Tentakelrinne der Pinnula über den mittleren Teil des Saumplättchens bis in das Innere des Armgliedes verlängert.

Diese Art kommt im südlichen Sauerlande in den Orthocrinus-Schichten, Basis des Mitteldevons, nicht selten an zahlreichen Fundpunkten vor, von denen hier genannt seien: Ziegelei NO. von Olpe, Ober-Veischede, Rosenberg bei Bilstein, Tal südlich von Maumke, Hohe Schlade, und Kuhhelle bei Altenhundem.

Douvillina Oehlert[1]).

Taf. 23, Fig. 1—9.

Die im Folgenden als *Douvillina* beschriebenen Formen bilden einen geschlossenen Formenkreis, der sich von *Douvillina s. str.* vor allem durch die entgegengesetzte Wölbung der Schalen unterscheidet. Da aber *Douvillina elegans* Drev.[2]), die plankonvex ist, zu den eigentlichen *Douvillina*-Arten überleitet, so habe ich von der Aufstellung eines zuerst geplanten neuen Namens wieder Abstand genommen. Der im Folgenden beschriebene kleine Formenkreis läßt sich etwa so charakterisieren:

Gehäuse in der Jugend aus 2 fast ebenen Schalen zusammengesetzt, in vorgerücktem Alter Stielklappe mäßig konkav, Brachialklappe stärker konvex. Schloßrand gerade, etwas kürzer als die

[1]) P. Fischer, Manuel de Conchyliologie etc. Paris 1887, pag. 1282.

[2]) F. Drevermann, Die Fauna der Unterkoblenzschichten von Oberstadtfeld bei Daun in der Eifel. Palaeontographica 49, 1902/03, S. 113, 114, Taf. XIV. Fig. 13, 14.

größte Breite der Schale. Area der Brachialklappe sehr schmal, die der Stielklappe ebenfalls schmal, schräg nach unten abfallend; der Rand der Area ist mit kleinen senkrecht zum Schloßrand gestellten Zähnen besetzt. Deltidialspalte offen und sehr breit, durch eine mediane Erhebung in 2 Teile geteilt.

In der Stielklappe sind bei älteren Exemplaren die Eindrücke der Divaricatoren meist sehr deutlich vertieft; sie sind sehr groß, reichen vorn etwa bis zur Mitte der Schalenlänge und in der Breite bis zur Hälfte des Raumes zwischen der Mittellinie und dem Seitenrande der Schale. Die Umrißlinie dieser beiden Muskeleindrücke ist nahezu kreisförmig, ihre beiden Lappen berühren sich in der Medianlinie nicht. Das vordere Adductorenpaar war zwischen den beiden Lappen der Divaricatoreneindrücke auf einer länglichen Erhebung festgewachsen, das hintere Adductorenpaar zu beiden Seiten der medianen Erhebung im Grunde des Delthyriums vor zwei 3-flächig-pyramidenförmigen Erhöhungen (Taf. 23, Fig. 1a, 1c) festgewachsen.

In der Brachialklappe fallen als das wichtigste Merkmal der Gattung die beiden kräftigen, plötzlich sich unverhältnismäßig hoch erhebenden Platten auf. Zwischen den Platten bemerkt man ein kurzes schwaches Medianseptum. Vom Fuße des 2-köpfigen Schloßfortsatzes gehen die der Area fast parallelen Cruralbildungen aus. Muskeleindrücke sind in der Brachialklappe nicht mit Sicherheit zu erkennen: ich vermute, daß die kräftigen, hohen Platten zum Ansatz der Adductorenmuskeln gedient haben, wie es I. Hall und I. M. Clark[1]) von den amerikanischen zu *Douvillina* gerechneten Arten beschreiben.

Die Höhe und Dicke der beiden Platten der Brachialklappe ist die Ursache, daß bei dem Versteinerungsprozeß wohl infolge des Druckes der darüberliegenden einbettenden Massen diese Platten bei zweiklappigen Exemplaren die Stielklappe meistens durchstoßen haben, wodurch sie auf der Außenseite der Stielklappe deutlich er-

[1]) I. Hall und I. M. Clark, Palaeontology vol. VIII. An Introduction to the study of the Genera of Palaeozoic Brachiopoda Part. I. Geological Survey of the State of New York 1892, S. 289.

kennbar werden. Diese Erscheinung können natürlich nur die doppelklappigen Exemplare zeigen, vergl. Taf. 23, Fig. 4c, 4d, 8.

Die Formen des geschilderten Typus unterscheiden sich von *Douvillina* s. str. zunächst durch die Wölbung der Schalen: bei *Douvillina* ist die Stielklappe konvex, bei dem neuen Formenkreis konkav. Die Eindrücke der Divaricatoren sind bei *Douvillina* s. str. verhältnismäßig klein, bei den folgenden Arten dagegen sehr groß. Ein Vergleich der Adductoreneindrücke der Brachialklappe ist nicht möglich, da diese bei den neuen Formen nicht sicher festgestellt werden konnten. Die mediane Erhebung im Delthyrium ist bei den neuen Arten erheblich kräftiger und reicher gegliedert. Daß die Funktion der Platten in der Brachialklappe die gleiche gewesen ist wie bei *Douvillina* s. str. kann nur vermutet werden, denn Ansatzstellen für Muskeln sind bei jenen nicht beobachtet worden, und die Form ist bei beiden Gruppen etwas verschieden; bei den extremsten Arten von *Douvillina* (Hall und Clark Pl. 14, Fig. 5) sind diese Platten gekrümmt, bei *D. filifer* usw. dagegen sind es senkrecht auf der Innenfläche der Brachialklappe aufsitzende ebene Platten.

Für einen Vergleich der neuen Gruppe mit *Douvillina* kommen eigentlich nur die amerikanischen Formen in Betracht, denn der innere Bau der Brachialklappe, wie er von Fischer (a. a. O.) beschrieben und abgebildet wird, weicht von dem der amerikanischen doch nicht unerheblich ab.

Nach dieser allgemeinen Charakterisierung des neuen Formenkreises von *Douvillina* kann die Beschreibung der Arten kurz gefaßt werden, denn diese unterscheiden sich lediglich durch die Skulptur.

Douvillina filifer n. sp.

Taf. 23, Fig. 1—6.

Diese Art, nach der die obige allgemeine Beschreibung entworfen ist, besitzt eine sehr feine, *Orthis*-artige radiale Berippung. Die Rippen sind fast von gleicher Stärke, vermehren sich durch Gabelung oder Einschiebung neuer Rippen in verschiedener Entfernung vom Wirbel und verlaufen im zentralen Teil der Schale geradlinig vom Wirbel zum Schalenrande, während sie sich auf den

Seitenteilen schwach nach außen krümmen. Am Rande erwachsener Exemplare, bei denen die Schalen gewölbt sind, gehen etwa 3 Rippen und 2 der gleichbreiten Furchen auf 1 mm. Durch die feinen Anwachsstreifen erscheinen die Rippen fein gekerbt.

D. filifer ist bisher ausschließlich in der Cultrijugatuszone gefunden worden; es fanden sich ein 2-klappiges Exemplar und ca. 15 einzelne Klappen. Die Hauptfundorte sind: Stöppelkopf, Kuhhelle, Rinseberg bei Oberhundem, Straße zwischen Ort und Bahnhof Kirchhundem, Kahlenberg bei Altenhundem.

Douvillina bispinosa A. Fuchs[1]).

Taf. 23, Fig. 8.

Von dieser Art war mir nur der äußere Abdruck der Stielklappe eines Exemplares bekannt, das als doppelklappiges Gehäuse eingebettet gewesen sein muß, denn die Platten der Brachialklappe sind durch die Stielklappe hindurchgepreßt worden, vergl. das S. 312, 313 Gesagte.

Die Berippung dieser Art ist sehr viel gröber, es gehen etwa $1^1/_2$ Rippe und 1 Furche auf 1 mm. Die Berippung ist nicht so gleichmäßig, denn durch Gabelung entsteht meist neben der Hauptrippe eine viel schwächere Nebenrippe, die eine längere Strecke als schwächere Rippe neben der Hauptrippe einherläuft, ehe sie die gleiche Stärke wie jene erlangt. Auch bei dieser Art biegen sich die Rippen der Seitenteile etwas nach außen. Die Anwachsstreifen sind nicht so deutlich wie bei der vorigen Art und haben nur eine schwache Kerbung der Rippen bewirkt.

Das einzige Exemplar hat Herr Lotz im Nuhnetal oberhalb Züschen zusammen mit *Spirifer cultrijugatus* gefunden; es wird demnach vermutlich gleichalterig mit *D. filifer* sein.

Douvillina interstrialis n. sp.

Taf. 23, Fig. 9a, 9b.

Auch von dieser Art kenne ich bis jetzt nur ein Exemplar, und

[1]) Diese Art wird von A. Fuchs in einer im Druck befindlichen Arbeit: »Neue oder wenig bekannte Molluskoiden und Mollusken des deutschen Unterdevon«. Dieses Jahrb. Bd. XXXIII, 1912 II, S. 49, beschrieben und abgebildet.

noch dazu ein sehr kleines von nur 7 mm Länge. Die Zurechnung dieses Stückes zur Gattung *Douvillina* ist nicht ganz sicher, denn es konnten zwei wichtige Gattungsmerkmale, der gezähnelte Arealrand und die Höhe der Platten der Brachialklappe, nicht beobachtet werden, aber die ganze Erscheinung dieser Form spricht für die Verwandtschaft mit den vorher beschriebenen Arten. Daß die beiden sehr markanten Septen der Brachialklappe nicht plötzlich so hoch ansteigen wie bei den anderen Arten, liegt wohl an der Jugend des Exemplares.

Die Skulptur stimmt genau mit der von *Stropheodonta interstrialis* bekannten überein. Es sind etwa 20 radiale Hauptrippen vorhanden, zwischen denen 5—6 haarfeine ungegabelte Nebenrippen eingeschaltet sind.

Das einzige Exemplar fand sich in der Cultrijugatuszone in dem kleineren Steinbruch an der Straße mitten zwischen Altenhundem und Meggen.

Spirifer Jaekeli Scupin.

Diese Art ist zwar von Scupin[1]) im ganzen zutreffend beschrieben, aber z. T. recht mangelhaft abgebildet worden. Nach dem mir vorliegenden Material, das mit dem Berliner Original Scupin's verglichen worden ist, muß die Art unter Benutzung der Beschreibung Scupin's etwa folgendermaßen charakterisiert werden:

Beide Schalen von dreiseitigem Umriß, größte Breite am Schloßrande; beide Schalen gleichmäßig und stark gewölbt; Stielklappe mit hoher dreieckiger, nur wenig gewölbter Area, Zahnstützen kurz und nicht sehr kräftig, fast einen rechten Winkel mit einander bildend; Sinus breit, tief und winklig, von der nach außen gebogenen, scharfen ersten Rippe jederseits begrenzt; Sattel außerordentlich schmal, besonders am Anfang, wo er deutlich zugeschärft ist, die Seitenrippen an Höhe überragend (nach der Abbildung bei Scupin Fig. 3b hat es den Anschein, als ob der Sattel am Grunde sehr breit wäre); durch die Tiefe des Sinus, der weit in die Brachialklappe hinübergreift, wird der Sattel verkürzt und

[1]) Scupin, Die Spiriferen Deutschlands. Paläontolog. Abhandl. v. Dames u. Koken, N. F. Bd. IV, H. 3. 1900, S. 22 (216), Taf. II (XXV), Fig. 3a—d.

vorn winklig ausgeschnitten; Sattel sowohl wie Sinus lassen am Steinkern ein schwaches, fadenförmiges Medianseptum erkennen.

Die Berippung ist dadurch ausgezeichnet, daß die Rippen von der Mitte der Schale an fast parallel zum Schalenrande verlaufen; sie sind scharf, haben aber einen gerundeten Rücken; die Zahl der Rippen ist Schwankungen unterworfen; während Scupin auf jeder Seite 9—10 angibt, konnte ich an meinem Material, das allerdings nur kleinere und mittlere Exemplare umfaßt, nur 7—8 jederseits feststellen. Die Oberfläche der Schale erscheint fast ganz glatt, nur an einzelnen etwas stärkeren, feinfadenförmigen Anwachsstreifen kann man den wellenförmigen Verlauf dieser Streifen beobachten.

Die Art gehört, wie A. Fuchs[1]) ausführt, mit *Spirifer subcuspidatus* var. *alata* Frech und Scupin (non Kayser), *Sp. Nerei* Barr. und *Sp. Nereides* Kayser in eine Gruppe. Kayser hat unter dem Namen der var. *alata*, nach seiner Beschreibung[2]) und nach den Abbildungen der harzer Formen[3]) zu urteilen, wohl zweifellos echte *Subcuspidatus*-Formen verstanden, von denen ich ebenfalls in einer früheren Arbeit eine Abbildung gegeben habe[4]). Über die spezifische Selbständigkeit der von Frech und Scupin unter der var. *alata* verstandenen Form kann, wie Fuchs betont, wohl kein Zweifel bestehen; Fuchs aber nennt die letztere Form *Spirifer alatus*, dabei übersehend, daß dieser Name bereits für die Art des Zechsteins vergeben ist. Der *Spirifer alatus* A. Fuchs dürfte daher am zweckmäßigsten als *Sp. Fuchsi* n. n. neu zu benennen sein.

Scupin gibt als vertikales Verbreitungsgebiet des *Sp. Jaekeli* das Oberkoblenz an und vermutet, daß die Art bis in das Untere Mitteldevon hinaufsteigt. Im südlichen Sauerlande habe ich diese Form bisher nur in der noch zum Unterdevon gerechneten Cultri-

---

[1]) J. Spriestersbach u. A. Fuchs, a. a. O. S. 63—65.

[2]) Kayser, Brachiopoden des Mittel- und Oberdevons der Eifel. Zeitschr. D. geol. Ges. 23, 1871, S. 573.

[3]) Kayser, Die Fauna des Hauptquarzits u. d. Zorger Schiefer des Unterharzes, Abh. Pr. Geol. L.-A. N. F. Heft 1, Berlin 1889, S. 26, Taf. I, Fig. 7 (non 8—10).

[4]) Der oberste Lenneschiefer zwischen Letmathe und Iserlohn. Zeitschr. D. geol. Ges. 57, 1905, S. 549, Taf. 21, Fig. 7.

jugatus-Zone angetroffen, KOEHNE (a. a. O S. 220) gibt die Art auch von Selbecke, Blatt Kirchhundem, aus dem Oberkoblenz an.

Pentamerus (Conchidium) conf. hercynicus HALFAR.

Taf. 23, Fig. 11.

In den Orthocrinus-Schichten hat sich an mehreren Stellen ein sehr großer *Pentamerus* gefunden, der dem *P. hercynicus* HALF.[1]) am nächsten steht. Eine Identifikation war auch durch Vergleich der Orginale HALFAR's nicht möglich, weil HALFAR nur Stielklappen gefunden hatte und an allen meinen Exemplaren gerade die Stielklappen wenig günstig erhalten sind. Dazu kommt, daß sowohl die Exemplare HALFAR's als auch die meinigen meist recht stark deformiert sind, so daß die Wölbung der Klappen an dem HALFAR-schen Material überhaupt nicht und an meinen Stücken nicht mit Sicherheit festgestellt werden kann.

Die Stielklappe ist stärker als die Brachialklappe, beide Klappen stark gewölbt. Das Medianseptum der Stielklappe ist sehr kurz, wie es auch aus der HALFAR'schen Beschreibung hervorgeht; die beiden Septen der Brachialklappe sind sehr lang und dünn und erreichen die Schalenmitte. Der divergierende Teil der Zahnstützen der Stielklappe ist verhältnismäßig kurz. Ein Sinus oder Sattel, den HALFAR in der Beschreibung und Abbildung von *P. hercynicus* angibt, ist an meinen Exemplaren nicht zu beobachten. Die Rippen sind gerundet und niedrig. Die Zahl der Rippen beträgt auf der Mitte der Schale etwa 30, bei dem Taf. 23, Fig. 11 abgebildeten Exemplar vermehren sich die Rippen in einer Entfernung von $1^1/_2$ cm vom Rande plötzlich auf fast die doppelte Zahl, doch bin ich geneigt, diese plötzliche Vermehrung für eine individuelle Eigentümlichkeit zu halten. Die Vermehrung der Rippen geschieht durch Gabelung, die in verschiedener Entfernung vom Wirbel stattfindet.

Von Interresse ist an der abgebildeten Brachialklappe, daß die erhaltenen Schalenreste nicht aus Kalk, sondern aus Schwerspat bestehen.

[1]) A. HALFAR, Über eine neue *Pentamerus*-Art aus dem typischen Devon des Oberharzes. Zeitschr. D. geol. Ges. 31, 1879, S. 705—715, Taf 19, Fig. 1—1b, 2—2a, 5.

Die von Liebrecht (a. a. O. S. 462—463, Taf. 14, Fig. 7, 8) als *Pentamerus* ex aff. *Héberti* Oehlert bestimmte Form bin ich geneigt mit der hier beschriebenen Art zu identifizieren. Die von Liebrecht abgebildeten Exemplare sind sehr mangelhaft erhalten und scheinen auch mehr Rippen gehabt zu haben als *P. Héberti*, den Kayser[1]) aus etwa gleichaltrigen Schichten des Ruppachtales anführt und abbildet.

P. conf. *hercynicus* hat sich auf der Kuhhelle, im Gleiertal und auf dem Juberge in den Orthocrinus-Schichten gefunden.

[1]) E. Kayser, Die Orthoceras-Schiefer zwischen Balduinstein und Laurenburg an der Lahn. Dieses Jahrb. für 1883, Taf. III, Fig. 1—5.

Berlin, den 16. Juli 1912.

Zur weiteren Kenntnis der Quellmoore in Norddeutschland.

Von Herrn **Hans Hess v. Wichdorff** in Berlin.

Mit 11 Figuren.

Im Jahre 1906 habe ich gemeinsam mit P. Range auf das Auftreten charakteristischer Quellmoore im südlichen Teile der Provinz Ostpreußen (Masuren) zuerst hingewiesen und in einem Aufsatze[1]) die Eigenschaften und allgemeinen geologischen Verhältnisse dieser bis dahin wenig beachteten und bekannten Gebilde kurz beschrieben. Nach dem Abschlusse jener vorläufigen Abhandlung war es in dem darauf folgenden Sommer möglich, die bisher gewonnenen Anschauungen durch umfangreichere Aufgrabungen und systematische Untersuchungen einzelner typischer Quellmoore wesentlich zu erweitern, chemische Untersuchungen der Proben aus den einzelnen Schichten vervollständigten ferner diese Beobachtungen, und schließlich erlaubte die bei den Grabungen in besonderen Horizonten gefundene Conchylienfauna und Flora Rückschlüsse auf die einzelnen Phasen der Entstehung der Quellmoore. In den folgenden Jahren fand der Verfasser auch in anderen Gegenden Ostpreußens, z. B. in der Rominter Heide, im Samland und vereinzelt nördlich von Memel Quellmoore, wie andererseits auch in vielen Gegenden Hinterpommerns. Auch im südöstlichen Thüringer Wald und Frankenwald ließen sich zahlreiche typische Quellmoore nachweisen.

[1]) H. Hess v. Wichdorff und P. Range, Über Quellmoore in Masuren (Ostpreußen). (Dieses Jahrb. für 1906, XXVII, S. 95—106. Mit einer Karte.)

Die Ergebnisse dieser neueren Untersuchungen sind geeignet, die früheren Forschungen namentlich hinsichtlich des Aufbaus und Wesens der Quellmoore in vielen Punkten zu erweitern.

I. Vorkommen und Gestalt der Quellmoore.

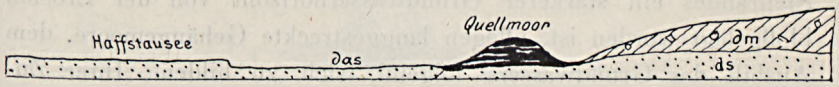
Es hat sich im Laufe zahlreicher Untersuchungen von Quellmooren in den verschiedenen Gegenden Norddeutschlands ergeben, daß diese Gebilde fast stets am Fuße steiler Abhänge auftreten, an denen durch die Erosion tiefer liegende wasserführende Schichten angeschnitten worden sind. So finden wir also Quellmoore im norddeutschen Flachlande besonders da, wo:

1. Hochflächen mit einem Steilrande gegen ein weit sich erstreckendes niedrigeres Vorland abstürzen, wie z. B. am Ufer des Haffstausees unweit Priembausen bei Gollnow in Pommern (Fig. 1) und am Rande des Skallischer Staubeckens bei Popiollen in Masuren;
2. tief eingeschnittene, talsanderfüllte Täler in die Hochebene eingesenkt sind, wie z. B. bei Stramehl unweit Labes in Pommern;
3. breitere Flußauen oder selbst schmale Bäche in die Hügellandschaft sich tief eingesägt haben, wie z. B. bei Sallmow in Pommern, Kleinheide bei Neuhausen im Samland (Fig. 2) und Charlottenhof bei Memel;
4. noch heute bestehende Seen oder bereits zu Mooren verlandete ehemalige Seebecken von steileren Bergabhängen ringsum oder an mehreren Seiten umgeben werden, wie dies z. B. in Masuren am Gr. Lenkuk-See, Haaszner See (Fig. 3) und Pillwung-See (Fig. 4) der Fall ist.

Diese Lage am Fuße weit sich hinziehender Steilgehänge am Rande niedrigerer Gelände ist nahezu allen Quellmooren eigen. Die Quellmoore sind an diese Erosionssteilränder gebunden, denn hier treten nicht nur die oberflächlichen Sickerwasser der Hochebene zutage, sondern auch schwächere oder stärkere Grundwasserhorizonte, sowie auch kürzere, lokale, wasserführende Sand- und Kieseinlagerungen sind an solchen Stellen von der Erosion angeschnitten. Ohne ständigen Wasserzufluß von unterirdischen

Quellen, Grundwasserhorizonten oder Sickerwassern aus ist die Bildung von Quellmooren unmöglich. Nicht immer ist eine solche Quellenspeisung ohne weiteres nachzuweisen. In manchen Fällen ist selbst bei der geologischen Aufnahme eines Gebietes der oft schmalen, aber weit verzweigten Einlagerungen entstammende Wasserzufluß einzelner Quellmoore ohne tiefere Aufschlüsse im Berggehänge schwer oder gar nicht zu erweisen. Ein solcher Fall lag z. B. an einem Quellmoor am Rande der Gr.

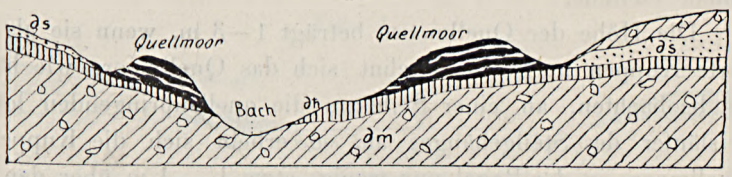
Figur 1.



Quellmoor bei Priemhausen nahe Gollnow in Pommern.

Bodschwingker Wiese am Pillwung-See in Masuren (Fig. 4) vor, wo es trotz sorgfältiger Kartierung der angrenzenden steilen Uferberge durchaus nicht gelang, auch nur Spuren eines wasserführenden Sand- oder Kies-Horizontes zu erbohren. Im Jahre darauf wurde zufällig an diesem Bergvorsprunge eine tiefe Grube hergestellt, aus der man das Material zum Bau eines Dammes für den auf der Gr. Bodschwingker Wiese nunmehr angelegten Karpfenteich förderte. Der neue Aufschluß zeigte unter einer

Figur 2.



Quellmoore bei Kleinheide im Samland.

4 m mächtigen Decke von Geschiebemergel einen nicht sehr breiten, flach aufgepreßten Sand- und Kieskern, der in gewisser Tiefe einen reichen Grundwasserhorizont führt und in direkter Richtung auf das Quellmoor zu streicht. Der Befund gab aber auch gleichzeitig den deutlichen Beweis, daß die Auffindung dieses Wasserzuflusses dem aufnehmenden Geologen nur auf einem winzigen, lediglich durch Zufall zu ermittelnden, wenige Meter langen Streifen möglich gewesen wäre.

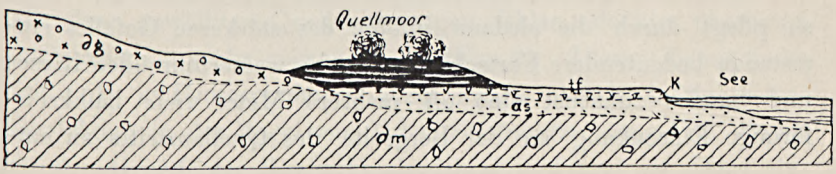
Ebenso wie die Quellmoore entstehen auch Gehängemoore an denselben oben näher geschilderten Stellen. Ob es zur Bildung des einen oder anderen dieser eng verwandten Gebilde oder beider Formen nebeneinander kommt, pflegt lediglich von der Länge, Richtung, Stärke und Verbreitung des wasserführenden Horizontes abzuhängen. Eine lokale, schmalere wasserführende Sandeinlagerung oder ein senkrecht auf den Talrand gerichteter schmaler wasserführender Horizont verursacht die Bildung von Quellmooren. Wo andererseits auf lange Strecken am Fuße des Steilrandes ein stärkerer Grundwasserhorizont von der Erosion bloßgelegt worden ist, pflegen langgestreckte Gehängemoore, dem Ausbiß des Grundwassers folgend, sich zu bilden. Ihrer Zusammensetzung und Entstehung nach sind beide Gebilde gleichartig. Sie unterscheiden sich nur morphologisch. Die Gehängemoore sind schwach geneigte, ebene Flächen, die den Fuß der Steilgehänge auf größere Strecken begleiten. Die Quellmoore dagegen sind, abgesehen von den Quellmoor-Sümpfen, mehr oder minder ausgeprägte flache Hügel, die unmittelbar über dem Quellpunkt oder direkt hinter ihm sich allmählich aufbauen. Wie bereits in der oben zitierten Arbeit über Quellmoore Masurens betont wurde, sind die Gehängemoore flächenhafte, zweidimensionale, die Quellmoore hingegen wesentlich hügelige, dreidimensionale Gebilde.

Die Höhe der Quellmoore beträgt 1—3 m, wenn sie als isolierte Kuppen auftreten. Lehnt sich das Quellmoor, wie häufig zu beobachten, an einer Seite an die quellenbringenden letzten Ausläufer des Steilgehänges an, so erhebt sich die Kuppe des Quellmoors in der Regel nur wenig, etwa $^1/_2$—1 m über den Ansatzpunkt, um aber andererseits dann 3—5 m nach der Niederung zu abzusinken, so daß von der Niederung aus das Quellmoor sich als Hügel in der Landschaft deutlich heraushebt. Der Umstand, daß die Quellmoore gewöhnlich schwammartig mit Wasser vollgesogen erscheinen und daher eine von der Umgebung oft auffällig verschiedene Sumpfvegetation zeigen, gibt ihnen vielfach einen eigenen landschaftlichen Charakter.

Je nach der Lage des Quellenaustritts am Gehänge ist die

äußere Gestalt der Quellmoore verschieden. Man findet daher oft in derselben Gegend Quellmoore von wechselndem Aussehen und scheinbar abweichender Art, die jedoch gleicher Entstehung sind und gleichen inneren Aufbau zeigen. Findet der Quellaustritt ganz unten am Bergfuß statt, oder sickert die Quelle gar noch etwas in dem Gehängeschutt und den Abschlämmassen, die sich am Rande der Niederung häufig finden, fort, so kommt

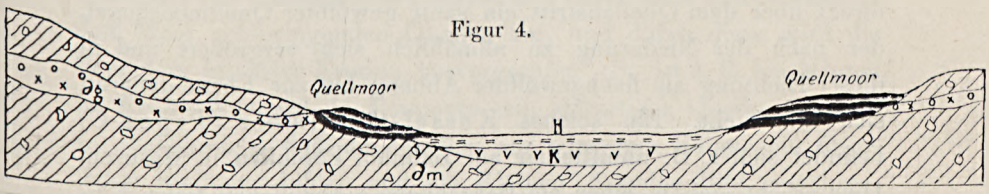
Figur 3.



Quellmoor am Haazner See in Masuren.

es zur Bildung jener auffälligen, isolierten, runden Quellmoor-Kuppen (Typus A) (vergl. Fig. 2 und 3), die in der ersten Abhandlung vom Jahre 1906 aus der Umgebung einiger masurischer Seen beschrieben wurden. Der gleiche freistehende Typus entsteht, wenn die Quellen in der Niederung selbst nahe am Rande entspringen, wie z. B. bei Priemhausen in Pommern (vergl. Fig. 1). Liegt der Quellaustritt nur wenig über dem Niveau der

Figur 4.



Quellmoore nahe am Pillwung-See in Masuren.

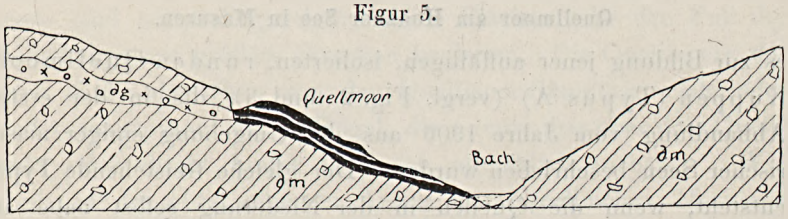
angrenzenden Niederung ($^1/_2$—2 m über der Ebene), so pflegt sich, wie erwähnt, die eine Seite des Quellmoors an den Berg anzulehnen; es kommt zur Bildung einer winzigen Kuppe in der Nähe des Ansatzpunktes und zur Ablagerung eines sich allmählich nach der Ebene zu vorschiebenden und deutlich zu ihr sich herabsenkenden Hügels (Fig. 4). Da diese Art von Quellmooren, von der Ebene aus 3—5 m ansteigend, denselben An-

blick wie die freistehenden runden Quellmoorkuppen gewährt, andererseits aber einseitig dem Gehänge angelehnt ist, bezeichne ich diesen Typus B als einseitige Quellmoor-Kuppen.

Beide Typen, A und B, finden sich in zahlreichen Übergängen zu einander, so daß die Stellung zu der einen oder anderen Gruppe dem Gefühle eines jeden überlassen werden muß; in jedem Falle aber wird man mit Recht kurz von Quellmoorkuppen sprechen.

Wenn die Quellen höher hinauf am Steilrande zutage treten, so pflegt durch die alsdann infolge des stärkeren Gefälles eintretende bedeutendere Fortschlämmung des wasserführenden Kieses und Sandes zunächst eine oft mehrere Meter tiefe halbkreisförmige Einsenkung an der Bergseite des Quellaustritts zu ent-

Figur 5.



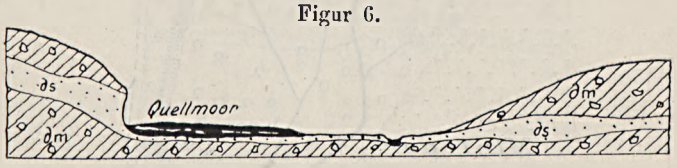
Quellmoor bei Popiollen in Masuren.

stehen. Inmitten dieser kesselartigen Einsenkung bildet sich dann direkt über dem Quellaustritt ein sanft gewölbter Quellmoorhügel, der nach der Niederung zu allmählich sich vergrößert und in dieser Richtung als flachgewölbter Abhang bis zur Ebene dauernd sich hinabzieht. Ein solches Kessel-Quellmoor (Typus C) befindet sich z. B. unmittelbar am Bahnhof Popiollen in Masuren. Hier erhebt sich in einer am Bergabhang vorhandenen tiefen Einbuchtung ein quellenreiches, flachgewölbtes Quellmoor, das sich mit deutlich erkennbarer Neigung und Aufwölbung zur nahen Wiese herabsenkt (Fig. 5). Die ganze Erscheinungsweise dieses Kessel-Quellmoores erinnert unwillkürlich an einen Lavastrom, der sich aus einem halbgeöffneten Krater ergossen hat.

Während in dem letztgenannten Falle (Typus C) durch die mäßige kesselförmige Auswaschung oben am Abhange und durch die darauf folgende Quellmoorbildung ein landschaftlich sehr auf-

fälliges Gebilde erzeugt wird, kann durch zu stark einsetzende Auswaschung und Einsenkung des Kessels in das Gehänge das gerade Gegenteil eintreten. Wird der Kessel nämlich durch beständiges starkes Fortschlämmen des unterirdischen Sandmaterials bis nahe auf die Talsohle oder bis zum Niveau der Niederung vertieft, so entstehen als Quellmoorbildungen ganz unscheinbare, nur noch schwach gewölbte oder gar ganz flache Quellmoor-Sümpfe (Typus D), denen natürlich die für die anderen Arten der Quellmoore so charakteristischen, nach der Niederung zu abfallenden, gewölbten Quellmoorzungen fehlen, da hier überhaupt keine Neigung mehr vorhanden ist (Fig. 6). Dieser Typus findet sich z. B. in Hinterpommern nicht selten und ist infolge seiner Entstehung in der Regel von hohen Steilrändern umgeben, die bis auf den Grund der Ebene hinabreichen und nun als scharf ein-

Figur 6.



Quellmoor-Sumpf bei Sallmow in Pommern.

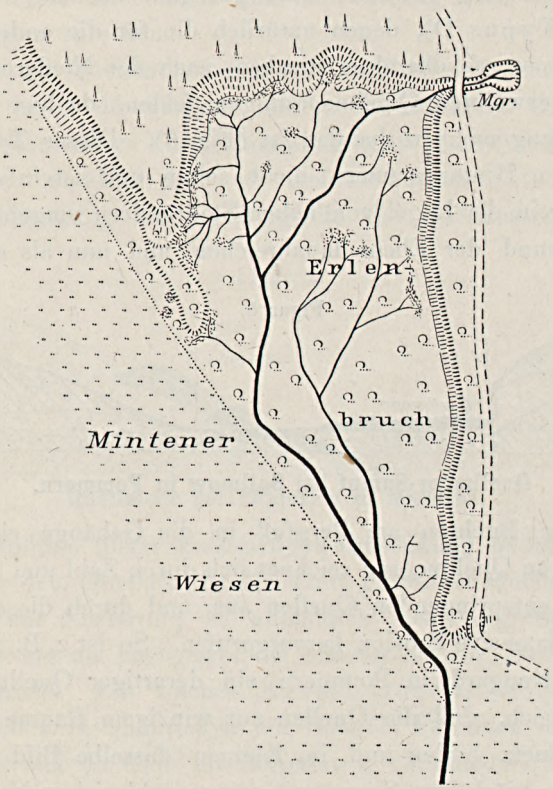
geschnittene Buchten am Bergfuß in die Gehänge einspringen. Diese Art von Quellmooren zeichnet sich durch Zahl und Stärke der dem Moor entspringenden Quellen aus, und durch diese wird die besonders intensive Erosion hervorgerufen. So ist z. B. bei Minten im Kreise Naugard in Pommern ein derartiger Quellmoorsumpf so quellenreich, daß die Quellen auf winzigem Raume ein förmliches Flußnetz bilden und im Kleinen dasselbe Bild gewähren, das uns ein mächtiger Strom mit seinen zahlreichen Nebenflüssen auf einer großen Karte darbietet (Fig. 7).

Die Erscheinungsweise des Quellmoorsumpfes erinnert an sich sehr an das ähnliche Auftreten von Gehängemooren; Quellmoorsümpfe haben jedoch stets mehr ovale, vom Gehänge abstrebende Verbreitung, während die Gehängemoore dem Fuß der Gehänge in annähernd gleicher Breite entlangziehen. Ein charakteristisches Unterscheidungsmerkmal ist aber stets in Zweifelsfällen das Vor-

handensein oder Fehlen eines steilwandigen Kessels bezw. einer buchtartigen Einkerbung am Bergfuße.

So verschiedenartig demnach die äußere Gestalt und das Auftreten der Quellmoore ist, so gleichmäßig sind andererseits die Örtlichkeiten ihres Vorkommens und ihr innerer Aufbau.

Figur 7.



Quellmoor-Sumpf mit Quellensystem bei Minten in Pommern.

II. Innerer Aufbau und chemische Zusammensetzung der Quellmoore.

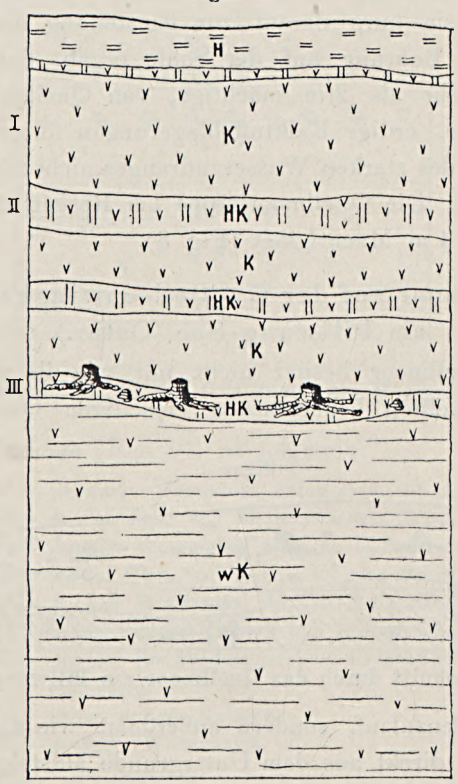
Um einerseits den Sitz und Verlauf der Quellen innerhalb der Quellmoore, andererseits aber auch den inneren Aufbau der letzteren festzustellen, wurden zunächst in Masuren eine Anzahl charakteristischer Quellmoore durch tiefe Aufgrabungen vom Scheitel

bis zur Sohle aufgeschlossen. Die Ergebnisse dieser tiefen Aufschlüsse haben sich später überall auch in anderen Gegenden, z. B. im Samland und in Hinterpommern, als allgemein geltend bestätigt. Bevor wir die allgemeinen Schlüsse über den inneren Aufbau ziehen, dürfte es sich empfehlen, zuvor einige besonders charakteristische Durchschnittsprofile masurischer Quellmoore näher zu besprechen.

1. Quellmoor unmittelbar am Gute Rosenthal bei Benkheim (Ostpr.).

Hier befinden sich am Rande des Skallischer Beckens eine Anzahl wohlausgeprägter Quellmoorkuppen, auf die zuerst P. G. Krause in den Erläuterungen zu Blatt Buddern hingewiesen

Figur 8.



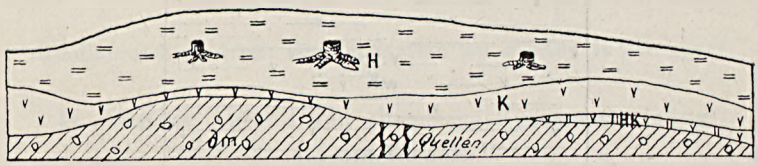
Durchschnitt durch das Quellmoor am Gute Rosenthal in Masuren.

hat. Eine Aufgrabung in der dem Gutshofe am nächsten liegenden Quellmoorkuppe ergab, daß diese aus abwechselnden Schichten von erdigem, lockerem Kalktuff und dunklen, von Kalktuff durchsetzten Bänken von moormergelartigem Riethboden besteht (Fig. 8). Letztere Schichten sind, wie dies der Riethboden stets so charakteristisch zeigt, in der Regel von senkrechten Schilf- und Rohrstengeln ganz durchzogen, eine Erscheinung, die man als Röhrichtboden bezeichnet. In einer solchen Riethbodenschicht in 2 m Tiefe unter der Oberfläche des Quellmoors fanden sich zahlreiche starke Baumstämme und Stubben von Birken und Kiefern nebst unzähligen Haselnußfrüchten; auch zeichnete sich diese Bank durch Reichtum an bestimmten Schneckenarten aus. Kaum war diese Schicht in 2,10 m Tiefe durchgraben, als von unten aus an allen Stellen Quellwasser so stark und nachhaltig emporddrangen, daß sie kurz darauf zur Einstellung der Aufgrabung nötigten. Eine Bohrung auf der Sohle ergab, daß unter dieser Bank noch mehr als 2 m mächtige, von Quellen ganz durchtränkte, lockere, erdige Kalktuffablagerungen folgen, deren Liegendes infolge des starken Wasserandranges nicht mehr festgestellt werden konnte. Die Quellmoorkuppe bei Rosenthal besitzt demnach mehr als 4 m Mächtigkeit (Fig. 8).

2. Quellmoor auf der Gr. Bodschwingker Wiese am Pillwung-See (Ostpr.).

Dieses Quellmoor besitzt nicht nur wie die auf dem Profil Fig. 4 dargestellten benachbarten einseitigen Quellmoorkuppen

Figur 9.



Durchschnitt durch das Quellmoor am Pillwung-See.

seitlichen Quellenzulauf, sondern außerdem, wie die Aufgrabung (Fig. 9) zeigte, direkt aus dem Untergrunde aufsteigende Quellen. Das Profil des Quellmoors ist folgendes (von oben nach unten):

Torf mit Erlenstubben	0,65—1,65 m mächtig
Erdiger Kalktuff mit Erlenstubben	0,25—0,70 » »
Dunkler Riethboden, reich an Kalktuffbröckchen und Schnecken	0—0,24 » »
Geschiebemergel, z. T. mit senkrechten Quelladern	

3. Quellmoor am Haaznersee bei Haaznen (Ostpr.).

Die Aufgrabung der in Fig. 3 dargestellten, mit Erlenbäumen bewachsenen, ungefähr 3 m hohen Quellmoorkuppe erwies sich insofern besonders wichtig, als sie neben einem sehr charakteristischen Aufbau des Quellmoors auch im Liegenden die Schichten der angrenzenden verlandeten Seeniederung erschloß.

Figur 10.



Durchschnitt durch das Quellmoor am Haaznersee.

Die Schichtenfolge (Fig. 10) ist folgende:

Quellmoor	0 —0,46 m	schwarzer Sumpftorf, unten eisenschüssig
	0,46—0,70 »	weißer Kalk, von Riethboden und Schilf durchsetzt
	0,70—0,95 »	dunkler Riethboden, reich an Kalktuffbröckchen
	0,95—1,05 »	weißer Kalk, von Riethboden und Schilf durchsetzt
	1,05—1,15 »	dunkler Riethboden, reich an Kalktuffbröckchen
	1,15—2,05 »	heller, erdiger Kalktuff (bei 1,50 m Schnecken-Bank)
	2,05—2,30 »	dunkler Riethboden, reich an Kalktuffbröckchen, mit viel Schnecken
	2,30—2,80 »	heller, erdiger Kalktuff
Untergrund	2,80—3,20 »	Seekalk (Wiesenkalk)
	3,20—3,50 »	u. m. Seesand.

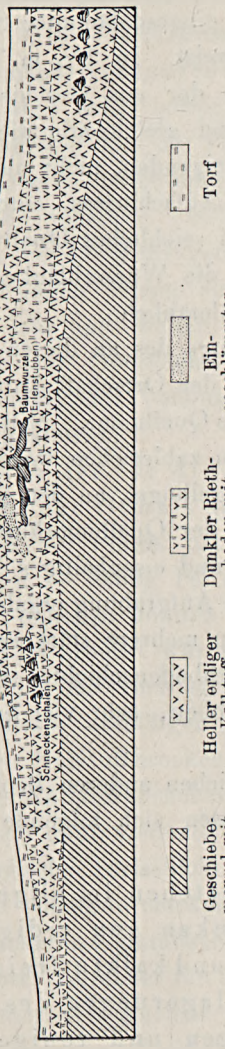
Auch hier zeigt sich wieder die für den Aufbau der Quellmoore typische Wechsellagerung von hellen, erdigen Kalktuffbänken und dunklen, kalktuffreichen Riethbodenschichten, also von reinen Kalktuffbänken mit humusreichen Zwischenlagen. Bemerkenswert ist der Umstand, daß bei der Aufgrabung von 2,80 m Tiefe ab — im Niveau der umliegenden Wiese und des Sees — Seekalk angetroffen wurde, der in gleicher Höhenlage den Untergrund der Wiesen am Haaznen-See bildet. Der Seekalk ebenso wie der ihn unterlagernde Seesand ist in einer längst verlandeten, nun zur Wiese gewordenen Bucht des Haazner Sees zur Ablagerung gelangt. Der Umstand, daß das Quellmoor sich auf diesen jungen Verlandungszonen des früher etwas größeren Haazner Sees ablagerte, beweist deutlich das recht jugendliche Alter der Quellmoore, die hier zu den jüngsten alluvialen Bildungen gehören. Ferner aber zeigt dieser Aufschluß deutlich, daß der Ursprungsort der Quellen keineswegs immer im Untergrunde der Quellmoore zu suchen ist. Hier liegt klar und deutlich (vergl. auch Fig. 3) der Beweis vor, daß die Quellen seitlich dem kiesigen, grundwasserreichen Gehänge entstammen, was auch der Aufschluß des Quellmoors durch das seitliche Einströmen der Quellwasser an bestimmten Stellen unzweifelhaft erwies.

4. Quellmoor auf den Wiesen am Gr. Lenkuk-See (Ostpr.)

Am Rande der Lenkuker Wiesen, unweit vom Gr. Lenkuk-See und vom Rittergut Gr. Lenkuk, sind eine ganze Reihe Quellmoore vorhanden. Eine der typischsten dortigen Quellmoorkuppen, die sich etwa 2 m über der Wiesenebene erhebt und 20 m Durchmesser besitzt, wurde bis auf den Untergrund quer durch einen Schurf aufgeschlossen. Unter einer dünnen, schwarzen Torfdecke, die die heutige Vegetation trägt, sind zwei mächtigere Bänke von erdigem Kalktuff vorhanden, der aus lauter kurzstengligen Tuffbrocken besteht und stellenweise dünne Lagen mit reichlicher Schneckenfauna führt, während er im allgemeinen frei von Schnecken sich erweist. Zwischen diesen beiden Kalktuffbänken lagert, als zusammenhängende, $^1/_2$—1 m starke Ablagerung das ganze Quellmoor durchsetzend, eine dunkle, humusreiche, mit

Kalktuffbröckchen ganz erfüllte Riethbodenschicht (Fig. 11). Dieser Riethboden ist ganz durchsetzt mit senkrechten Schilf- und Rohrwurzeln, ein vollkommener Röhrichtboden. Zahlreiche Erlenwurzeln und andere Baumreste sind in ihm enthalten; auffällig ist auch die Menge der in ihm sich findenden Haselnüsse.

Figur 11.



Durchschnitt durch ein Quellmoor bei Gr. Lenkuk.

Maßstab 1 : 133.

Zur Zeit der Untersuchung erwies sich die Mooroberfläche mit einer typischen Sumpfflora bedeckt; zwischen den Caricecn und Moosen fanden sich kleine, fußlange Wassertümpel. Das ganze Quellmoor glich einem vollgesogenen Schwamme. Dementsprechend zeigte sich bei Herstellung des Aufschlusses, daß die Quellen in der Mitte des Quellmoors bis zur Oberfläche zirkulierten, worauf ja auch das Vorkommen eingeschlämmter Sandadern gerade in der Mitte des Moors hinweist. In $1^3/_4$ m Tiefe, gerade in der Mitte des Hügels, wurde der aus Geschiebemergel bestehende Untergrund angetroffen und gleichzeitig die darin senkrecht auf schwachen Sandadern aufsteigenden, nicht unbedeutenden Quellen. Nach Fertigstellung des Aufschlusses entquoll der Mitte des Hügeluntergrundes dauernd reichliches Quellwasser, das nach der Wiese zu schnell abfloß; die Wasserblänken auf der Oberfläche des Moors vertrockneten allmählich.

Am westlichen Ausgange des an diesen Gebilden so reichen Lenkuk-Tales liegt unweit der Ortschaft Zabinken, am Hofe des Besitzers Lemke ein anderes Quellmoor. Mitten in der Talschlucht liegt hier ein niedriger, von zahlreichen wasserhaltigen Sandadern durchzogener Geschiebemergelhügel, an den sich seitlich das Quellmoor anlehnt. Oben auf der Quellmoorkuppe befindet sich ein Brunnen, der kalkreiches und eisenhaltiges Wasser besitzt. Das Quellmoor besteht, wie eine Aufgrabung ergab, oben aus holzdurchwachsenem Torf, unter dem mehrere stärkere Bänke von erdigem Kalktuff mit dunkleren Riethbodenschichten wechsellagern, welche letztere zahlreiche Holzstubben, sehr viel Schnecken und Haselnußfrüchte enthalten.

Aus diesen wie zahlreichen anderen Beobachtungen an norddeutschen Quellmooren lassen sich folgende allgemeine Schlüsse ziehen:

Die Quellmoore bestehen im allgemeinen aus einer Wechselfolge von Bänken von erdigem Kalktuff und Schichten von humus- und kalktuffreichem Riethboden, vielfach auch von Einlagerungen des von Quellen eingeschwemmten sandigen und tonigen Materials. In der Regel ist das Quellmoor von einer mehr oder minder

starken Schicht von schwarzem Sumpftorf bedeckt. Die Riethbodenschichten stellen stark humose Zwischenlagen dar und kennzeichnen sich meist als Röhrichtboden. Ihre reichliche Führung von Kiefern-, Birken- und namentlich Erlen-Stubben und Stämmen sowie Haselnußfrüchten läßt sie in Verbindung mit ihrem humosen Charakter als frühere Oberflächen der Quellmoore unschwer erkennen. Die einzelnen Schichten der Quellmoore stellen demnach verschiedene Wachstumsstadien dar. Die Quellen sind sehr beweglich und wechseln häufig ihre Austrittsstellen; dies erklärt die Bildung der Riethbodenablagerungen und der Oberflächenbildung bei zeitweiser Stagnation bezw. Verlegung der Quellen. Nehmen diese wieder ihren alten Lauf, so geht die Trockenvegetation zugrunde, und neue erdige Kalktuffablagerungen setzen sich darüber ab. So lange ein Quellmoor noch lebt und weiter wächst, pflegen die Quellwässer bis ungefähr zur Oberfläche zu zirkulieren; ein totes Quellmoor fällt zunächst der Versumpfung und dann der oberflächlichen Vertorfung anheim.

Charakteristisch ist für die Quellmoore (ebenso wie für die Gehängemoore) der Gehalt an erdigem, feinstengeligem Kalktuff; in der Praxis hat sich — das mag hier besonders betont werden — häufig bei diesen Untersuchungen gezeigt, daß mit dem üblichen dünnen Bohrgerät in einem Quellmoor scheinbar nur Torf erbohrt wurde, während die Aufgrabung stets die obigen Profile mit vorwiegendem Kalktuffgehalt ergab. Eine Nachprüfung dieser auffälligen Differenz zeigte, daß der Bohrer die nußgroßen Kalktuffbrocken beiseite schiebt, während die feineren scharfen Kalktuffkörnchen bei dem (nicht üblichen) Zerdrücken der Proben ohne weiteres nachzuweisen sind; zudem bleibt die relativ schwache Torfschicht der Oberfläche im Bohrer haften, ohne von den wasserdurchtränkten, leicht mit dem Bohrer zu durchsinkenden, lockeren Kalktuffschichten verdrängt zu werden. Der gewöhnliche Bohrer ist daher für Untersuchungen und zweckdienliche Angaben über den Aufbau von Quellmooren nicht anwendbar; hier können nur Aufgrabungen sichere Ergebnisse liefern.

Wichtig für den Bau der Quellmoore sind die Wachstumszonen bezw. Trockenstadien und deren Baum- und Strauch-Flora.

Die in den einzelnen Schichten der Quellmoore enthaltene Conchylienfauna ist ziemlich artenarm; dafür treten einzelne Arten jedoch lagenweise in sehr großer Individuen-Anzahl auf. Über die bei den Aufgrabungen vom Autor gesammelte Conchylienfauna der masurischen Quellmoore macht mir liebenswürdiger Weise Herr H. Menzel folgende Mitteilungen:

»Die Binnenmolluskenfauna der masurischen Quellmoore umfaßt nach dem von mir untersuchten Material folgende Arten:

1. Aus dem Quellmoor von Gr. Lenkuk.

a) aus 1,5 m Tiefe:

Hyalina sp.,
Conulus fulvus Drp.,
Zonitoides nitidus Müll.,
Patula ruderata Stud.,
Vallonia costata Müll.,
Helix (Petasia) bidens Chemn.,
» *(Arianta) arbustorum* L.,
» *(Eulota) fruticum* Müll.,
» *(Xerophila) candidula* Stud.,
» *(Tachea) hortensis* Müll.,
Zua lubrica Müll.,
Clausilia laminata Mont.,
» *ventricosa* Drp.,
» sp.,
Succinea (Neritostoma) putris L.,
Limnaea (Gulnaria) peregra Müll.,
» *(Fossaria) truncatula* Müll.,
Pisidium sp.

b) Aus dem Quellmoor von Lemke im Lenkuktale aus einer Tiefe von 0—75 cm:

Zonitoides nitidus Müll.,
Helix (Eulota) fruticum Müll.,

Helix (Petasia) bidens Chemn.,
Clausilia (Strigillaria) cana Held,
Succinea (Neritostoma) putris L.,
» *(Amphibina) Pfeifferi* Rssm.,
Limnaea (Gulnaria) peregra Müll.,
» *(Fossaria) truncatula* Müll.,
Pisidium (Fossarina) fontinale C. Pfr.

2. Aus dem Quellmoor am Haaznensee:

Hyalina sp.,
Zua lubrica Müll.,
Succinea (Neritostoma) putris L.,
» *(Amphibina) Pfeifferi* Rssm.,
Limnaea (Limnus) stagnalis L.,
» *(Gulnaria) peregra* Müll.,
» *(Fossaria) truncatula* Müll.,
Planorbis (Tropidiscus) umbilicatus Müll.,
» *(Gyrorbis) vortex* L.

3. Aus dem Quellmoor von Rosenthal bei Benkheim.

a) Aus 60—75 cm Tiefe:

Zua lubrica Müll.,
Limnaea (Gulnaria) peregra Müll.,
» *(Fossaria) truncatula* Müll.

b) Aus 2 m Tiefe:

Zonitoides nitidus Müll.,
Helix (Eulota) fruticum Müll.,
» *(Petasia) bidens* Chemn.,
Zua lubrica Müll.,
Limnaea (Fossaria) truncatula Müll.

4. Aus dem Quellmoor am Pillwungsee (bei der Försterei Rogonnen).

Helix (Eulota) fruticum Müll.,
» *(Petasia) bidens* Chemn.,
Succinea (Neritostoma) putris L.,
» *(Amphibina) elegans* Risso.

»Von dieser Fauna, die 18 Arten Landschnecken, 5 Arten Süßwasserschnecken[1]) und 2 Arten Süßwassermuscheln umfaßt, kommen sämtliche Formen heute noch lebend in Ostpreußen vor. Auffallend ist das recht häufige Auftreten von *Helix* (*Petasia*) *bidens* Chemn., sowie auch das Vorkommen von *Clausilia cana* Held. Beide gehören zu den östlichen Arten, die in Deutschland nach Westen zu bald die Grenze ihrer Verbreitung erreichen. Sehr bemerkenswert ist ferner das Vorkommen von *Patula ruderata* Stud., die im allgemeinen als Leitform für etwas kühleres Klima gelten kann. Sie tritt indessen auch heute noch an mehreren Stellen Deutschlands und auch in Ostpreußen an besonders kühlen, geschützten Stellen auf und wird hier in dieser Gesellschaft wohl kaum eine andere Bedeutung haben, als daß der Quellsumpf, in dem sie mit all den anderen Arten lebte, für sie ein schattiger, kühler Schlupfwinkel war, in dem sie als Relikt sich in eine Zeit hinüberretten konnte, in der die Grenze ihrer geschlossenen Verbreitung schon weiter nach Norden gerückt war.

Die ganze Fauna der Quellmoore macht den Eindruck ziemlich jugendlichen Alters, und man darf deren Entstehungszeit wohl mit ziemlicher Sicherheit in das Jungalluvium, d. h. in die Postlitorina-Zeit setzen«.

Die chemische Zusammensetzung der Quellmoore zeigt, dem geschilderten Aufbau der Schichten entsprechend, eine vorwiegende Beteiligung von kohlensaurem Kalk, die in den reineren Kalktuffbänken etwa 70—80% Kalk beträgt, in den humusreicheren Riethbodenschichten gewöhnlich 40—70% Kalkgehalt, gelegentlich in schneckenreicheren Lagen noch mehr, aufweist. Der Humusgehalt ist ebenfalls nicht unbedeutend; er schwankt in der Regel zwischen 10% und 35%, selten geht er in ganz reinen Kalktuffbänken auf 3% herunter. Außer kohlensaurem Kalk findet sich stets noch CaO-Überschuß, der nicht an

[1]) Die Süßwasserschnecken und Muscheln lebten in den kleinen Tümpeln und Quellwasserteichen, die auf den Quellmooren, vorwiegend aber an ihrem Gehänge, sich zeitweise, namentlich in nassen Jahren, zu bilden pflegen.

Chemische Zusammensetzung der masurischen Quellmoore in ihren einzelnen Schichten.

Bestandteile	Quellmoor an der Bodschwingker Wiese am Pillwungsee	Quellmoor im Krebsbachtal, ostsüdöstlich von Hohenau	Quellmoor im Lenkuk-Tal bei Gr. Lenkuk				Quellmoor Rosenthal bei Benkheim		
			Erdiger Kalktuff aus $^1/_2$ m Tiefe (Mitte des Moores)	Humusführender Riethboden (Röhricht boden) aus $1^1/_2$ m Tiefe	Wiesenkalk am Rande des Quellmoores in 65 cm Tiefe	Fester steiniger Kalktuff in $^1/_2$ m Tiefe (Mitte des Moors)	Humoser erdiger Kalktuff aus $^3/_4$ m Tiefe	Humusführender Riethboden (schneckenreicher Röhrichtboden) in 1 m Tiefe	Humusreicher Riethboden (schneckenreicher Röhrichtboden) in 2 m Tiefe
Glühverlust (organische Substanz)	33,73	34,83	3,23	19,28	3,45	1,13	14,00	11,35	24,92
Wasser (bei 105°)	6,45	6,24	1,83	4,06	0,87	0,56	2,77	2,95	6,07
Tonerde und Eisenoxyd	2,46	1,39	4,02	4,88	1,06	1,61	0,51	1,00	0,97
Phosphorsäure	Spuren	Spuren	0,13	0,18	0,17	0,10	0,16	0,33	0,43
Kohlensaurer Kalk	39,88	49,85	70,09	58,45	88,57	92,34	79,52	79,11	62,23
Kalk (CaO), nicht an Kohlensäure gebunden	3,81	3,39	0,45	2,74	1,43	1,81	1,86	1,51	2,35
Stickstoff	1,09	1,12	0,31	0,73	0,36	0,23	0,51	0,40	0,81
In Salzsäure Unlösliches (Ton, Sand usw.)	12,57	2,40	18,88	10,47	3,68	1,42	0,43	1,77	1,20
Lösliche Kieselsäure	—	—	—	—	—	—	0,29	0,41	0,50
Magnesia	—	—	—	—	—	—	0,22	0,40	0,32
Sa.	99,99	99,22	98,94	100,79	99,59	99,20	100,27	99,23	99,80

Kohlensäure gebunden ist, vielleicht an Kieselsäure. Der Tonerde- und Eisenoxyd-Gehalt schwankt zwischen 0,5% und 5%. Phosphorsäure ist in Spuren bis zu annähernd $^1/_2$% enthalten. Stickstoff beteiligt sich am Aufbau der Quellmoore mit einem Gehalt von 0,2—1,1%. Die mechanischen Verunreinigungen durch die von den Quellen eingeschlämmten Sand- und Ton-Einlagerungen sind sehr unregelmäßig in den Schichten verteilt und finden sich infolge des zentralen Aufsteigens der Quellwasser meist in der Mitte der Quellmoore. Dementsprechend wechselt die Anteilnahme mechanischer Sedimente an der Zusammensetzung der Quellmoore zwischen $^1/_2$% und beinahe 20%.

Die vorstehende Tabelle (S. 337) gibt eine kurze Übersicht der chemischen Zusammensetzung einiger masurischen Quellmoore in ihren verschiedenen Schichten und Tiefen.

III. Alter und Entstehung der Quellmoore und Vergleich mit älteren Kalktuff (Travertin)-Ablagerungen.

Es kann keinem Zweifel unterliegen, daß die hier beschriebenen Typen von lebenden Quellmooren den jüngsten alluvialen Ablagerungen angehören. So lange ein derartiges Gebilde noch den Eindruck eines Quellmoors hervorruft, gehört es der jüngsten geologischen Vergangenheit an. Quellmoore haben — ebenso wie Gehängemoore — während der ganzen Quartärzeit sich gebildet. Ältere Quellmoore kennzeichnen sich aber nur noch als Kalktuffablagerungen mit mehr oder minder zahlreichen humosen Zwischenlagen. Wo Aussehen und Quellmoorcharakter noch deutlich entwickelt sind, handelt es sich dagegen stets um ganz jugendliche, neuzeitliche Bildungen. Besonders ausgedehnt und mächtig waren diese Ablagerungen zur Diluvial-Zeit in Thüringen, wo kilometerlange und oft sehr mächtige (bis 16 m) Kalktuff (Travertin)-Lager entstanden, die heute z. B. in der Gegend von Weimar, Ehringsdorf und Taubach und ferner von Langensalza, Burgtonna und Gräfentonna in umfangreichen Steinbrüchen abgebaut werden. Es sind dies ursprünglich, wie man noch heute an ihrer, dem wasserführenden Keupergehänge entlanglaufenden Längsausdehnung und

der schwach geneigten, oft mißdeuteten terrassenartigen Oberfläche sieht, Gehängemoore gewesen, die ihrem Aufbau und ihrer Entstehung nach sich in nichts von den heutigen Bildungen dieser Art unterscheiden. Der Ausdruck »Gehängemoor« bedeutet übrigens ebenso wie »Quellmoor« keineswegs eine vorwiegende Moor- oder Torfbildung. Es ist gerade der Zweck vorliegender Arbeit, den dominierenden Kalktuff-Charakter beider Bildungen hervorzuheben. Eine Änderung der beiden althergebrachten zwar nicht ganz einwandfreien Bezeichnungen erscheint im Hinblick auf die gleichfalls nicht unbedeutende Beteiligung von Humus in den rezenten Bildungen nicht gerechtfertigt. Die Bildung dieser diluvialen Gehängemoore geschah zu einer Zeit, als das Ilm-Tal bereits tief erodiert war, allerdings noch nicht bis zur heutigen Talstufe. Von hervorragendem Interesse für die Erklärung der Genesis ist es nun, daß zwischen den festen diluvialen Kalktuffbänken humose Zwischeneinlagerungen von moormergelartigem Charakter auftreten (sowohl bei Ehringsdorf wie bei Taubach), die völlig analog den geschilderten Riethbodenschichten der heutigen Quellmoore und Gehängemoore sich erweisen. Auch sie verdanken zeitlich recht kurzen Stagnationsstadien in den Quellabsätzen ihre Entstehung; auch sie sind einige Zeit Oberflächenbedeckung der zeitweise unterbrochenen Quellenabsätze gewesen. Es kann keinen besseren Beweis für diese bei den rezenten Quellmooren aus ihrer Baumflora hergeleiteten Annahme von ehemaligen kurzen Trockenstadien geben wie die genannten Einlagerungen in den diluvialen Kalktuffvorkommen, denn sie führen massenhaft Holzkohle, angebrannte Tierknochen, Feuersteinspitzen und andere Geräte vorgeschichtlicher menschlicher Siedlungen, ein zwingender Beweis dafür, daß diese Schichten eine Zeit lang eine leidlich trockene, von den Menschen der Vorzeit bewohnte Erdoberfläche gebildet haben, ehe die Quellen später wieder neue und mächtige Kalktuffbänke darüber abgelagert haben. Natürlich treten auch mitten im reinen Kalktuff derartige schmale Bänke mit Kulturresten auf; sie sind aber — ebenso wie die ebenfalls unvermittelt mitten im reinen Kalktuff auftretenden faust-

großen Milchquarzgerölle und lokalen Geröllekonglomeratzonen von den Quellen eingeschwemmtes Material aus der Umgebung des engeren Quellengebietes. Es erscheint nicht unangebracht, auf diese auffällige Analogie mit den Wachstumsstadien der heutigen Quellmoore und Gehängemoore hinzuweisen, fehlt es doch nicht an Bestrebungen, diese Verlandungszonen mit ihrem (nach Analogie der rezenten Bildungen) ganz erklärlichen Laub- und Nadelholzbestand durch Klimazonen bezw. Vegetationsstadien erklären zu wollen; auch der wechselnde Conchylienbestand erklärt sich ja ohne weiteres. Nicht unerwähnt mag noch bleiben, daß bei diesen mächtigen Kalktuffablagerungen mechanische Einschlämmungen[1]) nicht selten sind und manche schmale Schichten zahlreich eingeschwemmte Kiesgerölle enthalten, wie ja auch die meisten scharfkantigen Bruchstücke von Tierresten zweifellos von den Quellen an ihre Fundstellen zugeführt sind.

---

[1]) Es mag hierbei noch kurz die Stellung des namentlich in den Ehringsdorfer Kalktuffbrüchen als durchgehender Horizont vorhandenen sog. »Parisers«, einer gelben bis braunen lehmigen, größtenteils ebenfalls aus unreinem Kalktuff bestehenden Bank inmitten der reinen Kalktuffablagerungen, besprochen werden. Bekanntlich ist diese zweifellos auffällige, durchgehende Schicht von einzelnen Forschern als »Löß« aufgefaßt worden, und aus dieser Annahme heraus sind dann naturgemäß weitere Schlüsse über das Alter der einzelnen Kalktuffablagerungen im Hangenden und Liegenden des »Parisers« gezogen worden. Alle diese Schlüsse würden, ebenso wie die Annahmen der Klimazonen auf Grund der vorhandenen humosen Trockenzonen, hinfällig werden, wenn es gelingen würde nachzuweisen, daß der — in seiner Zusammensetzung übrigens recht variierende — »Pariser« einer infolge zufälliger elementarer Ereignisse (z. B. Wolkenbrüche) eintretenden mechanischen Überschlämmung des gesamten Quellengebiets (bezw. Gehängemoors) von den damals durch Lehm und Löß bedeckten Gehängen aus seine Entstehung verdanke. In diesem Falle würde erklärlich sein, daß die völlig schlammüberzogenen Quellen zunächst andere Auswege suchten und das ganze Gehängemoor ein längeres Trockenstadium (z. T. mit oberflächlicher Humifizierung) erfuhr, bis es endlich den Quellen gelang, an ihren alten Ursprungsstellen wieder auszutreten und neue Kalktuffablagerungen auf dem Überschlämmungs- und Trocken-Stadium des »Parisers« wieder abzulagern. Eine solche einfache Erklärung erscheint mir weit natürlicher als die Annahme, daß die beiden über und unter dem »Pariser« gelegenen, chemisch und petrographisch völlig gleichen Kalktuffablagerungen durch weite Zeiträume mit ganz anderen klimatischen Bedingungen zeitlich getrennt seien. Es dürfte sich doch empfehlen, vor Aufstellung derartiger Theorien mehr als bisher vergleichende Studien an analogen rezenten Bildungen zu machen.

Kalktuffe bilden sich noch heute relativ schnell und in z. T. größerer Mächtigkeit vor unseren Augen. Die diluvialen Kalktufflager dürften sich daher ebenfalls in nicht erheblich langen Zeiträumen abgesetzt haben; keinesfalls aber dürfte ihre Bildung im Laufe zeitlich weit auseinander liegender Klimaperioden erfolgt sein. So sind denn die Trockenstadien nur ganz kurze Intervalle (vielleicht von Jahrzehnten), und auch der »Pariser« mag vielleicht nur ein unerhebliches Zwischenstadium darstellen.

Gelegentlich taucht immer wieder die durch die Gehängemoor-Natur und naturgemäß daher terrassenähnlich ausgebildete Oberfläche der diluvialen Kalktuffvorkommen hervorgerufene irrige Ansicht auf, als ob diese Ablagerungen in Seebecken erfolgt seien. Demgegenüber sei ausdrücklich auf den schon im Jahre 1876 von A. Jentzsch[1]) klar ausgesprochenen Satz hingewiesen, daß Kalktuff nur von Quellen abgesetzt werden kann, während in Seen sich Wiesenkalk bezw. Seekalk ablagert. Kalktuffvorkommen sind also stets Ablagerungen in Quellmooren oder Gehängemooren, d. h. in beiden Fällen von Quellen abgesetzt.

[1]) A. Jentzsch, Die geologische Durchforschung der Provinz Ostpreußen im Jahre 1876.

Berlin, den 22. November 1912.

Cenomanschichten in Pommern.

Von Herrn **L. Schulte** in Berlin.

Durch die Brunnenverwaltung der Stadt Grimmen in Vorpommern wurde der Königlichen Geologischen Landesanstalt zu Berlin das Schichtenverzeichnis einer Brunnenbohrung mitgeteilt, durch die Kreideschichten angeschnitten worden waren.

Die Bohrstelle liegt in der Stadt an der Promenade, Ecke Färber-Gang. Das eingesandte Schichtenverzeichnis lautet:

1. Von 0— 2,5 m gemischter Boden
2. » 2,5— 5,0 » gelber Sand
3. » 5,0— 7,5 » blauer Ton
4. » 7,5—12,0 » Sand
5. » 12,0—15,0 » feiner Kies
6. » 15,0—17,0 » gröberer Kies
7. » 17,0—19,5 » grober Kies
8. » 19,5—20,0 » unbekannte Masse.

Nur von den letzten vier Schichten lagen auch die Bohrproben vor. Danach ist Schicht 5 kalkhaltiger, kiesiger Diluvialsand, Schicht 6 desgleichen, etwas gröber, Schicht 7 kalkhaltiger, sehr sandiger Kies und Schicht 8, die »unbekannte Masse«, ein hellgrauer feuersteinfreier Kreidemergel. Dieser enthält außer zahlreichen unbestimmbaren Schalenresten kleine Bruchstücke mit konzentrischer Streifung, die, wie Herr Professor J. Böhm mir freundlichst mitteilt, zu *Aucellina gryphaeoides* gehören, ferner eine wohlerhaltene Schale einer *Terebratulina*, über die Herr Böhm sich folgendermaßen äußert: »Von *Terebratulina rigida* Sow., die nach Schlönbach aus dem Cenoman bis in die Mucronatenkreide geht, unterscheidet sich die vorliegende Form durch die weit geringere Rippenzahl

und die Bildung des Foramens. Sie stimmt genau mit einer im tiefen Cenoman einer Bohrung bei Salzwedel von mir gefundenen Spezies überein, welche Boll als *T. Davidsoni* beschrieben hat.« Außerdem fand sich noch eine *Cristellaria* vor.

Es unterliegt somit kaum einem Zweifel, daß die Bohrung Unteres Cenoman angetroffen hat; da sie nur 0,5 m tief in diese Schicht eingedrungen ist, steht natürlich nicht fest, ob wir es hier mit anstehendem Gestein oder mit einer Scholle zu tun haben. Die erstere Möglichkeit ist jedenfalls nicht von der Hand zu weisen.

Bisher sind Cenomanschichten in Pommern nur an wenigen Stellen sicher nachgewiesen.

Wenn man von der verschleppten Cenomanscholle auf der Greifswalder Oie absieht, wo Kreidemergel mit *Aucellina gryphaeoides* Sow. und Grünsandmergel mit *Belemnites ultimus* d'Orb. unmittelbar auf Gault lagern[1]), sind zutage tretende Cenomanschichten in Pommern bisher nur von Schwenz bei Cammin bekannt[2]). Es steht aber auch in diesem Falle nicht fest, ob dieses Vorkommen nicht ebenfalls eine Scholle ist, da man vom Liegenden nichts weiß[3]).

---

[1]) Joh. Elbert und H. Klose, Kreide und Palaeocän auf der Greifswalder Oie. Mit einer Karte. VIII. Jahresber. der Geogr. Ges. zu Greifswald 1903, S. 122—123.

[2]) W. Deecke, Die mesozoischen Formationen der Provinz Pommern. Mitt. a. d. naturw. Ver. f. Neuvorp. u. Rügen in Greifswald, 26. Jahrg. 1894, Berlin 1895, S. 50. — Geologie von Pommern. Berlin 1907, S. 72. — In der erstgenannten Abhandlung waren die Belemnitenreste nicht richtig bestimmt; vergl. E. Stolley, Einige Bemerkungen über die obere Kreide insbesondere von Lüneburg und Lägerdorf. Arch. f. Anthropol. u. Geol. Schlesw.-Holsteins, 1. Bd., Heft 2, Kiel u. Leipzig 1896, S. 160 Anm.

[3]) So wenigstens liegen die Verhältnisse nach Deecke, der eine Anzahl für das Cenoman charakteristischer Fossilien aufzählt, die ihm aus Schwenz zugegangen sind. — Im Gegensatze zu Deecke befindet sich G. Kowalewski (Materialien zur Geologie Pommerns. Jahresber. d. Ver. f. Erdkunde zu Stettin f. 1887, Stettin 1888, S. 43 ff.), der eine genaue Beschreibung nebst Abbildung des Schwenzer Vorkommens gibt, nach der diese Kreide ein großes, zwischen zwei Geschiebemergeln eingebettetes Geschiebe vorstellt, Feuersteine führt und von A. Remelé in das Niveau der Rügener Kreide gestellt wurde, da sie außer Inoceramenbruchstücken *Belemnitella mucronata*, *Terebratula obesa*, *Ter. carnea* var., *Serpula*-Reste und *Ceriopora* enthielt.

Als eine davon losgerissene Scholle möchte Deecke[1]) eine Kreidepartie in einer Lehmgrube bei der Schäferei Nemitz (südwestlich von Gülzow, etwa 16 km südlich von Schwenz) ansehen. Eine gleichalterige Scholle mit *Belemnites ultimus* fand K. Keilhack am Nordstrande von Wollin bei Neuendorf[2]).

Für die durch Tiefbohrungen erreichten Cenomanvorkommen werden in der Literatur die Fundpunkte Greifswald, Gustebin, Demmin, Bentzin, Barkow, Swinemünde und Heringsdorf angeführt.

Unanfechtbar ist das Cenoman in der bekannten Bohrung Selma in Greifswald, wo unter den diluvialen Ablagerungen in einer Tiefe von 121,27 m zwischen Unter-Turon- und Oberen Gaultschichten ein grüner sandiger Ton von 0,63 m Mächtigkeit mit *Belemnites ultimus* und ein darauf folgender »vielleicht ebenfalls« cenomaner roter Kreideton erbohrt wurde[3]).

Obwohl der rote, 0,51 m mächtige Kreideton eine recht zweifelhafte Stellung einnimmt, wird er später von M. Scholz[4]) ohne weiteres ebenfalls zum Cenoman gerechnet, so daß von ihm als die Gesamtmächtigkeit dieser Schicht 0,94 m angegeben wird. Diese Angabe ist dann von anderen Autoren übernommen worden[5]).

Lediglich auf die ähnliche petrographische Beschaffenheit der

[1]) Geol. v. Pommern, S. 72.

[2]) W. Deecke, Einige neue Aufschlüsse im Flötzgebirge Vorpommerns und allgemeine Charakterisierung der pommerschen Kreideformation. Zeitschr. d. D. geol. Ges. LVII, 1905, Monatsber. Nr. 1, S. 22.

[3]) W. Dames, Über die geognostischen Resultate eines bei der Stadt Greifswald auf Salz gestoßenen Tiefbohrloches. Z. d. D. geol. Ges. XXVI, 1874, S. 974—980 P. — Ferner: M. Scholz, Mitteilungen über einige in neuerer Zeit in der Stadt Greifswald und deren Umgegend angestellte Tiefbohrungen. Mitt. a. d. naturw. Ver. f. Neuvorp. u. Rügen in Greifswald, 11. Jahrg., Greifswald 1879, S. 59.

[4]) M. Scholz, Über die geologischen Verhältnisse der Stadt Greifswald und ihrer Umgebung, besonders in Bezug auf die bei Anlage der neuen städtischen Wasserleitung gewonnenen Ergebnisse. Mitt. a. d. naturw. Ver. f. Neuvorp. u. Rügen, 21. Jahrg., Greifswald 1889, S. 22.

[5]) Vergl. A. Jentzsch, Bemerkungen über den sogen. Lias von Remplin in Mecklenburg. Dies. Jahrb. f. 1893, S. 130. — Wohl irrtümlicherweise wird hier auch aus dem Bohrloche der Hinrichschen Brauerei in Greifswald Cenoman angegeben, das M. Scholz (a. a. O. 1879, S. 61) nicht aufführt.

erbohrten Schichten stützen sich die Angaben Deecke's[1]) über die Cenomanvorkommen in anderen Greifswalder Bohrungen. Dahin gehört die Bohrung auf dem Kleinbahnhofe[2]); ferner die Bohrung in der Sumpfschen Brauerei, von der Scholz nur einen sehr festen Plänermergel erwähnt[3]); ebenso die Bohrung am Markte, über die ich keine weiteren Literaturangaben finden kann; ferner die Bohrung bei Diedrichshagen[4]) und von Koitenhagen[5]) sö. von Greifswald.

Zwei nahe bei einander stehende Bohrungen in Gustebin (östlich von Greifswald) durchsanken unter Diluvialschichten glaukonitische Kreidemergel, unter denen ein ziemlich mächtiger Sandkomplex folgte. Deecke stellte fest[6]), daß die im zweiten Bohrloche bei 32—34 m angetroffene glaukonitische Kreide ein tonig kalkiger Grünsand mit zahlreichen Bruchstücken kleiner Belemniten, »wohl *Bel. ultimus*«, mit Phosphoriten, einem Gastropoden und *Terebratulina Seebachi* Schloth. war. Daß die Bohrung mit der benachbarten wenig übereinstimmt, wird durch ein starkes Einfallen der Schichten erklärt.

Trotz dieser doch recht unsicheren Bestimmung hat derselbe Autor das Vorkommen von Cenoman mit *Belemn. ultimus* im Gustebiner Bohrloche als erwiesen angenommen[7]).

Es ist bemerkenswert, daß J. Korn, der dieselbe Bohrung bearbeitet hat[8]), die Schichten von 26—36 m als Scholle, die darunter liegenden Quarzsande als Miocän? bestimmt hat; die

[1]) Geol. v. Pom., S. 71.

[2]) W. Deecke, Neue Materialien zur Geologie von Pommern, I. Teil: Trias, Jura, Kreide, Soolquellen, Tertiär. Mitt. a. d. nat. V. f. Neuv. und Rügen, 33. Jahrg. (1901) Berlin 1902, S. 92. (Aus dieser Abhandlung (S. 91) geht auch hervor, wie wenig Wert auf die Foraminiferenfauna zu legen ist, nach der diese Schichten auf Turon weisen müßten.)

[3]) Über die geol. Verhältnisse usw. S. 22.

[4]) Vergl. Deecke, Neue Materialien usw. II: Bohrungen im Diluvium Vorpommerns. Mitt. a. d. naturw. V. f. Neuv. u. Rügen, 38 Jahrg. (1906), Berlin 1907, S. 16. — Es ist nicht ersichtlich, weshalb die bei 46,0—67,0 m erbohrte Kreide Cenoman sein soll.

[5]) Einige neue Aufschlüsse usw. 1905, S. 22.

[6]) Neue Materialien usw. I, S. 97.

[7]) Geol. v. Pom., S. 71; ferner in: Einige neue Aufschlüsse usw. 1905, S. 22.

[8]) K. Keilhack, Ergebnisse von Tief- und Flachbohrungen Nr. I (1901),

Schichten von 32—34 m sind nach demselben Bearbeiter ein glaukonitischer, sandiger Kalk mit *Bel. minimus* Lst., die von 34—36 m ein kalkhaltiger, glaukonitischer Quarzsand mit Phosphoriten. Wenn die Bestimmung des Belemniten richtig ist, so wäre die fragliche Schicht von 32—34 m eher dem Oberen Gault zuzurechnen.

Die Bohrung Demmin (alte Ostkaserne) wird zuerst von M. Scholz[1]) erwähnt. Nach ihm lagert hier unter 110 m Diluvium ein fetter Tertiärton (bis 174 m), darunter eine mächtige Kreidelage, bestehend aus weißer Kreide (bis 195 m), gelblichweißer Kreide (bis 197,7 m), hartem Ton (bis 198,7 m), gelblichweißer Kreide (bis 207,1 m), Grünsand (bis 213,5 m) und gelblichweißer Kreide (bis 313,0 m). Bestimmbare größere Reste außer Foraminiferen waren nicht vorhanden; nach dem Befunde der mikroskopischen Organismen schloß Scholz auf Turon[2]).

Deecke bemerkt zu dieser Bohrung[3]), daß die tieferen Lagen der gelblich-weißen Kreide von 195—313 m, die Scholz für Turon und als den greifswalder Schichten (Bohrloch Selma) gleichalterig ansieht, wahrscheinlich den greifswalder Lagen über dem Gault entsprechen. Ein sicherer Nachweis des Cenomans fehlt also auch hier.

Ebenso unsicher ist die Vermutung Deecke's, daß eine bei Bentzin (nö. von Demmin) vorkommende glimmerreiche »anscheinend« feuersteinfreie Kreide vielleicht Obercenoman und daß »dieselbe« Bank in 9 m Tiefe auf der Domäne Barkow (Kreis Grimmen) erbohrt sei[4]).

Von der Bohrung im Gemüsegarten des Gutshofes der Domäne

Dies. Jahrb. f. 1901, Bd. XXII. Heft 4, S. CII; ferner: Derselbe, Ergebnisse von Bohrungen. Mitt. a. d. Bohrarch. d. K. Geol. Landesanstalt. I. Gradabt. 1—20. Dies. Jahrb. f. 1903, Bd. XXIV, Heft 4, S. 576.

[1]) M. Scholz, Über Aufschlüsse älterer nicht quartärer Schichten in der Gegend von Demmin und Treptow in Vorpommern. Dies. Jahrb. f. 1883, S. 449 ff.

[2]) A. a. O. S. 456.

[3]) W. Deecke, Die mesozoischen Formationen usw., S. 32.

[4]) Einige neue Aufschlüsse usw., S. 22. — Die Bohrergebnisse der beiden Barkower Bohrungen sind angegeben in Deecke, Neue Materialien usw., II (1905), 1906, S, 86 u. 87. Daselbst werden aber die Bohrungen als anfechtbar erklärt, da sich die Ergebnisse nicht mit einer neueren Bohrung decken. Die fraglichen Kreidemergel werden übrigens hier als Untercenoman gedeutet.

Barkow besitzt die K. Geologische Landesanstalt zu Berlin eine aus der greifswalder Sammlung entstammende und dort bestimmte Probenreihe. Nach dieser Bestimmung ist die Probe aus der Tiefe von 20,7—22,4 m »Feiner grauer, Glaukonit und Glimmer führender Sand« mit der Bemerkung: »Vielleicht Gault oder Cenoman«. Ich habe den Sand untersucht: Glaukonit ist nicht vorhanden; dagegen ist er kalkhaltig, enthält Feldspatkörner und ist, wie eine Glühprobe ergab, faulschlammhaltig. Das diluviale Alter dieses Sandes erscheint mir demnach kaum zweifelhaft.

Was schließlich die Bohrungen in Swinemünde und Heringsdorf betrifft, so ist auch bei diesen keineswegs eine Klarheit über die Stellung der Kreideschichten bisher erreicht worden. An anderer Stelle werde ich eingehender darauf zurückkommen. Nur auf das angebliche Cenoman soll hier eingegangen werden.

Die Swinemünder Bohrungen, die hierfür in Betracht kommen, sind, gleichviel von welchen Autoren, lediglich nach dem petrographischen Befunde und der Ähnlichkeit mit anderen Vorkommen beurteilt worden, da sich keine Fossilreste in ihnen vorfanden.

In der Bohrung »Soolbrunnen II« (Kastanienallee) liegt nach Deeke[1]) unter 45 m Quartär Turon, nämlich Kreidemergel und harte Schreibkreide mit zwischengeschaltetem Glaukonitsand bis 167,0 m, dann folgt von 167—179 m Cenoman, bestehend aus »Grünsand, Grünsandmergel und glaukonitischem Sand«. Darunter liegen Obere Gaultschichten, als welche Quarz- und Glimmersande mit Zwischenlagerung von bituminösen Letten gelten.

Die Bohrung »Soolbrunnen III« weist nach Deecke[2]) unter 46 m Quartär bis 101 m weiße Kreide auf, dann als Cenoman von 101—176 m abwechselnd Grünsand, Kreidemergel und Glaukonitsand, darunter von 176—259 m als Gault angesehene Schichten: schwarzen Ton, schwarze bröcklige Mergel und eine Folge von z. T. glaukonitischen und kohlehaltigen Sanden.

[1]) W. Deecke, Die Soolquellen Pommerns. Mitt. a. d. nat. V. f. Neuv. u. Rügen, 30. Jahrg. 1898, Berlin 1899, S. 70—73. — Die Bohrung ist von G. Berendt gedeutet, ohne daß Bohrproben vorlagen.

[2]) Neue Materialien usw. I (1901), 1902, S. 107.

Ähnliche Schichten sind auch in den unter den Bezeichnungen Swinemünde I[1]), Swinemünde III[2]) und Westbatterie[3]) bekannt gegebenen Swinemünder Bohrungen angetroffen worden. Ihre Bearbeiter, A. Jentzsch und W. Wunstorf, haben in keiner dieser Bohrungen Cenoman vermutet trotz aller Zweifel, die sich durch die rein petrographischen Bestimmungen ergaben.

Von Heringsdorf sind zwei tiefe durch Kreideschichten gehende Bohrungen bekannt. In der Bohrung »Soolbad«[4]) läßt es Deecke fraglich, ob die Schichten von 132—138 m, toniger glaukonitischer Sand, als Cenoman oder Oberer Gault anzusehen sind. Sie werden von einem grauweißen, nach unten gelbroten Kreidemergel überlagert, der »völlig dem greifswalder untersten Turonmergel gleicht«; das Liegende ist glaukonitreicher Sand.

Die Bohrung im Lichthofe des Warmbades durchsank nach Deecke[5]) 46,6 m Quartärschichten, dann von 46,6—80,0 m weiße Kreide mit Feuersteinen (Oberes Turon), darunter von 126,0—139,5 m tonige Kreide, Grünsand und bröcklige Kreide mit Grünsand (Cenoman), dann von 139,5—143,75 m Glaukonitsand mit tonigen Kalkkonkretionen (Gault), schließlich von 143,75—223 m braunkohlehaltige Sande, weiße Quarz- und Glimmersande (Wealden).

Deecke bemerkt dazu, daß das Cenoman nicht scharf vom Turon und Gault zu trennen sei.

Von dieser Bohrung lag seinerzeit auch der Königlichen Geologischen Landesanstalt eine vollständige Probenfolge vor, die ich bereits bearbeitet hatte, bevor ich von der Deecke'schen Arbeit Kenntnis erhielt. Ich war zu anderen Ergebnissen gelangt; eine Trennung der Kreideschichten im Sinne Deecke's vermochte ich nicht durchzuführen. Dazu kommt, daß die Schichten von 177,5 bis 179,5 m reichlich diluviales Material enthalten, was Deecke

[1]) K. Keilhack, Ergebnisse von Bohrungen II. Jahrb. f. 1904, Bd. XXV, Heft 4, S. 879.

[2]) Daselbst S. 880.

[3]) Daselbst und in A. Jentzsch, Bemerkungen usw. S. 131.

[4]) Die Soolquellen usw. S. 73.

[5]) W. Deecke, Eine Tiefborung in Heringsdorf (Usedom). Mitt. a. d. nat. V. f. Neuv. u. Rügen, 40. Jahrg, Berlin 1908, S. 1—5.

— wenn nicht eine Verunreinigung der Proben anzunehmen sei — damit erklärt, daß infolge einer Verwerfung zu diluvialer oder postdiluvialer Zeit »eine Schleppung mit Biegung des Sandes und der Tone« stattgefunden haben könnte. Eine Unsicherheit seiner Deutung gibt Deecke aber selbst zu[1]).

Fragen wir schließlich, ob in allen den aufgezählten Vorkommen vielleicht besonders ausgebildete, immer wiederkehrende Schichtenfolgen auftreten, die man als Cenomanhorizonte ausscheiden könnte, so kann man nur verneinend antworten; denn einmal bestehen die fraglichen Schichten aus weißer oder grauer feuersteinfreier Kreide, dann wieder aus weißen oder grünen Mergeln oder grünen, glaukonitischen Sanden; es sind Bildungen, wie solche ebenfalls sowohl in höheren, wie auch in tieferen Horizonten vorkommen. Auch der Glaukonitgehalt ist nach den vorliegenden Bestimmungen nicht maßgebend. Ein sicherer Nachweis pommerschen Cenomans ist m. E. nur durch die Fossilführung der Vorkommen von Schwenz, Greifswalder Oie und Neuendorf und in den Bohrungen Greifswald und Grimmen bisher erbracht worden.

Endlich wäre noch der kleinen im Diluvium Pommerns gefundenen echten Cenomangeschiebe zu gedenken, die, wenn man die nur spärliche Literatur darüber als Maßstab annimmt, recht selten zu sein scheinen.

Nach Dames[2]) stammt ein Cenomangeschiebe Schonenschen Ursprungs von Gahlkow unweit Greifswald; unbekannter Herkunft sind die Cenomangesteine, die Kowalewski[3]) in seinem Katalog von den in der Umgegend Stettins aufgefundenen Geschieben aufzählt. Weitere Angaben kann ich nicht finden.

[1]) Geol. v. Pom., S. 71.

[2]) W. Dames, Über Diluvialgeschiebe cenomanen Alters. Zeitschr. d. D. Geol. Ges. XXVI, Berlin 1874, S. 770.

[3]) Materialien usw., S. 87.

Berlin, den 11. Januar 1913.

Über die geologischen Bedingungen des preußischen Normalhöhenpunktes.

Von Herrn **Alfred Jentzsch** in Berlin.

Alle Höhenmessungen in Norddeutschland werden seit mehr als 30 Jahren nicht mehr, wie früher, auf einen aus langjährigen Pegelbeobachtungen berechneten Mittelwasserstand der Ost- oder Nordsee bei Neufahrwasser, Swinemünde oder Amsterdam bezogen, sondern auf Normalnull (abgekürzt »N.N.«). Es ist das ein Punkt, welcher von einer ein für allemal festgesetzten Tiefe unter dem an der Berliner Sternwarte eingerichteten Normalhöhenpunkte angenommen wird. Dadurch ist den in Deutschland mit dem höchsten erreichbaren Grade von Genauigkeit ausgeführten Höhenmessungen ein fester Vergleichspunkt gegeben, mit welchem viele Tausende von Höhenmarken im Reiche verbunden sind.

Das schnelle Wachstum der Stadt Berlin und seines weder Tag noch Nacht erschlaffenden Verkehrs erschwerte mehr und mehr die Messung oder Wiederholung von Nivellements-Anschlüssen. Und auch die Sternwarte wandert bald hinaus nach Babelsberg bei Potsdam.

So entschloß sich die trigonometrische Abteilung der Preußischen Landesaufnahme zur Einrichtung eines anderen Normalhöhenpunktes I. Klasse und richtete die Frage:

> »Welche Gegend und welche engere Örtlichkeit zwischen Elbe und Oder, nördlich von Berlin, eignet sich geologisch am besten zur Anlage eines N. H. P. 1. Klasse (Mecklenburg in zweiter Linie)«

an die Geologische Landesanstalt.

Im Auftrage der letzteren konnte ich am 23. Januar 1909 folgenden Bericht erstatten:

Da der preußische Normalhöhenpunkt den mit äußerster denkbarer Schärfe zu bestimmenden Ausgangspunkt aller preußischen und mittelbar auch der übrigen deutschen Feinnivellements bilden soll, so hat die uns vorgelegte Frage eine gewichtige, für Jahrhunderte fortwirkende Bedeutung. Ihre Beantwortung soll daher mit Bewußtsein dieser Verantwortlichkeit besonders sorgsam erwogen werden.

Bereits bei der ersten Einrichtung der am 22. März 1879 übergebenen Anlage eines Normalhöhenpunktes hat der damalige 1. Direktor der Geologischen Landesanstalt, Geheimer Bergrat Hauchecorne, in maßgebender Weise mitgewirkt. Es fand eine eingehende Erörterung über die zweckmäßigste Wahl des Ortes statt. Man entschied sich dafür, diese in erster Linie von der Frage abhängig zu machen:

> »wo eine feste Lage am sichersten zu erreichen und eine etwaige Veränderung derselben am leichtesten und schärfsten zu erkennen sein würde.«

In der Erwägung, daß eine Beziehung auf den Meeresspiegel doch nicht mit Schärfe zu erreichen wäre, entschied man sich

> »für einen Ort von zentraler Lage, und zwar nicht im Gebirgsterrain, sondern auf altem, Hebungen und Senkungen weniger ausgesetztem Alluvialboden«,

und speziell für den nördlichen Beobachtungspfeiler der Berliner Sternwarte.

Die vor 30 Jahren aufgestellten Bedingungen müssen auf Grund der seitdem gesammelten geologischen Erfahrungen voll gebilligt werden.

Wir sind sogar heute in der Lage, zu erklären, daß nach der Gesamtheit der geologischen Erwägungen der mittlere Teil der Provinz Brandenburg als der für die Anlage geeignetste Bezirk des preußischen Staates bezeichnet werden kann.

In Übereinstimmung mit den älteren Beschlüssen ist zunächst das Gebirgsland auszuschließen. Denn allerorten ist es von Spalten

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

durchzogen, entlang deren Massenverschiebungen einsetzen können. Sind auch heftige, zerstörende Erdbeben bisher nicht in Deutschland beobachtet, so sind doch verschiedene Orte der Rheinlande, Thüringens, Sachsens und Schlesiens noch im letzten Menschenalter Ausgangspunkte von Erdstößen gewesen, deren jeder eine, wenngleich vielleicht unmeßbar kleine Verschiebung bedeutet. Auch der tiefere felsige Untergrund des norddeutschen Flachlandes ist von ebensolchen Spalten durchzogen, die noch in geologisch junger Vergangenheit Verwerfungen erzeugt haben und wahrscheinlich noch jetzt beweglich sind. Aber dieser felsige Untergrund ist 100 bis 200 m hoch mit Sand, Lehm, Ton und anderen losen Massen überschüttet, welche bewirken, daß die etwa in der Tiefe eintretenden Bewegungen an der Oberfläche unmerklich werden. Denn wenn selbst, wie bei dem großen Erdbeben von San Francisco, zwei benachbarte Schollen der Erdrinde sich um einige Zentimeter vertikal und einige Meter horizontal gegeneinander verschieben sollten, so würde doch selbst in dem äußerst unwahrscheinlichen Falle, daß die Verwerfungsspalte gerade unter dem Normalhöhenpunkte hindurchliefe, dieser höchstens um kleine Bruchteile eines Millimeters verschoben werden können.

In Ostpreußen und dem östlich der Weichsel gelegenen Teile Westpreußens ist zwar die Lagerung des felsigen Untergrundes noch ungestörter als in der Mark und demzufolge die Sicherheit gegen tektonische Störungen noch etwas größer. Aber absolut ist letztere dort auch nicht. Und überdies sprechen gegen Ostpreußen zwei gewichtige Gründe:

a) die peripherische Lage, welche den wahrscheinlichen Fehler der Feinnivellements ungünstig beeinflussen muß;
b) der Umstand, daß Ostpreußen erheblich später als Berlin von der Eisdecke der letzten Eiszeit befreit worden ist.

Das Verschwinden der mehrere hundert Meter mächtigen Eisdecke bewirkte

1. eine örtliche Entlastung der Erdrinde und somit eine Störung des statischen Zustandes;

2. eine örtliche Erwärmung der oberen Erdschichten, die bis zu mehreren Kilometern Tiefe allmählich hinabdrang und somit eine »klimatische Faltung«[1]) herbeiführte.

Die Geschwindigkeit, mit welcher die durch 1. und 2. bedingte Störung ausgeglichen wird, kennen wir nicht. Jedenfalls aber wird man vorsichtshalber den Normalhöhenpunkt westlich der Oder und außerhalb (d. h. südwestlich) derjenigen Eisrandlage wählen, welche durch die von Oderberg über Joachimsthal nach Mecklenburg ziehenden Endmoränen bezeichnet wird.

In dem verbleibenden Rest der Mark Brandenburg wird man noch den südlichsten Teil ausscheiden, wo die Beschüttung des Felsgrundes geringere Mächtigkeit hat, und ebenso die nähere Umgebung der Orte Rüdersdorf und Sperenberg, wo Horste älteren Gebirges bis zur Tagesoberfläche emporragen. Sperenberg ist auch noch deshalb auszuscheiden, weil dort mächtiger Gips auftritt, dessen Höhlen zu örtlichen Einstürzen Anlaß geben können. Auszuschließen ist aus gleichem Grunde ein vom Havelbruch bei Friesack über Berlin bis Storkow ziehender Streifen, in welchem schwache Salzquellen bekannt sind.

Der so verbleibende mittlere Teil der Mark Brandenburg, welcher die Städte Berlin und Potsdam jedoch ausschließt, bezeichnet zugleich für die makroseismischen, d. h. ohne besonderen Apparat bemerkbaren Erdbodenbewegungen, etwa die Nordgrenze der thüringisch-sächsischen und die Südgrenze der skandinavischen Schüttergebiete — mithin möglichst neutralen Boden. Völlig ruhig ist es auch hier nicht, da ja überall, so auch in Potsdam, von den Instrumenten oft genug mikroseismische Erschütterungen registriert werden, deren Ausgangspunkte z. T. in den entferntesten Teilen der Erde liegen.

Auszuscheiden sind ferner die jungalluvialen Böden, weil diese in der Regel das Bestreben zeigen, flächenhaft einzusinken.

[1]) Über den Begriff »klimatische Faltung« vergl. Jentzsch, Beiträge zum Ausbau der Glazialhypothese in ihrer Anwendung auf Norddeutschland. Dieses Jahrb. f. 1884, S. 438—524, insbesondere S. 484 ff.

Die in ihnen eingebetteten Lager von Torf, Moorerde, Humus, Faulschlamm, wie auch die in ihren sandigen, tonigen und mergeligen Schichten reichlich eingestreuten Tier- und Pflanzenreste verringern infolge chemischer Vorgänge ihr Volumen.

Wie unsicher Höhenmarken auf jungalluvialem Boden sind, hat das Feinnivellement ostpreußischer Wasserstraßen[1]) gezeigt, welches, nach nur drei Jahren wiederholt, an der Deime bei Tapiau Verschiebungen der meisten Festpunkte ergab, wobei die Abweichungen nach unten bis zu 47,4 mm, nach oben bis zu 52,7 mm betrugen, so daß relative Verschiebungen bis zu 100,1 mm eintraten! Ein derartiges Gelände ist natürlich völlig ungeeignet für einen Normalhöhenpunkt! Und wenn auch wohl bei Tapiau ein extremer Fall vorligen mag, so sind doch — nach dem oben ausgeführten — wenigstens Spuren ähnlicher Verschiebungen für alle Jungalluvialböden als möglich anzunehmen. Auch Seibt's Beobachtungen[2]) an der Unterelbe zeigen die Beweglichkeit der Höhenlage junger Aufschüttungen.

Die tertiären Böden, welche die unterste Schichtenreihe des norddeutschen Schwemmlandes umfassen, unterliegen nicht diesen Bedenken. Dagegen sind ihre Schichten häufig steil oder geneigt gestellt, so daß sie unterirdischen Gleitbewegungen ausgesetzt sein mögen. Und da Tertiär in der Mark ohnehin nur auf wenigen Stellen in geringer Ausdehnung zu Tage tritt, so kommt es für einen Normalhöhenpunkt nicht in Betracht.

So bleiben als geeignetster Baugrund übrig die in der ganzen Mark zumeist oberflächlich verbreiteten und auch unter dem Jungalluvium in mäßiger Tiefe anstehenden Diluvialschichten, welche hier in Glazialbildungen, Fluvioglazialbildungen und Taldiluvium zerfallen.

Alle diese geben zumeist einen guten Baugrund. Auszuscheiden sind jedoch die mächtigen Tonlager, wie sie in den Ziegeleien bei Werder, Glindow, Niederlehme usw. abgebaut werden

[1]) Herausgegeben vom Bureau für die Hauptnivellements und Wasserstandsbeobachtungen im Ministerium der öffentlichen Arbeiten. Berlin 1904.

[2]) Zentralblatt der Bauverwaltung 1899 und 1902.

und auf der geologischen Karte als (dh) bezw. (∂h) ersichtlich sind. Denn der Ton hat überall die Neigung, Gleitflächen zu bilden, unter einer Last auszuweichen, an Stellen verringerter Belastung aufzuquellen und sein Volumen mit zunehmendem oder abnehmendem Feuchtigkeitsgrade stark zu verändern. Deshalb würde seine Nähe eine Gefahr für jeden Normalhöhenpunkt bedeuten.

Auszuscheiden sind ferner die Gipfel und Gehänge von Bergen und Hügeln sowie alle Punkte, welche nahe einem Gehänge liegen. Denn überall dort finden langsame, aber fortschreitende Bewegungen statt. Deshalb sind die Festpunkte auf dem Telegraphenberge bei Potsdam, welche durch ihre Beziehungen zu anderen Messungen so wertvoll erscheinen, nicht zum Normalhöhenpunkt geeignet! Die geologische Betrachtung lehrt dies an sich schon. Aber auch die von Fr. Kühnen bearbeiteten »Hydrostatischen Höhenvergleichungen« von vier Festpunkten auf dem Telegraphenberge bei Potsdam[1]) beweisen dies ziffermäßig: In den 10 Jahren von 1896,5 bis 1906,4 zeigen die vier Pfeiler gegeneinander unregelmäßig fortschreitende Bewegung in ihrer Höhenlage; am stärksten ist die Höhenänderung für den Westpfeiler, sie wächst bis 5 mm gegen die mittlere Höhenlage der drei übrigen Pfeiler. Die stärkste relative Jahresbewegung betrug 1,22 mm. Aus der Unregelmäßigkeit der gesamten beobachteten Bewegungserscheinungen folgt, daß die umspannte Erdscholle weder als Ganzes an diesen Bewegungen teilgenommen, noch in der Beobachtungszeit eine einfache Deformation erfahren hat.

Gegenüber diesen, den mittleren Fehler des Feinnivellements weit übersteigenden Verschiebungen erscheinen die am Berliner Normalhöhenpunkt bisher festgestellten sehr gering. Aus der Arbeit von Fr. Klempau[2]) ergibt sich, daß der Normalhöhenpunkt am Nordpfeiler der Sternwarte im Vergleich zu dem Zentralpunkt am Westpfeiler derselben Sternwarte sich innerhalb

[1]) Veröffentlichung des Königlich Preußischen Geodätischen Instituts. N. F. Nr. 37. Berlin 1908.

[2]) Über Pfeilerbewegungen auf der Berliner Sternwarte. Inauguraldissertation. Berlin 1907. 8°.

25 Jahren nur um 0,66 mm verschoben hat, und zwar in stetiger, fortschreitender Bewegung. Aber diese Zahl ist nicht ganz maßgebend, da sie nur die relative Verschiebung zweier benachbarter Punkte desselben Gebäudes angibt, welche auf gleichem, horizontalem Boden stehen.

Sehr wohl mag die Sternwarte als Ganzes eine sehr viel größere Vertikalbewegung durchgemacht haben, da letztere in den eigentlichen astronomischen Beobachtungen nicht bemerkbar wird. Wenn nach den Angaben des früheren Direktors der Sternwarte, Professor Dr. Förster, die Grundwasserkrisis des Jahres 1848 an deren Pfeiler spurlos vorübergegangen ist, so wird man dies wohl nur auf dessen Beständigkeit betreffs der Winkel, nicht aber betreffs der absoluten Höhenlage zurückzuführen haben, welche durch bedeutende Grundwasserschwankungen sicher beeinflußt werden muß.

Die nahe einem Gehänge liegenden Punkte sind auch deshalb auszuschließen, weil dort durch fließendes Grundwasser Bodenteile teils mechanisch, teils gelöst fortgefürt werden können.

Auf Grund vorstehender Betrachtungen ergeben sich vom geologischen Standpunkte aus und in Berücksichtigung der von der Trigonometrischen Abteilung der Landesaufnahme gestellten Forderungen für den künftigen Normalhöhenpunkt folgende Bedingungen:

1. Mittlerer Teil der Provinz Brandenburg N. bezw. NO. der Linie Rüdersdorf-Perleberg, aber S. bezw. SW. der Linie Oderberg-Joachimsthal-Parchim.
2. Diluvialer Sanduntergrund von großer Mächtigkeit und möglichst horizontaler Schichtenlage, wie er auf der geologischen Spezialkarte als (ds), (∂s), (∂as) verzeichnet ist.
3. Horizontale Oberfläche, fern von jedem Gehänge.
4. Sicherung durch mindestens zwei Kontrollpunkte, von denen mindestens einer auf einer anderen Höhenstufe (jedoch ebenfalls auf Sand fern vom Gehänge) liegt, so daß er von Grundwasserschwankungen in anderem Sinnes beeinflußt wird, wodurch deren Einfluß erkannt werden kann. Da die Ge-

nauigkeit der Nivellements größer als die Standfestigkeit der Höhenmarken ist, können die Kontrollpunkte mehrere hundert Meter vom Normalpunkt entfernt gewählt werden, falls durch solche Entfernung die übrigen Bedingungen vollkommener erfüllt sind.

5. Beziehung der vom Normalpunkt ausgehenden Nivellements auf einen bestimmten Zeitpunkt, für welchen nicht nur die Phase der thermischen Periode, sondern auch der unregelmäßig wechselnde Grundwasserstand eines benachbarten Brunnens oder der Pegelstand eines nahen offenen Gewässers (am besten, weil konstantesten, eines Kanals!) bekannt ist. Denn da sich Grundwasserschwankungen nirgends völlig vermeiden lassen, die durch sie bedingten Bodenbewegungen aber sehr viel niederer Ordnung als die Wasserschwankungen sein müssen, so wird die Beobachtung der Wasserstände gestatten, eine sehr nützliche Korrektur einzuführen.
6. Möglichster Ausschluß der durch Strahlung und Wind bedingten Uuregelmäßigkeiten der Bodentemperatur.

Da der künftige Normalhöhenpunkt sowohl mit dem bisherigen, wie mit den stabilsten an alten Gebäuden befindlichen Festpunkten der Landesvermessung, und möglichst auch mit anderen wichtigen Festpunkten durch wiederholte Feinnivellements zu verbinden sein wird, empfiehlt sich dafür eine Gegend, wo nicht nur zahlreiche Punkte den unter 1—6 aufgestellten Bedingungen genügen, sondern wo es zugleich möglich wird, ihn mit Festpunkten des Feinnivellements so zu verbinden, daß diese mit als Kontrollpunkte dienen können. Hierzu dürften die ebenen und mächtigen Sande an der Havel und am Finowkanal vielleicht zunächst in Betracht kommen, jedoch nur in ihren höheren, den Grundwasserschwankungen minder ausgesetzten Lagen.

Nach wirtschaftlichen und betriebstechnischen Rücksichten mögen nun innerhalb des von mir geologisch bezeichneten, aus der geologischen Karte im einzelnen ersichtlichen Gebietes diejenigen Flächen gewählt werden, welche der Landesaufnahme für die Neuanlage geeignet erscheinen. Dann mögen jene kleinen,

ausgewählten Flächen noch durch einen Geologen mittels Handbohrers nachgeprüft werden, insbesondere auf geologische Gleichmäßigkeit des Untergrundes. Ist auch diese Probe bestanden, so mögen in den Ecken eines gleichseitigen Dreiecks von 30 m Seitenlänge 3 Bohrungen von je 20 m Tiefe niedergebracht und geologisch untersucht werden, um insbesondere festzustellen, ob nicht etwa geneigte Tonschichten dort in der Tiefe vorhanden sind. Im Mittelpunkte dieses Dreiecks wäre dann der Normal-Höhenpunkt einzurichten. Die Bohrungen wären, trotz der etwas erhöhten Kosten, ohne Wasserspülung, d. h. durch Trockenbohrung auszuführen, um nicht durch die Bohrung selbst ein neues Moment der Unruhe in den Boden hineinzubringen.

Sind alle diese Vorsichtsmaßregeln erfüllt, so wird man getrost auf die Beständigkeit des Höhenpunktes vertrauen können, dessen unvermeidliche kleine Bewegungen man durch die Kontrollmarken und die Wasserstandsbeobachtungen nach Vorzeichen und Größenordnung erfährt, und man hat dann nur noch dafür zu sorgen, daß der Ort dauernd von tiefgreifenden menschlichen Eingriffen bewahrt bleibt.

Die trigonometrische Abteilung trat am 3. April 1909 diesen Ausführungen bei, indem sie u. a. bemerkte:

> »Die durchaus überzeugenden Darlegungen geben nunmehr der Abteilung eine sichere Grundlage für die weitere Verfolgung dieser Frage. Die Abteilung wäre zu besonderem Dank verpflichtet, wenn sie auch ferner auf die beratende Mitwirkung der Königlichen Geologischen Landesanstalt hierbei rechnen dürfte.
>
> Daß trotz der von den Geologen schon 1879 klar erkannten und betonten Haupterfordernisse für eine sichere Höhenlage damals die engere Wahl der Kommission auf die Sternwarte fiel, mag zum Teil aus dem Bestreben erklärt werden, derartige Ausgangspunkte verwandter wissenschaftlicher Arbeiten in einen gewissen, auch äußerlich erkennbaren Zusammenhang zu bringen. Der in Ihrem Bericht geäußerte Zweifel an der absoluten Höhenbeständigkeit der Sternwarte scheint durch-

aus begründet; denn die relative Beständigkeit der beiden dortigen benachbarten Punkte beweist wenig. Als ersten Anlaß, den jetzigen Normalhöhenpunkt aufzugeben, wird man den Umstand anzusehen haben, daß die Schwierigkeiten des Anschlusses an das Netz in stärkerem Maße gewachsen sind, als sich dies vor 30 Jahren erwarten ließ. Der Verkehr hat auch im Südwesten Berlins einen solchen Umfang erreicht, daß der Erdboden dort kaum für eine Tagesstunde zur Ruhe kommt.«

Nach verschiedenen Rücksprachen und Geländebegehungen konnte Verfasser am 30. April 1910 Genaueres über den zu wählenden Ort berichten:

Nach Rücksprache mit dem Herrn Dezernenten der Königlichen Landesaufnahme soll der Punkt, wenn irgend möglich, in der unmittelbaren Nähe einer Hauptnivellementslinie liegen. Durch diese Bedingung wird die Auswahl der vorzuschlagenden Orte sehr eingeschränkt. Nach den aufgestellten geologischen Bedingungen konnten hiervon nur die drei Linien nach Gransee, Stettin und Manschnow in Frage kommen.

1. Die Linie Gransee-Berlin ist geologisch ausgeschlossen, soweit sie nördlich von Löwenberg liegt. Über den südlicheren Teil ist zu bemerken:

a) In der Strecke Nassenheide-Sachsenhausen, also vom Nummerbolzen 2840 bis nahe Nummerbolzen 2842, sind betreffs des unmittelbaren Untergrundes (»Talgeschiebesand«) und insbesondere der ebenen Beschaffenheit der Oberfläche alle Bedingungen erfüllt. Aber obwohl der Boden oberflächlich trocken ist, würde man hier doch schon in 2 m Teufe überall auf Grundwasser stoßen, was die Gefahr sowohl periodischer wie fortschreitender Senkungen in sich birgt.

b) Frei von Grundwassergefahr und nach Art des Untergrundes geeignet ist der auf den geologischen Meßtischblättern Beetz und Nassenheide als $\left(\frac{\partial s}{\partial s}\right)$ bezeichnete Sandrücken, welcher am Nordwestende des Dorfes Teschendorf von der nivellierten Chaussee durchschnitten wird und dort unweit Kilometer 45,1

den Nivellementsbolzen Nr. 2836 trägt. Der Rücken trägt weiter nach NW. den trigonometrischen Punkt IV. Ordnung »Teschendorf II«.

Auch gegen die Wahl dieses Rückens liegen Bedenken vor. Wenn dicht neben der Straße der Normalpunkt festgelegt werden sollte, so müßte das Fundament entweder im Grundwasser oder auf der Oberkante einer Böschung stehen. Beides wäre unzulässig. Er müßte also einige hundert Meter nach NW. von der Straße entfernt auf dem flachen Kamm des Höhenrückens im Ackerlande gewählt werden. Aber auch dort wäre er nicht völlig gesichert gegen eine langsam zu Tal gleitende Bewegung der Sandmassen, zumal letztere durch ausgedehnte Sandgruben mehrorts angeschnitten sind.

c) Bei Birkenwerder liegt östlich der Staatseisenbahn in den Jagen 36 und 37 der Oranienburger Forst ein auf der geologischen Karte (Blatt Oranienburg) als (ds) bezeichnetes Gebiet, welches in seinen obersten, ebensten Teilen den aufgestellten geologischen Bedingungen entspricht. Es ist aber etwa 1 km von der Nivellementslinie entfernt und mit dieser bisher nicht durch befestigte Straßen verbunden. Auch schreitet die Parzellierung und Bebauung dort so stark fort, daß schon aus diesem Grunde auch dieses Gelände kaum in Frage kommen dürfte.

2. Von der Linie Berlin-Stettin fällt nur die Strecke Pankow-Eberswalde in das geologisch zugelassene Gebiet. Innerhalb dieser Strecke bietet nur der in die Königliche Eberswalder Forst fallende Teil geeigneten unmittelbaren Untergrund. Aber auch dort ist der tiefere Untergrund, wie das geologische Blatt Eberswalde zeigt, recht wechselnd, weshalb hier erst durch Abbohrung vielleicht ein den geologischen Bedingungen entsprechendes Gebiet ermittelt werden könnte.

3. Dagegen glaube ich, an der Strecke Berlin-Manschnow einen geeigneten Ort schon jetzt bezeichnen zu können: Nämlich den Dreieckspunkt 57,4 dicht SO. der Straße Heidekrug-Wildermann, und die Straße beim Festpunkte Nr. 980; sowie für den Fall, daß gegen diese Punkte Bedenken sich ergeben sollten, die Nachbarschaft des Festpunktes 977 bei Kilometer 47,1.

Ersterer Punkt bietet den Vorteil, daß er — obwohl nicht an einer Geländekante liegend — doch durch Feinnivellement verbunden ist mit Punkten, welche auf anderer Talstufe liegen, mithin Grundwasserbewegungen von abweichender Phase unterliegen.

Die Kontrollfestpunkte für den Normalhöhenpunkt könnten

a) bei ungefähr St. 40,0,

b) ungefähr zwischen St. 36,6 und 37,3

neben der Straße auf ebenem Gelände angebracht werden.

Bei Abbohrung der Nachbarschaft des in Aussicht genommenen Punktes wären die Tiefenlagen der etwa angetroffenen tonigen oder lehmigen Schichten möglichst auf Zentimeter genau anzugeben und von sämtlichen tonähnlichen Schichten Proben von 0,3 zu 0,3 m Tiefe, von den übrigen Schichten aber mindestens von 1,0 zu 1,0 m Tiefe zu entnehmen, auch die gegenseitigen (nicht absoluten) Höhenlagen der »Hängebank« des Bohrloches, auf Zentimeter zu bestimmen.

Auf Veranlassung der Trigonometrischen Abteilung begann das Königl. Eisenbahnregiment 1 die vorgeschlagenen Bohrungen am 23. November 1911 und sandte uns Schichtenverzeichnisse und Bohrproben. Meine Untersuchung der letzteren ergab bis Januar 1912 Folgendes:

Bohrloch I, am Normalhöhenpunkt bei Kilometer 40,7 der Chaussee Herzfelde-Müncheberg, NO. vom »Judenberg«.

Meßtischblatt Herzfelde (Gr.-A. 45, Nr. 34), Kreis Lebus, Regierungsbezirk Frankfurt a. O.

Tiefe in m	Mächtigkeit in m	Geognostische Bezeichnung
0— 1,00	1,00	GS: Geschiebesand, erbsengelb bis schwach rostig, mit Geschieben bis 28 mm Länge
1,00— 1,70	0,70	Kies, rostig, mit Geschieben bis 29 mm
1,70— 2,30	0,60	Sand, geschiebefrei, ziemlich feinkörnig
2,30— 3,00	0,70	Kiesiger grober Sand, kalkfrei
3,00— 4,00	1,00	Kiesiger Geschiebelehm (entkalkter Geschiebemergel)
4,00— 4,90	0,90	Tonmergel, nicht sehr fett; gelbbraun, also durchlüftet
4,90— 5,80	0,90	Kalkiger Feinsand
5,80— 6,10	0,30	Mäßig kalkiger, schwach lehmiger feiner Kies
6,10— 6,90	0,80	KGS = Feinkiesiger Spatsand, kalkhaltig
6,90— 7,90	1,00	KGS = Mäßig kalkiger, mittelkörniger Sand mit Geschiebchen bis 13 mm

7,90— 8,20	0,30	Mäßig kalkiger Kies mit Geschieben bis 40 mm
8,20— 9,20	1,00	Mäßig kalkiger, feinkiesiger Sand mit Geschieben bis 10 mm
9,20—10,20	1,00	Mäßig kalkiger Sand, geschiebefrei, erbsengelb
10,20—11,20	1,00	Ebenso (im Grundwasser liegend)
11,20—14,20	3,00	Mäßig kalkiger, geschiebefreier Sand, etwas unter mittelkörnig; graugelb
14,20—15,20	1,00	Geschiebefreier Sand, mittelkörnig, erbsengelb, mäßig kalkig
15,20—16,20	1,00	Geschiebefreier Sand, mittelkörnig, grau, kalkhaltig
16,20—16,50	0,30	Geschiebefreier Sand, mittelkörnig, grau, kalkhaltig
16,50—20,00	3,50	Geschiebefreier Sand, fast mittelkörnig, grau, kalkhaltig

Bei 10 m Tiefe wurde Grundwasser erreicht.

Ebendort Bohrloch II.

Tiefe in m	Mächtigkeit in m	Geognostische Bezeichnung
0— 1,00	1,00	GS = Geschiebesand, kalkfrei
1,00— 1,30	0,30	desgl., rostig verlehmt
1,30— 1,60	0,30	Geschiebemergel, gelbbraun
1,60— 1,80	0,20	Feinkiesiger Sand, stark rostig
1,80— 2,10	0,30	Geschiebemergel, gelbbraun
2,10— 4,10	2,00	Kalkiger Sand
4,10— 5,00	0,90	Kalkiger, kiesiger Sand
5,00— 5,40	0,40	Kalkiger Sand bezw. Feinsand
5,40— 5,70	0,30	Grober, kalkiger Kies
5,70— 6,00	0,30	Eisenreicher, kalkiger, feiner Kies
6,00— 6,30	0,30	Kalkiger, feinkiesiger Grobsand
6,30— 9,30	3,00	Feinkiesiger, kalkiger Sand
9,30—14,30	5,00	Geschiebefreier kalkiger Sand
14,30—14,60	0,30	Kies, kalkig
14,60—15,70	1,10	Kalkiger, feinkiesstreifiger Sand
15,70—19,70	4,00	Geschiebefreier, kalkiger Sand, gelblich, unten in graugelbe Farbe übergehend
19,70—20,00	0,30	desgl. grau

Bei 12,3 m Tiefe Grundwasser.

Ebendort Bohrloch III.

Tiefe in m	Mächtigkeit in m	Geognostische Bezeichnung
0— 1,00	1,00	Humoser Geschiebesand (Waldboden des Geschiebesandes), kalkfrei
1,00— 1,30	0,30	Kalkiger, rostiger Kies
1,30— 1,90	0,60	Kiesiger Geschiebemergel
1,90— 2,20	0,30	Kalkiger Kies
2,20— 3,50	1,30	Kalkiger, geschiebefreier Sand
3,50— 4,50	1,00	Kalkiger, sandiger Kies
4,50— 4,80	0,30	Feinsandiger Tonmergel

4,80— 6,00	1,20	Kalkiger, kiesiger Sand
6,00—12,50	6,50	Kalkiger Sand mit einzelnen über faustgroßen Steinen in verschiedenen Tiefen
12,50—13,10	0,60	Kalkiger, sandiger Kies
13,10—13,40	0,30	Gerölle
13,40—14,00	0,60	Kalkiger Kies

Bei 11,0 m Tiefe Grundwasser.

Ferner ergaben für die Kontrollmarken das Bohrloch dicht südlich der Chaussee bei Kilometer 36,9, etwa 2300 m westlich vom »Heydekrug« (Blatt Herzfelde):

Tiefe in m	Mächtigkeit in m	Geognostische Bezeichnung
0— 0,30	0,30	Schwach kalkiger, rostfarbener, sandiger Kies = (∂s) bis (∂g)
0,30— 1,30	1,00	Kalkfreier, rostfarbener, sandiger Kies = (∂s) bis (∂g)
1,30— 2,80	1,50	Gelber Geschiebelehm, kalkfrei
2,80— 4,30	1,50	Feinsandiger Tonmergel, gelblich
4,30— 5,30	1,00	Kalkiger Feinsand, gelblich = Mergelsand
5,30— 5,90	0,60	Feinsandiger Tonmergel, gelblich
5,90— 6,90	1,00	Kalkiger Feinsand, gelblich = Mergelsand
6,90— 7,90	1,00	Kalkarmer Feinsand mit Kohlenteilchen
7,90—10,90	3,00	Kalkreicher Feinsand, gelblich = Mergelsand
10,90—11,90	1,00	Schokoladenbrauner, glimmerhaltiger Feinsand, kalkarm
12,90—15,90	3,00	Kalkreicher Feinsand, gelblich = Mergelsand
15,90—16,50	0,60	desgl. graugelblich
16,50—20,00	3,50	desgl. hellgrau

Die Proben aus 6,9—7,9 m und aus 10,9—11,9 m Tiefe deuten auf Einschwemmung märkischen Tertiärmateriales in die nordischen Fluvioglazialablagerungen.

An der Kontrollmarke »W« bei Kilometer 39,9 der Chaussee Herzfelde-Müncheberg.

Blatt Herzfelde.

Tiefe in m	Mächtigkeit in m	Geognostische Bezeichnung
0— 0,60	0,60	L$\breve{G}$S = Verlehmter Talgeschiebesand
0,60— 1,90	1,30	$\breve{G}$S, kalkfrei
1,90— 2,60	0,70	$\breve{K}$GS
2,60— 3,20	0,60	KSG
3,20— 5,50	2,30	KS, geschiebefrei
5,50— 7,50	2,00	K$\breve{G}$, gelblich
7,50— 7,80	0,30	K$\breve{T}\breve{G}$, grau
7,80— 8,70	0,90	K (T$\breve{G}$ = $\breve{G}$T) grau
8,70—11,00	2,30	K$\breve{G}$
11,00—14,00	3,00	KS

14,00—15,00	1,00	K͡GS
15,00—16,00	1,00	KS
16,00—19,00	3,00	Geschiebemergel
19,00—20,00	1,00	Sandiger Geschiebemergel

An der Kontrollmarke »O« bei Kilometer 41,7 der Chaussee Herzfelde-Müncheberg, hart nördlich der Chaussee zwischen Jagen 93 und 94 (Blatt Herzfelde).

Tiefe in m	Mächtigkeit in m	Geognostische Bezeichnung
0— 0,30	0,30	K͡GS = Alluvial verkitteter ∂s
0,30— 1,30	1,00	G͡S, rein, kalkfrei = entkalkter ∂s
1,30— 2,30	1,00	T$\bar{\sigma}$ = entkalkter ∂ms (Mergelsand)
2,30— 2,90	0,60	Geschiebelehm, kalkfrei = ∂m
2,90— 4,40	1,50	Geschiebemergel, gelblich, sonst typisch = ∂m
4,40— 5,60	1,20	Geschiebemergel, grau, typisch = ∂m
5,60— 7,20	1,60	Geschiebemergel, gelblich, also durchlüftet = ∂m
7,20— 8,20	1,00	KS
8,20—10,20	2,00	KGS
10,20—10,80	0,60	Geschiebemergel, etwas tonig
10,80—11,70	0,90	Kiesiger Geschiebemergel
11,70—12,00	0,30	desgl. mit Steinpackung
12,00—13,20	1,20	Geschiebemergel, gelblich
13,20—13,80	0,60	Geschiebemergel, grau
13,80—14,10	0,30	Sehr kiesiger Geschiebemergel
14,10—16,10	2,00	Sandiger Geschiebemergel
16,10—18,10	2,00	Kalkiger Feinsand
18,10—20,00	1,90	Kalkiger, schwach toniger Feinsand

An der Kontrollmarke »OO« bei Kilometer 43,2 südlich der Chaussee Herzfelde-Müncheberg, etwa 600 m östlich vom Wirtshause »Wilder Mann«.

Kreis Niederbarnim, Meßtischblatt Beerfelde (Gr.-A. 45, Nr. 35).

Tiefe in m	Mächtigkeit in m	Geognostische Bezeichnung
0— 1,00	1,00	G͡S
1,00— 4,00	3,00	GS, gelblich
4,00— 5,00	1,00	KGS, hellgrau
5,00— 7,00	2,00	K͡GS, hellgrau
7,00— 8,00	1,00	KGS
8,00—10,00	2,00	KS
10,00—11,00	1,00	Geschiebemergel
11,00—12,30	1,30	desgl. gelblich, geschiebearm
12,30—13,20	0,90	Geschiebemergel, grau, typisch
13,20—14,50	1,30	desgl. gelb, etwas sandig, sonst typisch

14,50—15,50	1,00	KS, gelblich
15,50—18,50 18,50—20,00	4,50	KS, hellgrau, über mittelkörnig.

Diese Schichtenverzeichnisse bekunden, daß unsere Erwartungen betreffs des Untergrundes der zur Anlage des Normalhöhenpunktes empfohlenen Örtlichkeit durch die Bohrungen voll bestätigt worden sind.

Nach den Ergebnissen der Bohrungen empfehlen wir für die Fundierung der Kontrollmarken folgende Tiefen:

2,00 m bei Kilometer 39,3 und 43,2. Eine größere Tiefe wäre zwecklos, da der Untergrund tadellos ist.

2,50 » bei Kilometer 41,7, weil der dort bei 1,3 m erreichte Mergelsand nicht ganz zuverlässig ist; bei 2,30 m Tiefe wird jedoch auch dort tadelloser Untergrund erreicht.

2,00 » bei Kilometer 36,9; dort wäre diese Tiefe genau innezuhalten, weil schon bei 2,8 m Tiefe feinsandiger Tonmergel, also ein minder fester Baugrund erreicht wird. Bleibt das Fundament bei 2,0 m Tiefe, so behält es unter sich noch 0,8 m Geschiebelehm, der nach Lage der dortigen Verhältnisse vollkommen genügt, um etwaiges seitliches Ausweichen des tieferen Tonuntergrundes zu verhindern.

Am Normalhöhenpunkt selbst haben die drei Bohrungen I, II und III zwar auch guten Baugrund ergeben; aber die an diesen Normalpunkt zu stellenden höchsten Anforderungen werden — wenngleich nur schwach — beeinträchtigt durch eine Bank feinsandigen Tonmergels, welche in Tiefen zwischen 4,0 m und 4,9 m getroffen wurde. Sie fand sich 0,9 m mächtig im Bohrloch I, nur 0,3 m mächtig im Bohrloch III und fehlt im Bohrloch II.

Würde der Normalhöhenpunkt — wie ursprünglich vorgeschlagen — im Mittelpunkt des durch die drei Bohrungen bezeichneten Dreiecks erbaut, so müßte er, um den äußersten Anforderungen zu genügen, bis unter jene Tonmergelbank gegründet werden. Dies würde erhebliche Kosten verursachen, welche vermieden würden, wenn der Bau am Bohrpunkt II errichtet wird. Dies wäre natürlich nur dann empfehlenswert, wenn Bohrpunkt II hin-

reichend weit von jedem Gehänge entfernt ist, um seitliche Rutschungen auszuschließen. Am Bohrpunkt II würde 2,5 m Tiefe für die Gründung u. E. genügen; 3,0 m Tiefe würden eine mehr als genügende Sicherheit ergeben, natürlich immer horizontales Gelände vorausgesetzt.

Es erscheint keineswegs erforderlich, die Wasserstände fortlaufend zu beobachten oder gar durch selbstregistrierende Apparate aufzeichnen zu lassen. Dies würde ganz unverhältnismäßig hohe und zwecklose Kosten verursachen. Es genügt vollkommen, wenn die Wasserstände je einmal bei jedem Nivellement gemessen werden. Dagegen bleibt es erwünscht, daß möglichst jeder der Kontrollpunkte ein Wasserstandsrohr erhält. Sollte dies wegen zu hoher Kosten nicht erreichbar sein, so müßte außer dem Normalhöhenpunkt selbst noch mindestens der zwischen diesem und der Försterei Heidekrug einzurichtende Kontrollpunkt ein Wasserstandsrohr erhalten. Besser wäre es aber, wenn auch die übrigen Kontrollpunkte ein solches erhielten.

Dagegen kann es behufs Kostenersparung vorläufig genügen, wenn zwar beim Hauptpunkte 3, bei den Kontrollpunkten aber nur je eine Bohrung abgeteuft wird. Die Kontrollmarken wären etwa 3 m vom Bohrpunkt zu setzen.

Da der Normalhöhenpunkt bestimmt ist, für mehrere Menschenalter Vergleiche praktischer geodätischer wie geologisch-theoretischer Art zu ermöglichen, war es nötig, obige Erwägungen und Ermittelungen als Mitteilung für spätere Geschlechter hier niederzulegen. Eben deshalb wurden auch die Schichtenverzeichnisse mit allen Einzelheiten abgedruckt, um über das augenblickliche Bedürfnis hinaus bei den etwa in der Zukunft für die Auswertung der Messungen auftauchenden Fragen genügen zu können.

Berlin, den 22. August 1912.

Das Präzisions-Nivellement Lauenburg-Neustadt-Rheda.

Eine Studie zur Frage nach senkrechten Boden-Bewegungen.

Von Herrn **Alfred Jentzsch** in Berlin.

Mit 2 Karten, Tafel 24 u. 25.

Geologische Schlüsse und Theorieen sollen in erster Linie beruhen auf geognostischer Beobachtung. Der alte Satz unserer geologischen Klassiker, daß auf eine wirklich gute Schichtengrenze man in der Natur draußen die Hand legen könne, besteht noch immer zu Recht. Auf seiner Anwendung in der geologischen Karte beruht deren durch nichts zu ersetzender Wert auch für die geologische Theorie.

Dennoch verlangt letztere, daß auch alle nicht geognostischen Erfahrungen zur Aushülfe herangezogen werden, sobald sie geeignet scheinen, Lücken in jenen Gebieten zu ergänzen, in welche unmittelbare geognostische Beobachtung noch nicht vorgedrungen ist oder voraussichtlich niemals wird vordringen können. Solche nicht geognostische Erfahrungen können aus sehr verchiedenen Wissensgebieten uns nützen: Aus Pflanzen- und Tiergeographie, Meteorologie, Meereskunde usw. Besonders wertvoll erscheinen diejenigen, welche durch Maße oder Zahlen ausgedrückt werden, deren Zuverlässigkeitsgrad man nach der Wahrscheinlichkeitsrechnung ziffernmäßig berechnen kann. Denn man weiß dann, ob die zeitlichen, räumlichen oder virtuellen Verschiedenheiten, auf

welche man geologische Schlüsse bauen will, noch innerhalb der Fehlergrenzen oder sicher außerhalb derselben fallen.

Auch wenn letzteres nun rechnungsmäßig der Fall ist, soll man vorsichtig sein, weil methodische Beobachtungsfehler nicht ohne weiteres in der Ausgleichungsrechnung erkannt zu werden brauchen.

Immerhin ist das, was durch Zahl und Maß für die geologische Theorie gewonnen worden ist, schon heute von hoher Bedeutung; und noch höhere verspricht es für die Zukunft.

Am volkstümlichsten ist die Anwendung der nach der Wagerechten und Senkrechten gemessenen Oberflächengestaltung auf geologische Schlüsse. Auf Grund der umfangreichen und vorzüglichen rein topographischen Kartenwerke versuchen auch Nicht-Geognosten alltäglich, Zusammenhänge, Unterschiede oder Ähnlichkeiten zu finden, die sie zu geologischen Folgerungen verwenden. Letztere sind häufig zutreffend, noch häufiger falsch. Und so bleibt die ganze sogenannte »Oberflächen-Geologie« eine »Oberflächliche Wissenschaft« (ein einst von Beyrich geprägtes Wortspiel), solange nicht ihre Folgerungen durch geognostische Tatsachen erhärtet werden. Dann aber kann sie von hohem Nutzen sein. Denn die Betrachtung der Gestalten in Natur, Bild oder Karte kann — weil sie dem Forscher ein sehr umfangreiches Vergleichs-Material zu überblicken gestattet — zu fruchtbaren Arbeits-Hypothesen führen, die an den Geognosten bestimmte Fragen stellen und, wenn sie dieser in einer Reihe von Fällen bestätigt findet, zu festen Theorieen werden mögen.

Weit tiefer in geologisch dunkle Gebiete leuchten andere geodätische, physikalische und astronomische Messungen:

Ich erinnere an die Lotablenkungen, die uns die Massenverteilung in der Tiefe der Gebirge ahnen ließen; schon Lossen hat sie mit Erfolg auf den Harz angewandt.

Dazu kommen, gleichfalls als Ausdruck der Schwereverteilung in der Erdrinde, die Beobachtungen der Pendellängen, die für die Lehre von der Gestaltung der Ozeane maßgebend wurden; auf das norddeutsche Flachland angewandt, haben sie Helmert er-

möglicht, ein Schwereprofil zu entwerfen, in welchem die bisher noch — trotz aller Bohrungen — geheimnisvollen tektonischen Linien des vortertiären Untergrundes in merklichen, wenngleich vorläufig ihrem Wesen nach noch nicht sicher deutbaren Unterschieden zum Ausdrucke gelangen.

In der gemessenen Veränderung der Polhöhe von Potsdam, deren Maß die dort etwa möglichen, rein örtlich-oberflächlichen Verschiebungen (wie sie z. B. durch langsam rutschende Bewegung erzeugt werden könnten) weit übersteigt, haben die Astronomen nicht nur eine Wanderung des Polpunktes und damit der geologisch in Betracht kommenden Geoidfläche gefunden, sondern (wenigstens nach Ansicht des Verfassers) vielleicht Spuren einer in der Tiefe noch fortschreitenden Blattverschiebung (welcher das auflagernde lose Tertiär und Diluvium passiv folgt) uns gezeigt.

Messung der Kraft und Richtung des Erdmagnetismus und deren Darstellung in Karten gestatteten Ed. Naumann schon vor einem Menschenalter, in Japan Beziehungen zur Geotektonik zu verfolgen. Jetzt erblicken wir in den erdmagnetischen Karten Norddeutschlands örtliche Gegensätze — nahe benachbarte Maxima und Minima —, welche nach Gestalt und Gesteinsbeschaffenheit der Oberfläche niemals geahnt werden konnten, und deren Ursachen in geognostischen Verschiedenheiten einer gewissen, vorläufig nicht genauer bekannten Tiefenregion liegen müssen. Hier haben also physikalische Messungen dem Geologen ein ganz neues Gebiet theoretischer Erörterungen eröffnet, deren praktische geognostische Folgen nicht ausbleiben werden.

Freilich ist gerade dies ein Schulbeispiel für die Vorsicht, die bei der geognostischen Deutung physikalischer Messungen geboten ist. Nachdem der inzwischen verewigte Direktor der Hamburger Seewarte, G. Neumayer, seit Jahren von den erdmagnetischen Anomalieen Nordostdeutschlands gesprochen und deren genauere Messung empfohlen hatte, veröffentlichte Deecke[1]) geologische

[1]) Deecke, Erdmagnetismus und Schwere in ihrem Zusammenhange mit dem geologischen Bau von Pommern und dessen Nachbargebiete. N. Jahrb. f. Mineralogie, 22. Beilageband S. 114—138, 1906.

Betrachtungen nach einer von ihm abgedruckten erdmagnetischen Karte von Schück-Hamburg. Auf Grund der durch Prof. Ad. Schmidt-Potsdam mir gütigst mitgeteilten, sichtlich zuverlässigeren erdmagnetischen Karte konnte ich[1]) alsbald darauf hinweisen, daß Deecke's geotektonische Folgerungen in letzterer keineswegs bestätigt würden. Neuerdings hat Tornquist[2]) im gleichen Sinne Kritik geübt. Auch er legt den erdmagnetischen Karten hohen Wert für eine künftige Erforschung der Tektonik bei.

Tornquist's Vermutung, daß die erdmagnetischen Anomalieen vielleicht auf elektrische Erdströme zurückzuführen seien, erachte auch ich für die zurzeit wahrscheinlichste. Nach meiner Ansicht werden aber die Erdströme nicht nur durch die »Verteilung des Schicht- und Grundwassers«, sondern insbesondere auch durch die chemische Beschaffenheit des letzteren beeinflußt. Wir wissen, daß salzhaltiges Wasser sehr viel besser leitet als salzarmes, und wir wissen ferner, daß gerade in Ost- und Westpreußen (also im Gebiete jener Anomalieen) schwach salziges Wasser in gewissen Tiefenschichten stellenweise verbreitet ist.

So erhoffen wir auch von der Messung der Erdströme, über welche bekanntlich die Telegraphen-Verwaltungen umfangreiches Material besitzen, geologische Winke, die durch geologische Arbeitshypothesen hindurch vielleicht dereinst zu geognostischem Wissen führen mögen.

Daß erdmagnetische und elektrische Untersuchungen zur Aufsuchung von Lagerstätten in gewissen Fällen benützt werden können, ist bekannt.

Neuerdings mehren sich die Beobachtungen, nach denen sogar die drahtlose Telegraphie in ihrer Reichweite durch geognostische Verhältnisse beeinflußt zu werden scheint.

Und seit die Radiumforschung ihren Siegeszug angetreten

[1]) Jentzsch, Über die Auswertung erdmagnetischer Linien zur Erkennung des geologischen Schichtenbaues. Zeitschr. d. D. geolog. Gesellsch. Bd. 58, 1906, Monatsberichte, S. 305—306.

[2]) Tornquist, Die Tektonik des tieferen Untergrundes Norddeutschlands. Sitzungber. d. Kgl. preuß. Akad. d. W. XXXVIII. 1911, S. 830—836.

hat, darf man in der Messung der Emanation ein weiteres Hilfsmittel für den geognostischen Blick in dunkle Tiefen erhoffen.

Daß Messungen und sonstige Beobachtungen der Erdbebenwellen uns unterirdische Gesteinsgrenzen verraten können, ist bekannt.

Die älteste Art von Messungen, welche zu geologischen Schlüssen verwandt wurde, ist die Messung von Veränderungen der Meereshöhe, wie sie seit Linné bis auf unsere Tage an vielen Gestaden zu geologischen Zwecken durchgeführt oder angestrebt worden ist. Leider ist selbst in dem für Landhebung allbekannten Skandinavien das durch die vergleichende Messung zweier Jahrhunderte am Meeresufer gewonnene Bild der Hebungsvorgänge noch keineswegs so klar, wie es erwünscht wäre. Denn meteorologische und ozeanographische Vorgänge beeinflussen, wie hinreichend nachgewiesen, die örtlichen Wasserstände.

Will man senkrechte Bewegungen der Erdrinde feststellen, so ist das empfindlichste dazu gegebene Mittel die Wiederholung älterer Nivellements. In Deutschland sind solche durch die trigonometrische Abteilung der Königl. preußischen Landesaufnahme ausgeführt. An vielen das Land durchziehenden Straßen (Chausseen) sind tief in das Erdreich, zumeist in Abständen von je 2 Kilometern, Marksteine gesetzt, aus welchen horizontal ein runder Metallbolzen hervorragt, dessen obere Tangente als Höhenmarke gilt. Diese Höhenmarken sind mit der größten erreichbaren Genauigkeit nivelliert und ihre Maße durch im Netz geschlossene Dreiecke rechnerisch derart ausgeglichen worden, daß nicht nur ihre absolute Höhe über Normalnull, sondern namentlich in außerordentlich engen Grenzen die gegenseitige Höhenlage benachbarter Punkte berechnet werden konnte. Zur weiteren Sicherheit wurden noch an gemauerten Brückenpfeilern, Kirchen, öffentlichen oder sonst geeigneten Gebäuden Mauerbolzen eingelassen und deren Höhen im selben Dreiecksnetze mit berechnet und ausgeglichen.

In Verfolg der auf der 15. Allgemeinen Konferenz der Inter-

nationalen Erdmessung zu Budapest verhandelten Frage, ob, in welchem Ausmaß und in welcher Richtung noch gegenwärtig Bodenbewegungen stattfinden, hat die K. preußische Landesaufnahme es unternommen, einige durch die Geologische Landesanstalt bezeichnete Strecken erneut zu nivellieren. Neben den nach geologischem Bau usw. auf Bodenbewegung verdächtigen Gegenden des deutschen Gebirgslandes kam für uns im Flachlande besonders die Strecke von Lauenburg in Pommern[1]) über Neustadt in Westpreußen nach Rheda in Westpreußen in Frage.

Die Gründe für das besondere Interesse an der nivellitischen Prüfung dieser Linie liegen nahe:

Ein Blick auf die Karte, Taf. 24 zeigt, daß jenes seit langem bekannte »Urstromtal«, welches von der Danziger Bucht nach Westen von Rheda über Neustadt und Lauenburg[1]) bis zum Leba-See sich verfolgen läßt, als ein breites und tiefes, groß angelegtes Tal von Meer zu Meer, also von der Meereshöhe Null zu Null läuft, aber etwa in der Mitte seines Verlaufes seine Talsohle zu über 40 m Meereshöhe erhebt, ja sogar bei Groß-Boschpol zu 50 m Meereshöhe ansteigen läßt. An der höchsten Stelle der Talsohle läuft diese nicht etwa in der Höheplatte aus, sondern gerade dort ist das Tal noch tiefer als sonst eingeschnitten, weil es einen ungefähr N.—S. streichenden Höhenrücken durchsetzt. Dabei bestehen die Gehänge aus Diluvium. Es ist also klar, daß seit einer späten Phase der letzten Vereisung hier eine relative Hebung um 50 Meter das Tal gebrochen haben muß. Dieser Gedanke führte mich schon vor langen Jahren zu der Annahme einer von Rixhöft (der Nordspitze Westpreußens) nach SSW. gerichteten Hebungslinie, welche ich in meinem 1881 veröffentlichten Übersichtskärtchen vom Untergrunde des norddeutschen Flachlandes[2]) als hypothetische Linie

[1]) Bemerkung für Ausländer: Nicht zu verwechseln mit dem in der Interglazial-Literatur oft genannten Lauenburg an der Elbe!

[2]) Jentzsch, in Schriften d. Physikal.-Ökonom. Gesellschaft zu Königsberg Bd. XXII, 1881, Taf. I.

zum Ausdrucke brachte und 10 Jahre später nochmals begründete[1]).

Diese hypothetische Linie läuft parallel dem preußischen Weichseltale, aber auch den Längsachsen der Inseln Oeland und Gotland.

Auch tritt die gleiche Richtung deutlich in den Höhenrücken Westpreußens hervor, die bekanntlich in dem 331 m Meereshöhe erreichenden Thurmberge (zwischen Carthaus und Berent) die höchste Erhebung des norddeutschen Flachlandes darstellen.

Ein Blick auf unsere Karte, Taf. 25, welche eine verkleinerte und vereinfachte, durch Einzeichnung neuerer Eisenbahnen und geologisch bemerkenswerter Ortsnamen ergänzte Wiedergabe der von mir gemeinsam mit dem damaligen Schulamts-Kandidaten G. Vogel (jetzigen Professor am Altstädtischen Gymnasium zu Königsberg) nach den topographischen Meßtischblättern bearbeiteten Höhenschichtenkarte[2]) ist, wird jeden diese Richtung erkennen lassen. Dieselbe tritt sowohl im Gesamtbilde Westpreußens, wie in den einzelnen, vom Tale unmittelbar durchschnittenen Geländewellen zwischen Lauenburg und Neustadt deutlich hervor.

Zu der gleichen Annahme einer jungen Hebung der Talsohle ist Keilhack gelangt, und hat dies in klarer Weise ausgesprochen[3]). Axel Schmidt[4]) hat sich ihm angeschlossen. Auch die aus unserer Karte ersichtliche Stellung des Rheda-Lauenburger Tales zu jener alten Förde, als deren Rest heute noch der Zarnowitzer See be-

[1]) Jentzsch, Sitzungsber. der Physikal.-Ökonom. Ges. 1891, S. 24—28. Jentzsch, Einige Züge in der Oberflächengestaltung Westpreußens. Zeitschr. d. D. geolog. Gesellsch. XLII, 1890, S. 613—618, insbesondere S. 617.

[2]) Jentzsch u. Vogel, Höhenschichten-Karte Ost- und Westpreußens in 1:300000, herausgegeben von der Physikal.-Ökonomischen Gesellschaft zu Königsberg, Sektionen Danzig und Bromberg-Marienwerder. Königsberg 1889 u. 1891.

[3]) Keilhack, Die Stillstandslagen des letzten Inlandeises und die hydrographische Entwicklung des pommerschen Küstengebietes. Dieses Jahrb. f. 1898, S. 145—146.

[4]) Axel Schmidt, Die Leba und ihr Ost-West-Tal. Schriften d. Naturf. Gesellsch. zu Danzig N. F. Bd. XII, Heft 1, S. 1—33, Taf. I u. II. Danzig 1907.

steht[1]), fordert zum Nachdenken über Entstehung des beide trennenden Riegels auf.

Nach der »Oberflächen-Geologie« kann man m. E. gar nicht anders, als in der Verbiegung der genannten Talsohle den Ausdruck einer geologisch jugendlichen Hebungslinie zu erblicken. Die Epoche der Hebung müßte jünger als das Glazial der äußersten Nordspitze Westpreußens sein, welches Keilhack seiner »XI. Phase« zurechnet. Allerdings ist nach meiner Auffassung jenes Glazial bei Rixhöft noch etwas älter als der jüngste Geschiebemergel der preußischen Weichselgegend, welcher dem jüngsten, südwärts vorgeschobenen Lappen des Weichselgletschers entspricht[2]) und den man sonach, um in der Zählung fortzufahren, als »XII. Phase« bezeichnen könnte.

Ist somit der Anfang der Hebungsepoche als sehr jugendlich bestimmt, so liegt die Frage nach deren etwaiger Fortdauer sehr nahe.

Um diese Frage möglichst zu beantworten, galt es, das im Jahre 1886 ausgeführte Nivellement Lauenburg-Rheda, welches zumeist dem Verlaufe jenes toten Tales folgt, zu wiederholen. Zum Glück hat dies die Königl. Preußische Landesaufnahme im Jahre 1905 getan und die Ergebnisse uns in folgender Tabelle mitgeteilt.

Die beiliegende Karte (Taf. 24) gibt die Lage der einzelnen Höhenmarken entlang der Chaussee und läßt durch ihre Isohypsen erkennen, welche der Marken im Tale liegen, und welche auf der diluvialen Höhe.

Ein Vergleich der in den Jahren 1886 und 1905 gefundenen Zahlenwerte ergibt Höhenunterschiede, die in je 2 Fällen —8 mm bezw. —12 mm, in einem Falle sogar —16 mm betragen.

---

[1]) Eine Tiefenkarte dieses Sees wird in des Verfassers Beiträgen zur Seenkunde, Teil III, Taf. I (Abhandlungen d. Kgl. Preuß. Geologischen Landesanstalt N. F. Heft 57) nach Lotungen Seligo's erscheinen.

[2]) Jentzsch, Der jüngere baltische Eisstrom in Posen, West- und Ostpreußen. Zeitschr. der Deutsch. geolog. Gesellsch. Bd. 56, 1904, Briefl. Mitt. S. 155—158.

Die Nivellements-Festpunkte der Landesaufnahme zwischen Lauenburg i. Pom. und Rheda in Westpr.

Festpunkt	Entfernung km	Namen und örtliche Lage	Höhe über N.N. nach dem Nivellement vom Jahre 1886 m	1905 m	Diff. mm	Bemerkungen
H. M. 8376	0,84	Lauenburg, ev. Kirche	20,416	20,416	0	H. M. = Höhenmarke
		km 119,0 der Chaussee Köslin—Danzig	39,544	39,540	— 4	8376 = Niv. Nummerbolzen im Granitpfeiler
8375	2,00	» 121,0	25,556	25,557	+ 1	
8374	2,00	» 123,0	26,870	26,868	— 2	
M. B.	0,10	Luggewiese, Chausseehaus	28,214	28,214	0	M. B. = Mauerbolzen
8373	1,90	km 125,0	26,976	26,960	—16	26,960 m ist seit 1905 Gebrauchshöhe für praktische Zwecke (s. Bemerkung am Schluß dieser Tabelle)
H. M.	—	Goddentow, herrschaftl. Wohnhaus (0,44 km nordwestl. 8372)	31,850	31,851	+ 1	
8372	2,00	km 127,0	35,772	35,774	+ 2	
8371	2,00	» 129,0	38,750	38,745	— 5	
M. B.	0,28	Fellstow, Stall	41,599	41,596	— 3	
8370	1,73	km 131,0	47,451	47,449	— 2	
8369	2,00	» 133,0	46,006	46,007	+ 1	
M. B.	0,80	Kl. Ankerholz, Lebabrücke	43,669	43,672	+ 3	
8368	1,20	km 135,0	50,395	50,398	+ 3	
8367	1,80	» 136,8 (An der Provinzgrenze)	54,331	54,334	+ 3	
8366	1,85	» 60,0 der Chaussee Danzig—Stolp	47,263	47,255	— 8	desgl. 47,254 m
M. B.	0,30	Lusin, Forsthaus	48,302	48,303	+ 1	
H. M.	—	Schloß Plathen (1,17 km v. Lusin in östl. Richtung)	58,884	58,884	0	
8365	1,70	km 58,0	48,343	48,346	+ 3	
8364	2,00	» 56,0	98,878	98,875	— 3	
M. B.	0,68	Ochsenkrug, ehemaliges Chausseehaus	93,558	93,554	— 4	

Festpunkt	Entfernung km	Namen und örtliche Lage	Höhe über N.N. nach dem Nivellement vom Jahre 1886 m	1905 m	Diff. mm	Bemerkungen
8363	1,32	km 54,0	95,456	95,454	— 2	
8362	2,00	» 52,0	77,941	77,929	—12	desgl. 77,932 m
8361	2,00	» 50,0	35,499	35,487	—12	desgl. 35,491 m
M. B.	—	Bohlschau, Kirche (0,87 km v. 8361 in östlicher Richtung)	32,261	32,256	— 5	
8360	2,00	km 48,0	32,035	32,032	— 3	
8359	2,00	» 46,0	33,010	33,005	— 5	
8359	—	» 46,0 der Chaussee Danzig—Stolp	33,010	33,005	— 5	
H. M.		Neustadt, kathol. Pfarrkirche (0,77 km von 8359 östlich)	33,774	33,739	— 5	
M. B.	1,70	Neustadt, Kapelle	29,386	29,383	— 3	
8358	0,32	km 44,0	27,380	27,379	— 1	
8357	2,00	» 42,0	23,126	23,118	— 8	
8356	2,00	» 40,0	14,574	14,571	— 3	
8355	2,00	» 38,0	12,936	12,930	— 6	
M. B.	0,97	Rheda, Gasthaus am Bahnhof Rheda (1886 Bes. Klein)	16,428	16,421	— 7	

Bemerkungen: Im allgemeinen sind die Nivellements-Höhen von 1886 noch heute die Gebrauchshöhen für praktische Zwecke, während die Höhen von 1905 allein im wissenschaftlichen Interesse Verwendung finden sollen. Nur soweit das Nivellement von 1905 örtliche Veränderungen der Festpunkte gegen 1886 nachgewiesen hat, die über das zulässige Maß hinausgehen, sind solche Festpunkte aus der Bestimmung von 1905 neu gerechnet und im alten System ausgeglichen worden. Diese neu gewonnenen Höhenzahlen treten an die Stelle der 1886 ermittelten, sie sind der Vollständigkeit wegen in die Spalte »Bemerkungen« dieser Zusammenstellung eingetragen: ihre Veröffentlichung in Buchdruck erfolgt mit den nächsten Nachträgen zu den Heften II und III der Nivellements-Ergebnisse.

Diese Maße überschreiten weit die möglichen Messungsfehler. Es haben also zweifellos Vertikalbewegungen dort stattgefunden, in denen aber zweierlei ganz verschiedene Komponenten stecken:

a) die auf engstem Raume sich vollziehenden Rutschungen, sowie die Höhenänderungen des Baugrundes infolge dessen örtlicher Beschaffenheit und der Grundwasserbewegung;

b) möglicherweise allgemeine ± Bodenbewegungen, die auf tieferliegende geologische Ursachen zurückzuführen wären.

Vor der wissenschaftlichen Auswertung der zu b) vermuteten geologischen Änderungen müssen also die zu a) zu rechnenden als solche erkannt und ausgeschaltet werden. Dies hat der Verfasser durch eine am 14. und 15. September 1911 ausgeführte Bereisung der Strecke und Besichtigung sämtlicher nivellierter Punkte zu erreichen gesucht. Folgendes ist das Ergebnis:

Bei Kilometer 125 steht der nivellierte Pfeiler (wie überall) am Rande der Chaussee, dicht neben dem Graben. Die Chaussee ist hier 1,2—1,5 m hoch aufgeschüttet auf eine Moorwiese. Letztere zeigt zwar jetzt ziemlich guten Grasbestand, ist aber in der Tiefe dermaßen durchwässert, daß sie noch jetzt beim Aufspringen eines Menschen merklich schwankt. Nach allen geologischen Erfahrungen mußte hier der Straßenkörper als Ganzes allmählich sinken, wobei vorübergehend beim Steigen des Grundwasserspiegels zeitweise eine Phase der Hebung einsetzen konnte.

Dieser Höhenpunkt ist also für geologische Betrachtungen wertlos, und auch wertlos für die praktischen Anschlußbedürfnisse der Landmesser: denn die 1905 gefundene »Gebrauchshöhe« ist ebenso Veränderungen unterworfen wie die 1886 gefundene.

Es ist bezeichnend, daß dieser nach geologischen Erfahrungen mindest geeignete Höhenpunkt der ganzen Strecke zugleich derjenige ist, bei welchem die größte Verschiebung, nämlich —16 mm gemessen wurde.

Bei Kilometer 42 ist die Chaussee etwa 3,5 m hoch aufgeschüttet. Da auch hier der Pfeiler hart an der Oberkante der hohen Böschung steht, sind Rutschungen oder Senkungen des den Pfeiler tragenden Erdreichs sehr wahrscheinlich, ja fast unvermeidlich.

Daß solche eingetreten sind, wird noch weiter durch dessen Zustand bestätigt; denn während der Bolzen, als er zuerst gemessen wurde, sicherlich über die Erde ragte, ist er jetzt etwa 3 cm hoch mit beraster Erde bedeckt, aus welcher der Granitpfeiler etwa 3—6 cm hervorragt. Dies deutet darauf hin, daß hier an der Straßenböschung Senkungen eingetreten sind, welche durch Auflagerung von Erdmassen ausgeglichen wurden.

Auch dieser Punkt ist geologisch wertlos und dürfte ebenso für die Bedürfnisse der Landmesser künftig auszuschalten sein.

Es ist bezeichnend, daß auch an diesem Punkte eine der größten Verschiebungen, nämlich —8 mm gemessen worden ist.

Bei Kilometer 52 sind sogar —12 mm Verschiebung gemessen.

Auch hier ist ein gleiches Abgleiten der südlichen Straßenböschung anzunehmen. Denn letztere reicht etwa 1,5 m über die Grabensohle, während auf der Nordseite die Straße einen 1,5—2,0 m tiefen Anschnitt des Geländes bewirkt. Geologisch erscheint es sogar nicht ausgeschlossen, daß der Straßenkörper sich als Ganzes — parallel dem Gehänge — nach Süden verschoben und dabei gesenkt haben mag. Aber selbst wenn dieser recht wahrscheinliche Fall nicht eingetreten sein sollte, bietet immer noch das Gleiten der Grabenböschung eine hinreichende Erklärung. Denn hier ist nicht nur — wie bei Kilometer 42 — der Bolzen, sondern bereits der ganze Pfeiler durch Erde verdeckt!

Kilometer 50, wo 12 mm Senkung gemessen wurden, liegt auf Talsand neben Rieselwiesen, also vom Grundwasser beeinflußt; der danebenstehende alte Straßenstein

Danzig
50
Neustadt
5

ein zwei Meter hoher Obelisk, ist durch Erdbewegungen völlig aus dem Lot gewichen.

Bei Kilometer 60 sind —8 mm Verschiebung gemessen.

Die Straße hat hier ganz unbedeutenden Auftrag von kaum

0,5 m Höhe. Ihr unmittelbarer Untergrund ist oberdiluvialer Geschiebesand, der im allgemeinen als verhältnismäßig beständiger Baugrund zu gelten hat. Aber im jetzt trockenen Graben wachsen Binsen, ein Zeichen naher Nässe, und in diesem Falle eines wechselnden Grundwasserstandes; wenige Schritte westlich beginnt Flachmoor.

Hier kann sehr wohl die Verschiebung durch Wechsel des Grundwasserstandes verursacht worden sein; sie wäre nach den örtlichen Verhältnissen nicht (wie an den vorher geschilderten Punkten) als fortschreitende, sondern als rhythmische, unregelmäßig auf und ab pendelnde Bewegung aufzufassen, deren Amplitude zwar vielleicht etwas größer als der gemessene Betrag von 8 mm, aber nicht unbegrenzt groß werden kann.

Demgemäß wäre dieser Punkt auch ferner zum Vergleiche beizubehalten, aber sein Höhenmaß als mit einem entsprechend zu bemessenden wahrscheinlichen bezw. mittleren ± Fehler behaftet zu bezeichnen.

Aus Vorstehendem ergibt sich die bemerkenswerte Tatsache, daß für die 5 größten Verschiebungen rein örtliche Bewegung durch geologische Erwägungen nachgewiesen werden kann.

Die nächstgrößte Verschiebung beträgt —7 mm für das Gasthaus am Bahnhof Rheda. Dieses steht auf Talstufensand, also einem verhältnismäßig guten Baugrunde. Es führt noch jetzt die Bezeichnung

Gasthaus zum Rhedaer Bahnhof von Johannes Klein

Das Haus ist Ziegelrohbau, in welchem ich keinerlei Risse fand, und hat Bruchsteinfundament. Doch ist es nicht unterkellert. Und so wäre es immerhin nicht ganz ausgeschlossen, daß die Nordwestecke des Hauses, welche die Höhenmarke zeigt, sich um einige Millimeter gesenkt haben könnte.

Um 6 mm hat sich der Bolzen bei Kilometer 38,0 gesenkt. Ich habe ihn und den ganzen Pfeiler nicht gefunden. Er war wohl

verdeckt, was, wie oben bei Kilometer 42 und 52 besprochen, auf Rutschung der Böschung bezw. ganz örtliche Senkung deutet. Auf örtliche Veränderungen läßt auch der Plattendurchlaß (Einfahrt eines Hauses) schließen, der dicht nördlich des zur Straße gehörigen Kilometersteines 38,0 die Grabenränder überdeckt.

Demnach sind an allen Punkten, die mehr als 7 mm Verschiebung zeigten, nachweislich, und an allen, die mehr als 5 mm Verschiebung zeigten, wahrscheinlich die Veränderungen durch rein örtliche Verschiebungen hervorgerufen.

Verschiebungen um 5 mm und weniger nähern sich doch wohl sehr der Grenze der möglichen Beobachtungsfehler, insofern letztere aus den möglichen Fehlern zweier Messungsreihen sich addieren, vermehrt um die unvermeidlichen kleinen Veränderungen, die im Pfeiler und dessen Fundierung durch Wechsel der Temperatur und der Grundwasserstände eintreten können. Immerhin sind auch bei diesen, nahezu stationär befundenen Punkten noch einige Bemerkungen zu erwähnen:

Kilometer 40 bei Pelzen (—3 mm) auf geschiebeführendem Sande, der als Talsand mit Decke von Abschlämmassen $\frac{a}{das}$ geologisch zu bezeichnen ist. Er ist ein an sich guter Untergrund, bei dem aber geringe Gehängebewegung nach Norden (wo ein Mühlenteich liegt) nicht ausgeschlossen erscheint.

Kilometer 44 bei Schmechau (—1 mm) bietet nichts zu erinnern. Der Untergrund ist Sand.

Die nahe Kapelle (—3 mm) besteht aus übertünchtem Ziegelmauerwerk, in welchem ich keine Risse sah. Es ist ein unbedeutendes Bauwerk. Sein Untergrund ist Talsand, also gut; ob eine dicht nördlich der den Bolzen tragenden Mauer verlaufende, 0,5 m tiefe Rinne im Boden irgendwie schädlich wirken konnte, war nicht erkennbar.

Die katholische Pfarrkirche in Neustadt ist massives Ziegelmauerwerk von tadellosem Aussehen. Der geologische Untergrund war nicht sichtbar. Für die gemessene Senkung um 5 mm vermochte ich keine örtliche Ursache zu erkennen.

Bei Kilometer 46,00, westlich Neustadt, steht der Pfeiler

an sich vorteilhafter als gewöhnlich, nämlich nicht am Graben, sondern zwischen Fahrbahn und einem 3 m breiten, mit Kies beschütteten Fußwege. Doch ist dieser offenbar erst nach 1886 geschüttet, und auch die auf der anderen (nördlichen) Seite der Straße verlaufende Wasserleitung ist zweifellos neueren Datums. Menschenhände können hier recht wohl durch Tiefbauarbeiten die beobachtete Senkung um 5 mm veranlaßt haben. Ist diese Auffassung richtig, so wäre zu vermuten, daß die jetzige Höhenlage stationär bleiben wird, solange nicht neue Eingriffe des Menschen stattfinden.

Übrigens ist hier der Bolzen völlig verdeckt, und man sieht gerade nur noch die Kopffläche des Granitpfeilers.

Der geologische Untergrund ist Talsand.

Bei Kilometer 48,0 sind 3 mm Senkung gemessen. Der Stein steht auf Sand, welcher nach Süden zunächst sanft, weiterhin steiler ansteigt, nach Norden aber sich zu einer Wiese senkt. Der Sand (∂s) wird, wie man 500 m westlich feststellen kann, durch diluvialen Tonmergel unterlagert, dessen Grenze dort einen Quellenhorizont bezeichnet. Ein solches Gebiet ist sowohl Rutschungen wie örtlichen Aufpressungen ausgesetzt, also nicht maßgebend zur Erkennung allgemeinerer geologischer Bewegungen.

Die evangelische Kirche in Bohlschau ist ein gediegener Ziegelrohbau ohne erkennbare Risse; sie steht auf Talsand. Ein Anlaß zu der auf 5 mm gemessenen Senkung wurde nicht sichtbar gefunden; doch schwankt hier der Grundwasserstand zweifellos mit dem Wasserspiegel des Bohlschau-Flusses, der nur etwa 100 m entfernt fließt. Dies könnte recht wohl die Ursache der gemessenen Senkung sein.

Bei Kilometer 44 ist ein Grund zur Verschiebung nicht erkennbar; hier ist für letztere auch nur —2 mm gemessen; ebenso bei Kilometer 56, wo —3 mm gemessen sind. Beide liegen auf der diluvialen Hochfläche, auf Oberem Geschiebesand (∂s).

Nahebei am Ochsenkrug sind mehr, nämlich —4 mm gemessen. Der Untergrund ist derselbe. Das Bauwerk, welches die Höhenmarke trägt, ist aber eine nicht unterkellerte elende Ruine, bestehend

aus einem gemauerten Giebel mit angelehntem Fachwerksbau. Hier kann von zuverlässiger Fundierung nicht die Rede sein.

Kilometer 58 (+3 mm) zeigt keinen erheblichen Grund zur Verschiebung. Der Boden ist (∂s), nämlich kiesiger Sand, 0,9 m mächtig über schwachkiesigem Sand, wie eine nahe Sandgrube zeigt.

Keine Ursachen zur Verschiebung fand ich am Forsthaus Lusin (+1 mm), ferner in Pommern bei Kilometer 136,8 und Kilometer 135,0; der Untergrund ist hier überall Talsand.

Dagegen zeigte sich bei Klein-Ankerholz im östlichen Widerlager der Lebabrücke, daß die 0,5 m hohen Granit- und Gneisquadern spurenhafte Verschiebungen erlitten haben, in einem dem Erddrucke entsprechenden Sinne:

Die obere Schicht ist über die untere minimal in der Richtung zum Lebaflusse verschoben worden. Die Risse gehen zumeist den Mauerfugen nach; eine obere geht sogar durch den Stein, nämlich durch den Gneisblock an der westlichen Ecke der obersten Steinschicht. Die gemessene Verschiebung um 3 mm hat also mindestens eine durch Zerbrechen des Mauerwerks bedingte Komponente!

Kilometer 133 ist keine Ursache zur Störung erkennbar. Ganz entsprechend beträgt die gemessene Verschiebung +1 mm.

Eine Ursache zur Verschiebung (—2 mm) ist auch bei Kilometer 131 (Holzkaten) nicht sicher erkennbar.

Bei Felstow (—3 mm) und bei Kilometer 129 (—5 mm) sind vielleicht Grundwasserbewegungen von einigem Einfluß gewesen. Nicht weit davon sieht man quellige Stellen. Die nahebei beobachtete Steilstellung der den Sand unterlagernden Geschiebemergelbänke, sowie die Neigung des Geländes können von Einfluß gewesen sein.

Keine Ursache einer Verschiebung sah ich bei Kilometer 127 (+2 mm), bei Kilometer 123 (—2 mm) und Kilometer 121 (+1 mm), sowie am Chausseehaus, wo ohnehin beide Messungen übereinstimmen.

Dagegen wurde bei Kilometer 119, wo —4 mm Verschiebung gemessen sind, eine solche Ursache erkannt:

Nahe NO. liegt eine moorige Wiese und nahe nördlich und

westlich je eine große und tiefe Ziegelgrube mit 8—10 m tiefen Aufschlüssen ebengeschichteten, diluvialen Tonmergels, der sich offenbar auch unter dem Kilometerstein und dem Nivellementspfeiler in der Tiefe befindet. Daß an einem solchen Punkte Verschiebungen eintreten müssen, ist bei den bekannten Eigenschaften des diluvialen Tonmergels selbstverständlich.

Das Ergebnis ist demnach:

Die Verschiebungen sind, soweit sie 7 mm überschreiten, nachweislich, soweit sie in kleinerem Betrage die Messungsfehler überschreiten teilweise gleichfalls sicher, zum anderen Teile höchstwahrscheinlich auf rein örtliche, auf den Straßenkörper oder (und) die obersten Erdschichten beschränkte Bewegungen zurückzuführen. Für eigentlich geologische (tektonische) Bewegungen ist nirgends die geringste Andeutung gefunden.

An vielen Stellen ist ein rhythmisches Heben und Senken der Erdoberfläche als Folge von Schwankungen des Grundwassers anzunehmen. Das Maß dieser Schwankungen wird sich später bei Wiederholung des Nivellements erkennen lassen.

Somit sind, ungeachtet der Vorzüglichkeit der preußischen Nivellements, auf der Strecke Lauenburg—Rheda keine noch jetzt fortdauernden Höhenänderungen gefunden worden, obwohl seit Verschwinden des nordischen Landeises aus der Danziger Bucht eine örtliche Hebung (Aufpressung) von mindestens 50 Meter stattgefunden haben muß.

Dies führt zu der weiteren geologischen Vermutung, daß die örtliche Hebung sich entweder beruhigt oder mindestens verlangsamt zu haben scheint. Nähme man z. B. für die Dauer der Hebung selbst den ganz unwahrscheinlich langen Zeitraum von 100000 Jahren, so gäbe dies bei einer Gesamthebung um 50 m eine jährliche Verschiebung um einen halben Millimeter, d. h. in 19 Jahren eine solche um 9—10 Millimeter. Ein so hoher Betrag hätte bei der Genauigkeit der Messungen zweifellos gefunden werden müssen. Dies ist nicht geschehen. Und so gewinnen wir die Anschauung, daß die Verschiebungen entweder ruckweise erfolgt sind, oder seit dem Verschwinden des Landeises sich verlangsamt haben.

Letzteres ist das wahrscheinlichere.

Der Gedanke liegt nahe, daß die SSW.—NNO. gerichtete Aufpressung der westpreußischen Rücken und die gleichsinnige Unterbrechung der Talsohle einfach durch die Schwere des Weichselgletschers erzeugt wurden. Ein Überdruck des letzteren bestand schon in früheren Phasen, erreichte aber sein Maximum in Phase XII, um dann schnell zu verschwinden.

Neben diesem örtlich wirkenden Überdruck kommen als bewegende, relativ hebende Kräfte die mit dem Verschwinden der kontinentalen Eisdecke flächenhaft eintretende Entlastung, welche vermöge der Isostasie das enteiste Land steigen ließ, und die klimatische Faltung, welche, wie Verfasser vor Jahren zeigte[1]), vermöge der in große Tiefen vordringenden postglazialen Gesteinserwärmung tektonische Bewegungen bewirken konnte. Dazu kommen endlich die im engeren Sinne tektonischen Kräfte, die sich noch am 23. Oktober 1904 durch die bis in diese Gegend vorgedrungenen Ausläufer eines schwedischen Erdbebens betätigten.

Die Manigfaltigkeit dieser Ursachen, deren jede an sich gegeben ist, nur daß wir ihre Maße nicht kennen, deutet darauf hin, daß ein Teil derselben hauptsächlich jene flächenhaften, an den deutschen, skandinavischen und russischen Ostseeküsten beobachteten Höhenänderungen hervorbrachte, ein anderer Teil die mehr linear gestreckten, wie die Verbiegung des Rheda-Lauenburger Tales. Welche jener drei Ursachen im Einzelfalle gewirkt hat, bleibe dahingestellt. Zweck unserer Studie war: Die ziffermäßige Prüfung einer durch die Oberflächengestaltung wahrscheinlich gemachten, durch rein geognostische Tatsachen bisher nicht bewiesenen, also noch immer hypothetischen Hebungslinie.

---

[1]) Jentzsch, Beiträge zur Glazialhypothese in ihrer Anwendung auf Norddeutschland. Dieses Jahrb. f. 1884, S. 438—524, insbesondere S. 484—485.

Berlin, den 22. August 1912.

Das Ratzeburger Diluvialprofil und seine Bedeutung für die Gliederung des Schleswig-Holstein'schen Diluviums.

Von Herrn **C. Gagel** in Berlin.

Mit einem Profil im Text.

In dem großen Einschnitt der Ratzeburger Kleinbahn bei St. Georgsberg war im Frühling und Sommer 1902 ein ausgezeichnetes Profil aufgeschlossen, das ich als ein besonders schönes und beweisendes Beispiel für die Mächtigkeit und Intensität der interglazialen Verwitterung, mithin für die Länge der der Ablagerung des Oberen Diluviums vorausgehenden Interglazialzeit, aufgefaßt habe[1]).

Es lagen dort unter einem völlig frischen, großenteils noch blaugrauen Oberen Geschiebemergel mit nur 1,2—1,6 m mächtiger Verwitterungsrinde völlig frische, kalkhaltige, stark gestauchte Diluvialsande von 0—1,5 m Mächtigkeit, die mit sehr scharfer Erosionsdiskordanz auf anders beschaffenen, ungestörten, horizontal-diskordant geschichteten, völlig verwitterten und ferretisierten Spatsanden und Kiesen von 10—12 m Mächtigkeit lagen. Nur die untersten 0,5—1 m dieser horizontal-diskordant geschichteten mächtigen Spatsande und Kiese waren stellenweise noch frisch und unverwittert; in der Hauptsache war diese

[1]) C. Gagel: Über die geologischen Verhältnisse der Gegend von Ratzeburg-Mölln. Dieses Jahrb. f. 1903 XXIV S. 82—84.

ganze, 10—12 m mächtige Schichtenfolge stark zersetzt und eisenschüssig, die Feldspäte der Kiesbänke großenteils verlehmt, alle Kreide- und Kalkgerölle aufgelöst und zerstört, und die ganze Schichtenfolge machte den Eindruck einer ganz besonders intensiv verwitterten und zersetzten Bildung.

Darunter lagen im Einschnitt Mergelsande und Tonmergel, unter denen am Ufer des Ratzeburger Sees in einem viele Kilometer langen Abschnittsprofil der Untere Geschiebemergel der Haupteiszeit ausstreicht.

Da über den ganz zersetzten und ferretisierten Sanden und Kiesen nicht nur völlig frischer, blaugrauer Geschiebemergel sondern auch noch — mit Erosionsdiskordanz — völlig frische, kalkhaltige Spatsande liegen, so ist dieses Profil m. E. nicht anders zu deuten, als daß vor der Ablagerung dieser unverwitterten, stark gestörten Spatsande und des frischen Oberen Geschiebemergels eine Periode gelegen haben muß, in der die Unteren Sande bis auf 10—12 m Tiefe so außerordentlich stark verwitterten und verlehmten. Aus der Mächtigkeit dieser 10—12 m tief heruntergehenden Verwitterungszone im Gegensatz zu der nur 1,2—1,8 m tief gehenden postglazialen Verwitterung ist auf die Länge der der Ablagerung des frischen Oberen Diluviums vorausgehenden Interglazialzeit und auf die Intensität der in ihr wirksamen Verwitterungsfaktoren zu schließen.

Dieselbe Erscheinung, daß unter frischen, unverwitterten Sanden bezw. unter solchen und frischem Geschiebemergel entkalkte und verwitterte Sande liegen, fand sich in Tagesaufschlüssen und Bohrungen noch mehrfach in der Umgebung von Ratzeburg und Mölln, so besonders bei Giesensdorf und Sterley (vergl. l. c. und Lieferung 140). Auch in einer früher schon von Friedrich publizierten Bohrung bei Blankensee fand ich beim Nachprüfen der Bohrproben, daß hier unter 5,74 m jungglazialen Sanden, 10,1 m normalem Oberem Geschiebemergel und 12 m normalen, sandigen kalkhaltigen Kiesen 1 m kalkfreier Spatsand mit zahlreichen humifizierten Pflanzenresten liegt (in 27,9—28,9 m Tiefe), unter dem dann normaler Kies (mit verschwemmter mariner Fauna),

Spatsand, Unterer Geschiebemergel und der Wasserhorizont folgt, also wieder eine unverkennbare interglaziale Verwitterungszone zugleich mit den Resten einer gleichzeitigen Flora, und ebenso fanden sich neuerdings in einer Bohrung bei Kulpin unter 10,5 m frischem ∂m und ∂s 3 m kalkfreie bezw. unten sehr kalkarme Spatsande und darunter dann wieder 53 m normales Unteres Diluvium.

Die Wichtigkeit und Bedeutung jenes m. E. grundlegenden Profils ist mehrfach bezweifelt worden, und man hat die dort beobachteten Erscheinungen anders zu deuten gesucht — allerdings hat keiner der Kritiker das einzig schöne Profil selbst noch gesehen.

Um die Bedeutung jenes Haupt-Profils für die Gliederung des Diluviums und seine endgültige Stellung im Diluvialprofil auch über die durch die Kartierung[1]) ermittelten Verhältnisse hinaus festzulegen, wurde auf meinen Antrag von der Kgl. Geol. L.-A. am Ausgange des Bahneinschnitts eine 100 m tiefe Bohrung ausgeführt, die das ganze Diluvium bis tief ins Tertiär hinein aufschloß. Die Bohrung wurde zuerst etwa 20 m tiefer als der Ausgang des Bahneinschnitts, dicht am See auf der Alluvialterrasse angesetzt, blieb dort bei 58 m Tiefe in grobem Diluvialkies mit außerordentlich starkem artesischem Wasserauftrieb stecken, wurde darauf unmittelbar am Ausgang des Einschnitts noch einmal begonnen und dann glatt bis auf 100 m Tiefe heruntergebracht. Dabei ergaben sich folgende Profile:

Profil der Bohrung St. Georgsberg II bei Ratzeburg.

(Oben am Einschnitt.)

Tiefe in m	Mächtigkeit in m		
0 — 1,5	2,1	Lehmig-steiniger, z. T. humoser Sand	a Abschlämmassen
1,5 — 2,1		Gelber, sandiger Lehm	»
2,1 — 3	1,9	Braungelber, feinsandiger Ton[2])	dh
3 — 4		» » »	»

[1]) Geolog. Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten 1 : 25000, Lieferung 140. Blatt Ratzeburg und Erläuterungen.

[2]) Interglazial entkalkter Tonmergel wie s. Z. im Bahneinschnitt.

4 — 5,5		Dunkelgrauer Geschiebemergel	dm
5,5— 11,5		Hellgelber »	»
11,5— 13,5		Gelblicher, kalkhaltiger, grober Diluvialsand . .	ds
13,5— 15,5	17,25	Grauer, kalkhaltiger Kies	dg
15,5— 17,5		Eisenschüssiger, kalkhaltiger, sandiger Kies	»
17,5— 18,2		Heller, kalkhaltiger Spatsand	ds
18,2— 21,2		Grauer Geschiebemergel[1]	dm
21,2— 22,2		Grauer, mergeliger Spatsand	ds
22,2— 26,2		Heller, sehr feinkörniger, kalkhaltiger Sand[2]	»
26,2— 27,0	21	Grauer kalkhaltiger Spatsand mit viel Braunkohlenholz[3]	»
27,0— 38		Grauer Spatsand, normal	»
38 — 42		» , sandiger, schwach kalkhaltiger Kies . .	dg
42 — 49	7	Grober, nordischer Kies mit Miocängeröllen, z. T. Geröllager[4]	»
49 — 50,5	1,5	Brocken von grauem Geschiebemergel und grober nordischer, kalkhaltiger Kies	δm, δg
50,5— 51,5	1	Kalkfreier, glimmerhaltiger Quarzsand	bmσ
51,5— 53	1,5	Schwach kalkhaltiger, nordischer Sand	δs
53 — 56		Kalkfreier, glimmerhaltiger Quarzsand, grau . .	bmσ
56 — 58,5		Dunkelgrauer, etwas toniger Glimmersand	»
58,5— 59,5		Sehr sandige Kohlenletten	»
59,5 — 60,5		Toniger, grauer, feiner Formsand	»
60,5 — 66,5		Ganz heller feiner Glimmersand	»
66,5— 68,5		Dergl. mit festen, dunklen Konkretionen	»
68,5— 74,5		Feiner, heller Glimmersand	»
74,5— 78,5	47	Dunkelgrauer, toniger Glimmersand mit Markasit-Konkretionen	»
78,5— 82,5		Heller, feiner Glimmersand	»
82,5— 83,5		grauer, » »	»
83,5— 85		» , etwas gröberer Quarzsand	»
85 — 88,5		Ganz dunkelgrauer, etwas toniger Quarzsand mit harten Konkretionen	»
88,5— 90,0		Quarzsand	»
90,0— 95		Braunkohlensand	»
95 — 96		Desgl. mit einzelnen roten Körnchen	»
96 —100		Heller Quarzsand	»

[1]) In der nur etwa 50 m entfernten Bohrung I reicht der dm etwa 14 m tiefer herunter (vergl. die Profiltafel).

[2]) Ohne artesisches Wasser!

[3]) Wasser bleibt unter Tage, wie in den daneben liegenden Brunnen.

[4]) Bei 45,5 *Pectunculus obovatus* und *Astarte Reymersi*, *Dentalium* usw.

Profil der Bohrung St. Georgsberg I bei Ratzeburg.

(Unten am See.)

Tiefe in m	Mächtigkeit in m		
0 — 2,5	4,75	Gelber, ziemlich grober Spatsand	Bildungen der Alluvial-Terrasse
2,5 — 4,75		» , sandiger Ton und Mergel (aufbereiteter Geschiebemergel) sowie mergeliger Sand, nach unten grau werdend	
4,75— 5,3	9	Grauer Geschiebemergel	dm
5,3 — 5,9		» feiner, mergeliger Spatsand	ds
5,9 — 8		» Geschiebemergel, sehr flintreich . . .	dm
8 — 9		» , sandiger Geschiebemergel	»
9 —12,5		Heller, normaler Spatsand, reichlich kalkhaltig	ds
12,5 —13,5		Dunkelgrauer Geschiebemergel	dm
13,5 —16	2,5	Heller normaler Spatsand	ds
16 —18	3,5	Grauer, feinsandiger Tonmergel	dh-dms
18 —19,5		» , » »	dh
19,5 —20,5	8	Sandiger Kies [1]	dg
20,5 —22,5		Heller, feiner Spatsand, kalkhaltig	ds
22,5 —25,5		» , » Kies » [2]	dg
25,5 —27,5		» , grandiger Sand, »	ds
27,5 —28,5	1	Grober Kies, kalkhaltig	dg
28,5 —30,5	17	Grandiger Sand »	ds
30,5 —32,5		» » mit Lignitgeröllen, kalkhaltig	»
32,5 —33,5		Grober Spatsand, kalkhaltig	»
33,5 —34,5		Ganz feiner, heller Spatsand, kalkhaltig	»
34,5 —35,5		Sandiger Kies, kalkhaltig	dg
35,5 —41,5		Grandiger Sand, »	ds
41,5 —42,5		» » , »	»
42,5 —45,5		Heller, feiner Spatsand, kalkhaltig, mit einzelnen Kieskörnern	»
45,5 —46,5	7	Ganz grober Kies mit faustgroßen Geröllen	»
46,5 —49,5		Größeres Geschiebelager, enthält eocänen Faserkalk, miocäne Glimmertonkonkretionen, Toneisensteingeoden, senone Kreide, Flint, Danien, miocänen Sandstein usw., viel nordisch-krystalline Geschiebe	dg bez δg
49,5 —51,5	4	Grober Kies, kalkhaltig [3]	»
51,5 —53,5		» »	»

[1]) Nach dem Bohrregister reicht der Ton bis 20,5 m.

[2]) Von 20—34 m starkes artesisches Wasser; steigt 2 m über Tage.

[3]) Mit Geröllen von Braunkohlensand.

bei 53,5		Grobe Gerölle[1]	Darunter ein schönes Windschliffgeschiebe (Kantengeschiebe, nordischer Quarzit) dg bez δg
53,5 —55	2,5	Sandiger bis grober Kies, schwach kalkhaltig, mit großen miocänen Milchquarzen, viel Flint, »Wallsteinen«, tiefroten Feldspäten	»
55 —56		Sehr heller, schwach kalkhaltiger, sandiger Diluvialkies	»
bei 56,5	2	Ganz feiner, glimmerreicher, kalkfreier Quarzsand mit Geröllen von Kohlenletten und Resten von Braunkohlenholz	bms
56,5 —57,5		Desgl.	»
57,5 —58		Sehr feiner, glimmerhaltiger, kalkfreier Quarzsand	»
58 —58,6	0,6	Grober, kalkhaltiger, nordischer Kies mit großen Flinten, einem »Wallstein« und einem Eocängeschiebe!	δg

Eine dritte, neuerdings in einiger Entfernung hiervon auch unten am See ausgeführte Bohrung ergab ebenfalls bis 14,5 m Tiefe Unteren Geschiebemergel mit Einlagerungen von Sand, Mergelsand und Kies und darunter den artesischen Wasserhorizont.

Es ist also durch die obere Bohrung unter 1,9 m Ton, der das Ausgehende des im Bahneinschnitt beobachteten Tonmergels ist, ein im ganzen 17,25 m mächtiger Unterer Geschiebemergel (einschließlich einer 7 m mächtigen Einlagerung von Spatsand) gefunden, der in der Mächtigkeit mit dem durch Kartierung schon festgestellten und durch andere Brunnenbohrungen in der Nähe aufgeschlossenen Unteren Geschiebemergel übereinstimmt, darunter 21 m normaler Spatsand und 7 m grober nordischer Kies mit dem Wasserhorizont, darunter eine 1,5 m mächtige Schicht von grobem Kies und von Brocken und Geröllen eines älteren, tiefgrauen Geschiebemergels, der sehr viel verarbeitetes Braunkohlentertiär enthält, 1 m feiner glimmerhaltiger Quarzsand (verschleppte Miocänscholle), 1,5 m normaler nordischer Sand und 47 m miocäne Braunkohlenbildung.

Der kartierte Untere Geschiebemergel unter dem Interglazial ist also durch 28 m wasserführende Sande und grobe Kiese von

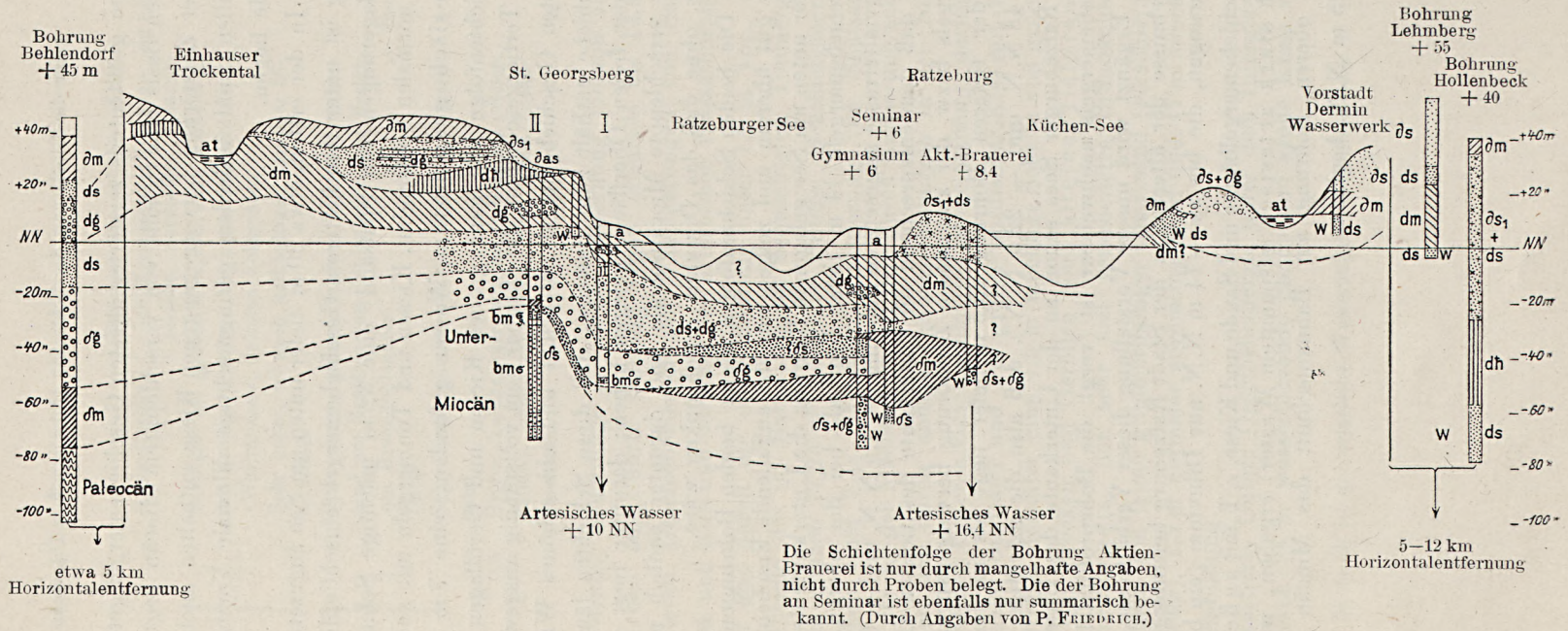
[1] Von 51 m ab ist der artesische Wasserauftrieb besonders stark.

einem größtenteils zerstörten ältesten Geschiebemergel getrennt, an dessen Basis eine Scholle von verschlepptem Miocän liegt (die aus seiner Zerstörung hervorgegangenen Kiese enthalten auch Miocänfossilien) und außerdem geringmächtige diluviale Vorschüttungssande liegen.

In der ersten, etwa 20 m tiefer unten am See angesetzten Bohrung ist unter 9 m Unterem Geschiebemergel (einschließlich 4,1 m Einlagerungen von Spatsand) eine 32 m mächtige Schichtenfolge von normalen Spatsanden, Kiesen und Tonmergeln mit sehr stark artesisch gespanntem Wasser gefunden, eine 7 m mächtige Schichtenfolge von ganz groben Kiesen und Geröllagen mit sehr viel Tertiärgeschieben, die offenbar dem vollständig ausgewaschenen tiefsten Geschiebemergel entspricht und ein schönes Windschliffgeschiebe enthält zum Beweise, daß diese Schichten längere Zeit an der freien Oberfläche gelegen haben; darunter liegt wiederum eine verschleppte Miocänscholle und darunter endlich nordischer Kies, ohne daß das Diluvium durchsunken wäre.

Die beiden Schichtenfolgen dieser beiden Bohrungen stimmen sehr gut überein und zeigen nur die auffallende Erscheinung, daß in der unten am See gelegenen Bohrung die Unterkante des Unteren Geschiebemergels 14 m tiefer liegt als bei der oberen, auf der Diluvialterrasse angesetzten Bohrung (— 7,5 N.N. und + 6,5 N.N.), und daß dem entsprechend die Unterkante des tiefsten Geschiebemergels bezw. der aus dessen Zerstörung hervorgegangenen Kiese in der tieferen Bohrung 25,5 m tiefer liegt als in der höheren (— 48 N.N. und — 22,5 N.N.), daß also die mächtige Hohlform des Ratzeburger Sees schon an der Unterkante des Untersten Geschiebemergels nachweisbar ist (vergl. die Bohrprofiltafel, S. 392).

Ergänzt wird unsere Vorstellung dieser Verhältnisse durch die Ergebnisse der älteren, in der Stadt Ratzeburg heruntergebrachten Bohrungen, die bis zu — 74 m N.N. nur Diluvium (ein bezw. zwei Geschiebemergelbänke und Sande und Kiese, z. T. mit außerordentlich stark artesisch gespanntem Wasser) ergaben, während in der oberen Bohrung am Bahneinschnitt das Miocän schon in — 25 m N.N. beginnt.



Die Schichtenfolge der Bohrung Aktien-Brauerei ist nur durch mangelhafte Angaben, nicht durch Proben belegt. Die der Bohrung am Seminar ist ebenfalls nur summarisch bekannt. (Durch Angaben von P. Friedrich.)

Profil durch die Ratzeburger Bohrungen.

Wir haben also unter der interglazialen Verwitterungszone zwei Geschiebemergel, die durch 16,5 bezw. 30 m Sand und Kies mit einem ergiebigen, z. T. stark artesisch gespanntes Wasser enthaltenden Wasserhorizont getrennt sind, sowie auch durch Windschliffgeschiebe, und der untere Geschiebemergel bezw. dessen Zerstörungsprodukte enthalten auffallend viel umgelagertes Tertiärmaterial. Ganz analoge Verhältnisse liegen bekanntlich am Rothen Kliff auf Sylt vor, wo unter dem Unteren Geschiebemergel der Haupteiszeit mit der bis fast 20 m mächtigen interglazialen Verwitterungszone ebenfalls eine Sandschliffzone des älteren Interglazials mit Windschliffgeschieben liegt, und darunter die ästeste Moräne der ersten Eiszeit. Wir dürfen deshalb und aus unseren sonstigen Erfahrungen über die Gliederung des schleswig-holsteinschen Diluviums[1]) diese beiden Geschiebemergel wohl als die Grundmoränen zweier getrennter Vereisungen betrachten.

Es ist nun von Lepsius, Geinitz und anderen Geologen mehrfach der Versuch gemacht worden, die Beweiskraft dieser zwischen frischen Diluvialschichten liegenden mächtigen Verwitterungszonen, die sich hinterher auch noch bei Schwarzenbeck, Elmshorn, Kiel, Süderstapel, am Kaiser Wilhelmkanal bei Lütjenbornholt, bei Lüneburg, Parchim usw. gefunden haben, dadurch abzuschwächen, daß man behauptet hat, die Entkalkung tieferer Diluvialhorizonte könne auch durch den Grundwasserstrom erfolgt sein und brauche keine interglaziale Verwitterung zu bedeuten, und andererseits könne der Kalkgehalt durch metasomatische Umsetzung vermittels eisenhaltiger Gewässer verdrängt und so diese eisenschüssigen Bildungen entstanden sein.

Die theoretische Möglichkeit des ersten Vorgangs ist zuzugeben; daß der zweite Fall stellenweise wirklich eingetreten ist, ist erweisbar; aber das Ratzeburger Profil, ebenso die von Wiek-Kiel, Schwarzenbeck und Süderstapel, sind ausgezeichnet geeignet,

[1]) C. Gagel, Die Gliederung des schleswig-holsteinschen Diluviums. Dieses Jahrbuch für 1911, XXXI, Teil II, S. 193—252.

Ders., Neuere Fortschritte in der Geologie Schleswig-Holsteins. Schriften des Naturwiss. Vereins von Schleswig-Holstein XV, 1912, S. 223—254.

zu erweisen, daß jene theoretischen Möglichkeiten gerade bei diesen von mir als interglazial aufgefaßten Stellen nicht eingetreten sind, sondern daß es sich hier um wirkliche Interglazialzersetzungen, eingetreten vor Ablagerung des darüber liegenden frischen Diluviums, handelt.

Was nun zuerst die theoretische Möglichkeit betrifft, daß der Kalkgehalt von Sand- und Kiesschichten durch das circulierende Grundwasser fortgeführt sei, so gilt auch hier vor allem der Satz »Wasser allein tuts freilich nicht«; es muß stark kohlensäurehaltiges Wasser sein, das merkliche Lösungserscheinungen hervorruft, und derartiges, mit Kohlensäure beladenes Wasser findet sich nach unseren Erfahrungen bei uns nur in den obersten Schichten unter dem Einfluß von Atmosphäre und Vegetation, nicht in tieferen Schichten, wo es bei dem Durchgang durch die obersten kalkhaltigen Diluvialschichten schon seine Lösungsfähigkeit eingebüßt hat. Es ist jedenfalls sehr auffällig, daß bei den vielen tausenden Wasserbohrungen, die in der Geolog. Landesanstalt untersucht sind, und in denen naturgemäß besonders auf die wasserführenden Schichten geachtet wird, fast niemals solche entkalkten Grundwasserträger beobachtet sind, und das wird einleuchtend, wenn wir bedenken, daß diese groben Diluvialsande und Kiese 12—25 % Kalk enthalten, also nicht so schnell diesen hohen Kalkgehalt verlieren.

Auch hier in dem Ratzeburger Diluvialprofil zeigt es sich, daß die Entkalkungs- und Verwitterungszone in den völlig trockenen Unteren Sanden liegt, daß dagegen die tieferen Sande und Kiese mit dem starken, artesisch außerordentlich gespannten Grundwasserstrom, der, wie wir aus anderen Beobachtungen wissen, in stärkster Bewegung nach der Ostsee zu sich befindet, völlig normal kalkhaltig sind!

Die eisenschüssig verwitterten Sande und verlehmten Kiese des Einschnitts können diese ihre Beschaffenheit eben nur unter dem ungehinderten Zutritt von Luft und Kohlensäure, also bei Abwesenheit eines ständigen, luftabschließenden Grundwasserstroms erhalten haben, und tatsächlich ist von einem derartigen Grundwasserstrom in dem Einschnitt auch nichts zu spüren; und

wenn man annehmen wollte, daß ein derartiger, stark kohlensäurehaltiges Wasser enthaltender Grundwasserstrom etwa früher vorhanden gewesen und auf unerklärte Weise jetzt verschwunden sei, so widerspricht dem das reichliche Vorhandensein von Eisenhydroxyd, das sich eben nicht bei Luftabschluß, sondern nur bei ungehindertem Luftzutritt bilden kann, also bei Bedingungen, wie sie nur bei Oberflächenverwitterung eintreten. Bei Kiel-Holtenau und Grünenthal,, wo der intakte, blaugraue Obere Geschiebemergel in sich eingewickelt völlig abgeschlossene, aber doch vollständig verwitterte und eisenschüssig zersetzte Schollen von älteren Spatsanden enthält, ist es aus der Betrachtung der großen Aufschlüsse evident, daß die Verwitterung dieser großen, rings abgeschlossenen Schollen vor der Ablagerung des völlig frischen Geschiebemergels erfolgt sein muß, in dem sie gewissermaßen als große Geschiebe liegen[1]), und auf der Umlagerung derartiger älterer, verwitterter Sandkomplexe dürften auch die ganz vereinzelten Beobachtungen beruhen, bei denen man schichtweise in normalen, kalkhaltigen, jungen Spatsanden dünne Lagen von kalkfreien Sanden gefunden hat.

Damit ist m. E. schon die Hinfälligkeit dieses Gegenargumentes von dem auslaugenden Grundwasserstrom für den vorliegenden Fall erwiesen. Des weiteren kommt aber dazu, daß, wenn eine derartige Entkalkung in wasserdurchlässigen Schichten zwischen zwei undurchlässigen Geschiebemergelbänken durch den — hier jetzt jedenfalls nicht vorhandenen — Grundwasserstrom herbeigeführt werden soll, diese Entkalkung doch mindestens von oben her und gleichmäßig eintreten müßte.

Tatsächlich liegen aber im Ratzeburger Einschnitt (ebenso wie bei Wiek-Kiel, Sckwarzenbeck[2]) und Süderstapel l. c.) auf den entkalkten und verwitterten, dabei wasserfreien Sanden und Kiesen mit unregelmäßiger, diskordanter Grenze, die die Schich-

[1]) Vergl. auch Erläuterungen zu Blatt Hamwarde, Lieferung 168, Abbildung 6.

[2]) Geologische Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten, Lieferung 168, Blatt Hamwarde und Schwarzenbeck nebst Erläuterungen.

tung der verwitterten Schichten abschneidet, ganz frische, kalkhaltige (und gestauchte) Sande.

Die Zersetzung und Entkalkung hält sich also an eine junge geologische Grenze innerhalb des Sandhorizontes, nicht an eine Grenze oder Änderung der physikalischen Bedingungen!![1])

Was nun den zweiten Fall der metasomatischen Verdrängung des Kalkgehaltes durch eisenhaltiges Grundwasser anbetrifft, so ist dieser Fall tatsächlich beobachtet — aber auch unter ganz anderen Umständen.

In gewissen, zeitweise wasserhaltigen Sandschichten im Geschiebemergel oder an der Unterseite von Geschiebemergelbänken habe ich z. B. bei Holtenau-Kiel einen starken Eisengehalt beobachtet, ebenso z. T. einen starken Mangangehalt, die mir durch derartige metasomatische Umsetzungen entstanden zu sein schienen bezw. nachweislich dadurch entstanden waren. Aber erstens sind derartige metasomatisch veränderte Schichten fast niemals ganz kalkfrei, sondern zeigen fast immer noch einen beträchtlichen Kalkgehalt neben dem Eisen- und Mangangehalt, zweitens sind es dann eben Schichten, die mindestens zeitweilig Wasser führen, das doch der Träger der kalkverdrängenden Eisen- und Manganlösungen ist — während der Ratzeburger Einschnitt (ebenso wie der von Schwarzenbeck und Süderstapel) völlig trocken ist; drittens ist bei diesen durch Metasomatose oder durch vielfaches Schwanken des Grundwasserspiegels und des Luftgehaltes eisenschüssig gewordenen Sanden zwar ein Eisengehalt vorhanden,

[1]) Daß selbst blaugrauer Geschiebemergel auch von unten her von trockenen, lufthaltigen Sandschichten aus oxydiert und braun gefärbt werden kann, habe ich am Kaiser Wilhelmkanal mehrfach beobachtet, so besonders bei Holtenau-Wiek. Es handelt sich dabei aber immer nur um eine Farbenänderung und Oxydation der grauen Eisenoxydulverbindungen, nicht um wirkliche Verwitterung, und auch nicht um Entkalkung, wie ich gegenüber neueren Angaben, die auf Grund mangelhafter Beobachtung diese Erklärung auch für die interglazialen Verwitterungszonen bei Grünenthal-Lütjenbornholt in Anspruch nehmen, ausdrücklich feststellen möchte.

aber die Feldspäte der Diluvialsande sind völlig frisch, während das Hauptcharakteristikum der von mir für interglazial gehaltenen Verwitterungszonen die starke Zersetzung und Verlehmung der Feldspäte ist, die eben auf besonders intensive Verwitterungsvorgänge hinweist.

Endlich habe ich schon bei einer früheren Gelegenheit[1]) darauf hingewiesen, daß wir auch entkalkte und ausgelaugte, aber völlig helle, eisenfreie Verwitterungszonen haben, wo also von metasomatischer Umsetzung nicht die Rede sein kann.

Zum Schluß ist dann noch mehrfach darauf hingewiesen worden, daß ein Teil dieser Verwitterungszonen (Wiek-Kiel, Süderstapel, Lütjenbornholt, Lüneburg, Parchim usw.) in Verbindung mit pflanzenführenden Ablagerungen steht, die allein schon durch ihre Existenz, z. T. auch durch die recht wärmeliebende Flora das gleichzeitige Vorhandensein eisfreier, warmer Zeiten beweisen, die die Entstehung jener Verwitterungserscheinungen — der charakteristischen Erscheinungen alter Landoberflächen — verständlich machen.

Daß bei naheliegendem Inlandeisrande Eichen, Buchen, Sommerlinde, Ahorn, Stechpalme, Haselnuß, Walnuß, *Brasenia purpurea* usw. an diesen Torfmooren gewachsen sind, wird trotz der dahingehenden, immer wiederholten Behauptungen von Lepsius wohl kein Geologe mehr für möglich halten, besonders seit wir durch einwandfreie Beobachtungen aus Ostpreußen und Schleswig-Holstein wissen, welche Flora wirklich dicht am Eisrande zur Zeit kurzer Interstadien lebte[2]).

Solange also die hier angeführten Gründe nicht durch andere bessere Beobachtungen und Argumentationen widerlegt und hinfällig

---

[1]) Über interglaciale Verwitterungszonen in Schleswig-Holstein Z. d. D. Geol. G. 1910 S. 324.

[2]) Harbort, Über fossilführende, jungglaziale Ablagerungen von interstadialem Charakter im Diluvium des baltischen Höhenrückens in Ostpreußen. Dieses Jahrb. 1910, XXXI, II, 81—128.

Gagel, l. c. Schriften Naturw. Vereins Schlesw.-Holst. S. 242 und eine demnächst hier erscheinende Arbeit über die Dryastone.

gemacht sind, scheint es mir nicht angängig zu sein, die Existenz und Beweiskraft dieser über so große Gebiete verbreiteten und genau ebenso auch in Nordamerika beobachteten interglazialen Verwitterungserscheinungen zu bezweifeln oder zu ignorieren.

Was nun die weitere Gliederung des Diluvialprofils und die Argumente für eine dreimalige Vergletscherung Norddeutschlands betrifft, so habe ich diese an den angeführten Stellen für Schleswig-Holstein zusammengestellt. Wichtig ist dieses Ratzeburger Diluvialprofil nun deshalb, weil hier die dritte Stelle ist (neben Kiel und Lockstedt-Hamburg), wo drei sicher verschiedene Geschiebemergel über einander in demselben Profil liegen.

Bei Kiel und Ratzeburg sind nur die beiden höheren Geschiebemergel durch Interglazialbildungen, die beiden tieferen durch den mächtigen Sandhorizont mit stark artesisch gespanntem Grundwasser getrennt; bei Lockstedt dagegen sind die beiden tieferen Geschiebemergel durch die sehr mächtige fluvioglaziale Serie und Interglazialbildungen von einander geschieden; bei Elmshorn, wo drei glaziale Serien durch zwei Interglaziale getrennt über einander liegen, ist das unterste Glazial nur durch frische Sande und Tonmergel, aber nicht durch Geschiebemergel belegt. Auch jenseits der Elbe, bei Lüneburg und Ochtringen, sind jetzt 3 glaziale Serien, getrennt durch zwei interglaziale Verwitterungszonen, bekannt geworden.

Nimmt man dazu die Stellen, wo das tiefere Interglazial (Eemfauna usw.) zwar nur von einem, aber dafür interglazial so außerordentlich intensiv und bis 12 m tief zersetzten und verwitterten Geschiebemergel bedeckt wird, der stratigraphisch nach der Kartierung — wenn auch nicht in demselben sichtbaren Profil — von jüngerem pflanzenführenden Interglazial überlagert wird, so scheint mir der tatsächliche Nachweis dreier getrennter Eiszeiten für Norddeutschland einwandfrei erbracht, zumal entsprechende Verhältnisse, wie sie hier bisher ausführlich für Schleswig-Holstein auseinander gesetzt sind, auch in dem wesentlich südlicher gelegenen Gebiet der Gegend von Halle durch die Arbeiten von Weissermel

und SIEGERT[1]) nachgewiesen sind, und Tatsachen, die nach derselben Richtung hin beweisend sind, auch vom Rhein, hauptsächlich durch die Arbeiten von P. G. KRAUSE[2]), bekannt gemacht wurden.

[1]) SIEGERT und WEISSERMEL: Das Diluvium zwischen Halle und Weißenfels. Abh. d. Pr. Geolog. L.-A., N. F. Heft 60, 1911.

[2]) P. G. KRAUSE: Über einen fossilführenden Horizont im Hauptterrassendiluvium des Rheins. Dieses Jahrb. f. 1909, XXX, II S. 71. — Einige Beobachtungen im Tertiär und Diluvium des westlichen Niederrheingebiets. Ebenda 1912, XXXII, II S. 126.

Berlin, den 19. Dezember 1912.

Über fossilführende Interglazialablagerungen bei Oschersleben und Ummendorf (Prov. Sachsen) und über die Gliederung des Magdeburg-Braunschweigischen Diluviums im allgemeinen.

Von Herrn **Th. Schmierer** in Berlin.

Mit 2 Textfiguren.

Die geologische Spezialaufnahme ist in den letzten 5 Jahren aus den rechtselbischen Gebieten des Flämings vorgerückt einerseits in die südlich und südwestlich, andererseits in die westlich gelegenen Lößgebiete zwischen Magdeburg und Braunschweig. In der schwierigen Frage des Alters der Vereisungen haben die gemeinsamen Aufnahmen wenigstens für das Gebiet zwischen Magdeburg und Braunschweig schließlich eine erfreuliche Übereinstimmung ergeben, wenn auch im einzelnen über die Zugehörigkeit einiger Grundmoränen und Sande teilweise noch Unsicherheit und Meinungsverschiedenheit besteht.

Wie in den meisten norddeutschen Lößgebieten, so kann auch im Magdeburg-Braunschweigischen überall da, wo neben Löß Geschiebemergel sowie eine beliebige ältere Ablagerung aufgeschlossen ist, nachgewiesen werden, daß eine beträchtliche Erosions- oder Denudationsdiskordanz zwischen Löß und Geschiebemergel liegt[1]). Diese macht sich dadurch geltend, daß der Löß mehr oder weniger tief in das Niveau des Geschiebe-

[1]) Vergl. E. Harbort, Exkursion zum Dorm bei Königslutter. 3. Jahresber. d. Niedersächs. geol. Ver. Hannover 1910, S. VI, sowie Th. Schmierer, Die stratigraphischen Verhältnisse des Blattes Helmstedt. Dieses Jahrb. 1910 II, S. 508.

mergels (oder äquivalenter Bildungen) eingreift, stellenweise so weit, daß der Geschiebemergel bis auf die bekannte Steinsohle verschwindet oder nur noch in Taschen des älteren Gesteins sich erhalten hat. Schwerer nachweisbar ist die Diskordanz natürlich an Stellen, wo sie weniger tief gegriffen hat. Wenn v. Linstow[1]) aus der nicht zu bestreitenden Tatsache, daß der Löß und der darunterlagernde Geschiebemergel in der Regel einen gleichmäßigen Kalkgehalt aufweisen, schließt, »daß die Bedeckung durch Löß unmittelbar oder fast unmittelbar nach Ablagerung des Geschiebemergels bezw. der Sande und Kiese stattgefunden hat, ehe eine tiefgründige Verwitterung dieser Bildungen Platz greifen konnte«, so kann ich dem nicht beipflichten. Denudation und Erosion arbeiten insbesondere in undurchlässigen Gebieten nicht selten rascher als die Verwitterung, und in diesem Falle liefert eine Erosionsdiskordanz das Beweismittel für die Lücke in der Sedimentation. Auch andere Ursachen können die Verwitterung verhindern oder verlangsamen[2]). Sollte ein derartiger — vielleicht geringfügiger und deshalb schwer nachweisbarer — Hiatus zwischen Löß und Geschiebemergel nicht auch bei Cöthen vorhanden sein?

Bei der weiten Verbreitung dieser Erscheinung der Erosions- und Denudationsdiskordanz können unmöglich lokale Vorgänge dafür verantwortlich gemacht werden. Die Ursachen müssen in den klimatischen Verhältnissen einer und derselben Periode gesucht werden. Bei dem bedeutenden Ausmaß der Abtragung kann es sich nur um größere Zeitläufte mit regelmäßigen und reichlichen Niederschlägen handeln, um eine Epoche mit ozeanischem Klima. Als eine solche kann nur die letzte Interglazialzeit in Betracht kommen. Die bei der Abtragung weggeführten Sedimente sehen wir wieder in den Fluß- und Beckenablagerungen des letzten Interglazials. Der Hiatus an der Basis des Lösses entspricht also nach meiner Überzeugung zum größten Teil zeitlich den Ablagerungen der II. Interglazialzeit (bei Annahme von 3 Vereisungen).

[1]) O. v. Linstow, Löß und Schwarzerde in der Gegend von Köthen. Dieses Jahrb. 1908, T. I, S. 127.

[2]) O. Tietze, Die geologischen Verhältnisse der Umgegend von Breslau. Dieses Jahrb. f. 1910, XXXI, T. I, S. 280.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Bei diesen Erwägungen spielt die Frage nach dem näheren Alter des Lösses — in unserem Gebiet handelt es sich bekanntlich nur um einen einzigen Löß — keine wesentliche Rolle, und ich habe daher keine Veranlassung, an dieser Stelle auf sie einzugehen.

Ist die Annahme, daß der Hiatus zwischen Löß und Grundmoräne der II. Interglazialzeit entspricht, richtig, so muß jener auch in Gebieten, über welche die letzte Vereisung sicher hinweggegangen ist, wenigstens lokal vorhanden sein. Das ist in der Tat der Fall. Südöstlich von Berlin auf beiden Seiten der Görlitzer Bahn und in der Potsdamer Gegend kann nahezu in jeder tieferen Grube eine durchgehende kräftige Diskordanz beobachtet werden, die bald mehr bald weniger tief in die Unterlage eingreift. Von der Abtragung ist in der Regel der »Untere« Geschiebemergel ergriffen worden, In benachbarten Gruben kann oft Schritt für Schritt festgestellt werden, wie unter der Diskordanzlinie der ältere Geschiebemergel zunächst noch als zusammenhängendes Band, dann nur noch in Taschen der Unterlage, als »Steinsohle«, schließlich überhaupt nicht mehr erhalten ist. In der Diskordanzlinie liegen alle Interglaziale der Berliner Umgebung, mögen sie aus Torf, Faulschlammbildungen, Wiesenkalk oder Sand bestehen, und wer in den zahlreichen Gruben, in denen Knochenreste des Rixdorfer Horizontes gefunden worden sind, bei den Arbeitern nach ihrer Lagerstätte fragt, wird regelmäßig auf diese Diskordanzlinie oder die unmittelbar darüber liegenden Sande und Kiese hingewiesen werden. Die Wichtigkeit dieser Schichtenlücke für die kartographische Aufnahme des Diluviums braucht danach nicht weiter betont zu werden.

Aus den bisherigen Ausführungen ergibt sich, daß die unter dem Löß der Magdeburg-Braunschweiger Gegend auftretenden Grundmoränen usw. nicht der letzten Vereisung angehören. Damit wird auch denjenigen Grundmoränen ihre stratigraphische Stellung zugewiesen, die sich als unmittelbare Unterlage des Lösses aus den von ihm eingenommenen Gebieten nach Norden erstrecken. Hierher gehören beispielsweise die ausgedehnten Grundmoränenflächen auf den Blättern Helmstedt, Weferlingen und — nach

den Aufnahmen der Herren HARBORT und MESTWERDT — Süpplingen, Gr. Twülpstedt und Heiligendorf, ferner die Geschiebemergelflächen auf den von Herrn WIEGERS aufgenommenen Blättern Erxleben und Neuhaldensleben usw. Hierher rechne ich auch Grundmoränenflächen, die im Magdeburger Gebiet noch auf die rechtselbische Seite hinübergreifen und große Teile der Blätter Biederitz, Möckern, Loburg, Leitzkau, Lindau, Barby und Zerbst umfassen. Bei der Aufnahme dieser Blätter sind sämtliche oberflächlich verbreiteten Grundmoränen der jüngsten Vereisung zugerechnet und dementsprechend dargestellt worden. Ich habe aber in meiner das Loburger Faltungsgebiet behandelnden Arbeit[1]) mehrfach zu verstehen gegeben, daß diese Darstellung sich nicht auf gewichtige Gründe stützt, daß ich, ohne die Unrichtigkeit einer abweichenden Anschauung beweisen zu können, mich der auf den Nachbarblättern vertretenen Auffassung anschließe, so auf S. 127 mit den Worten: »Mag man nun den gefalteten Geschiebemergel einer älteren oder der jüngsten Vereisung zurechnen — eine Frage, die ich von unserem Gebiet aus nicht zu entscheiden vermag: — das erscheint mir jedenfalls sicher, daß eine Trennung zwischen einer gefalteten älteren und einer ungefalteten jüngeren Grundmoräne nicht durchzuführen wäre«.

Nach den heutigen Erfahrungen möchte ich die Grundmoräne des Loburger Faltungsgebietes — auf die Einzahl der dort vorhandenen Grundmoränen habe ich schon damals mit Nachdruck hingewiesen — wie auch den Vorgang der Faltung in die vorletzte Eiszeit stellen und damit sämtliche Grundmoränen, die in weiten Ebenen das Faltungsgebiet auf den obengenannten Blättern umgeben. Auch Herr WIEGERS ist hinsichtlich seiner Blätter Barby und Zerbst zu dieser Auffassung gelangt und autorisiert mich zu dieser Feststellung. Zur letzten Vereisung rechne ich dagegen nach wie vor die Flämingsendmoräne, den zugehörigen Sander im Vorlande

[1]) TH. SCHMIERER, Über ein glazial gefaltetes Gebiet auf dem westlichen Fläming, seine Tektonik und Stratigraphie usw. Dieses Jahrb. f. 1910, XXXI, T. I, S. 105—135.

und die kümmerlichen Grundmoränenreste im Hinterlande. Die ausgedehnten Flächen einer in der Regel fetten, tonreichen Grundmoräne, die im Vorlande der Flämingsendmoräne zwischen ihr und der Elbe auftreten, schließen sich zwanglos an die petrographisch gleichartigen Grundmoränen der linkselbischen Lößgebiete an und stehen in deutlichem Gegensatz zu dem Typus des Geschiebemergels, wie er auf den Hochflächen des übrigen Flämmings verbreitet ist, in der Regel in geringmächtigen Resten, in auffallend sandiger oder sandig-kiesiger Ausbildung. Die heutige Oberflächengestaltung des Loburger Faltungsgebiets, die vollkommene Umkehrung des ursprünglichen geologischen Bildes in der Topographie, ist lediglich auf Rechnung der Denudation zu setzen, wie ich schon in meiner früheren Arbeit hervorgehoben habe. Wir sehen nicht mehr die ursprünglichen Formen vor uns, sondern gewissermaßen ein Rumpfgebirge im Kleinen. Auch das spricht für ein höheres Alter der am Aufbau des Faltungsgebietes beteiligten Diluvialablagerungen. v. Linstow[1]) hat hervorgehoben, daß die Verwitterungserscheinungen am Geschiebemergel in Gebieten, die nach allgemeiner Auffassung der jüngsten Vereisung angehören, ebenso tief greifen wie am Geschiebemergel in seinem linkselbischen Aufnahmegebiet, und er hat daraus den Schluß gezogen, daß beide gleichaltrig seien. Auch in dieser Beziehung kann ich mich seinen Schlußfolgerungen nicht anschließen. Ich habe entschieden den allgemeinen Eindruck gewonnen, als wären die Grundmoränen der südlichen Mark in ihrer ursprünglichen, nicht verwitterten Form weit sandiger und daher durchlässiger und der Verwitterung leichter zugänglich als die Grundmoränen, die ich bisher in den Lößgebieten kennen gelernt habe[2]). Greift also die Entkalkung in einem sandigen und einem tonigen Geschiebemergel gleich tief, so ist dafür keineswegs dasselbe Zeitmaß erforderlich. Aber auch bei zwei petrographisch gleichartig

[1]) v. Linstow, Das Alter des Lösses am Niederrhein und von Köthen-Magdeburg. Dieses Jahrb. f. 1910, XXXI, T. I, S. 313—339.

[2]) Selbstverständlich halte ich nach den Erfahrungen, die wir bisher in dieser Beziehung gemacht haben, dieses nur ganz allgemein zutreffende Merkmal nicht für ausreichend zur Unterscheidung verschiedenaltriger Grundmoränen.

entwickelten Grundmoränen wird die Verwitterung ungleichmäßig fortschreiten, weil, wie schon oben ausgeführt worden ist, je nach den herrschenden örtlichen und klimatischen Verhältnissen auch das Maß der Abtragung wechselt. Niemand wundert sich darüber, wenn beispielshalber ein seit Beginn der Tertiärzeit oder noch länger der Einwirkung der Atmosphärilien ausgesetzt gewesener Juraton weniger tief verwittert ist als ein Geschiebemergel der letzten Vereisung, auch wenn er so tonreich entwickelt ist, wie etwa vielfach in Schleswig-Holstein, Pommern oder Ostpreußen.

In der Lüneburger Heide hat STOLLER[1]) die ungefähre Südgrenze der letzten Vereisung in das Allertal gelegt. Als Vertreter der letzten Vereisung faßt er lediglich die Geschiebesanddecke auf, die sich in der Regel als dünner Schleier über einen interglazial modellierten, aus altglazialen Schichten bestehenden Sockel legt. Ganz ähnlich liegen die Verhältnisse an der oberen Aller, in dem Gebiet, das die Verbindung zwischen der eigentlichen Lüneburger Heide und dem Fläming herstellt. WIEGERS[2]) hat hierüber aus der Gegend von Calvörde berichtet. In der Gegend von Weferlingen-Öbisfelde überschreitet die Geschiebesanddecke, mit der auch noch geringe sandige Grundmoränenreste in Verbindung stehen, noch etwas das Allertal. Ich identifiziere sie hier mit den entsprechenden Bildungen der Lüneburger Heide und schließe mich auch bezüglich ihrer Entstehung der STOLLER'schen Auffassung an. Wie weit aber der Sockel der Geschiebesanddecke als Vorschüttungsbildung der jüngsten, oder als Rückzugsbildung der vorletzten Vereisung angehört, das ist im einzelnen im oberen Allergebiet schwer zu entscheiden. Die Tatsache, daß die Geschiebesanddecke ungefähr dieselbe Verbreitung zeigt wie die diskordant darunterliegenden Sande, spricht mehr für ein gleiches geologisches Alter. Wie dem auch sei, das eine scheint mir sicher zu sein, daß die weit verbreiteten Grundmoränen im Südosten der mächtigen Sande der

[1]) J. STOLLER, Die Landschaftsformen der südlichen Lüneburger Heide, vom geologischen Standpunkt betrachtet. 2. Jahresber. Niedersächs. geol. Ver. Hannover 1909, S. 120—131.

[2]) F. WIEGERS, Aufnahmebericht Blätter Calvörde, Uthmöden, Mieste, Letzlingen. Dieses Jahrb. f. 1904, XXV, S. 659.

LüneburgerHeide, am Südrande des Calvörder und Neuhaldenslebener Sandgebietes und des westlichen Flämings unter den letzteren auftauchen (nicht etwa mit ihnen verzahnt sind), und daß sie der vorletzten Vereisung angehören. Bei der kartographischen Darstellung wird man den tatsächlichen Verhältnissen am nächsten kommen, wenn man die Südgrenze der letzten Vereisung im großen und ganzen zusammenfallen läßt mit der Nordgrenze der oberflächlichen Verbreitung jener Grundmoränen.

Aus dem Gebiete nun, das nach meiner bisher dargelegten Auffassung vom letzten Inlandeise nicht mehr überschritten worden ist, seien im Folgenden zwei Punkte mit fossilführenden diluvialen Ablagerungen beschrieben.

1. Das Interglazial I von Oschersleben.

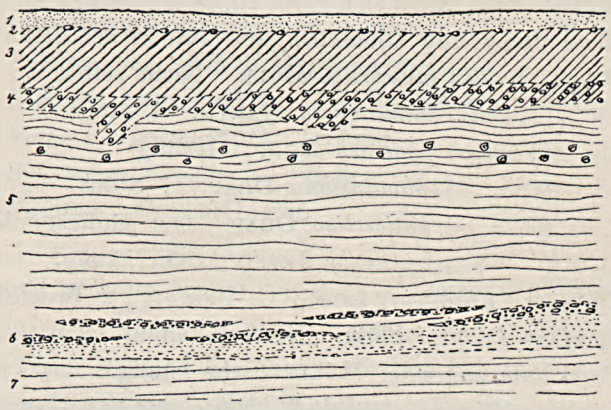
Nördlich Oschersleben liegt, etwa 1 km von der Stadt entfernt, zwischen den Wegen Oschersleben—Alt-Brandsleben und Oschersleben—Emmeringen eine Ziegeleigrube, die nach der Ewald'schen Karte auf mitteloligocänem Septarienton liegen müßte. Mitteloligocäne Schichten sind jedoch erst weiter westlich und nördlich — hier anscheinend in der Form von Schollen und Aufpressungen, die mit glazial aufgeschütteten Sanden und Kiesen in Verbindung stehen — aufzufinden. Das Profil der Ziegeleigrube zeigt ausschließlich diluviale Schichten und zwar (vergl. Fig. 1):

1. Löß, durchschnittlich . . . . . 0,6 m
2. »Steinsohle«, aus einzelnen Geschieben bestehend . . . . . — »
3. Sandig-lehmige Grundmoräne mit vorwiegend kleineren, aber auch vereinzelten größeren Geschieben. Vereinzelte Sandnester, nahe der Basis vielfach ein etwa 10 cm mächtiges Tonband. Geschiebeführung gemischt . . . . . 1,6 »
4. Lehmig-kiesige Grundmoräne, bisweilen in eine Kiespackung übergehend. Geschiebe teils nordisch, teils einheimisch, durchschnittlich walnußgroß. Vielleicht in die Grundmoräne verarbeitete Flußschotter. Die untere Grenze steigt wellenförmig auf und ab, greift bisweilen auch zapfenförmig in die Unterlage ein. 0,3 bis 1 m, durchschnittlich . . . . . 0,6 »
5. Gelbliche bis grünliche, mehr oder weniger sandige Tone und Feinsande. In diese ist ohne scharfe Grenze, etwa 1 m unter der Unterkante von (4), ein kalkreicher, sandiger, scheinbar auch etwas

humoser Mergel von etwa 0,5 m Mächtigkeit eingelagert. Dieser enthält zahlreiche Molluskenschalen . . . . . etwa 4 m
Wegen des in der Grube stehenden Wassers schwer zugänglich:

6. An der Basis von (5) sind durch die ganze Grube mehrere Streifen und Linsen eines braunroten (Eisenoxydhydrat!) Sandes oder Kieses zu verfolgen. Der Kies enthält vorwiegend Feuersteine und wohlgerundete Rätsandsteine. Die unterste, kräftigste Kies- bezw. Sandlage hat eine Mächtigkeit von . . . . . 0,2-0,4 »
7. Hellgraue, tonige Mergelsande (0,5 m), sodann, scharf abstoßend, dunkler, trocken graublauer, feinsandiger, schwach kalkiger Ton ca. 2,5 »

Figur 1.



Legen wir bei der Beurteilung des Profiles meine eingangs auseinandergesetzten Anschauungen zugrunde, so sehen wir in (2) die Residuen der Abtragung zur II. Interglazialzeit, in (3) und (4) die Grundmoräne der vorletzten Vereisung. Die weitere Deutung des Profils ergibt sich aus der paläontologischen Bearbeitung des Fossilinhalts. Beim Schlämmen der schneckenreichen Partieen blieb als Rückstand viel Sand, aber auch Geschiebe bis Walnußgröße, meist aus Feuerstein bestehend. Die nicht selten im Schlämmrückstand vertretenen, stark abgerollten Dentalienbruchstücke (*Dentalium Kickxii*) entstammen dem vielfach in der nächsten Umgebung anstehenden Rupelton, entweder unmittelbar oder mittelbar durch Aufnahme aus älteren Diluvialschichten. Die größeren Molluskenschalen sind fast durchweg zertrümmert. Die folgende Liste weist deshalb fast nur kleine Arten auf:

1. *Limax* sp. Zahlreiche Kalkplättchen.
2. *Vitrina* sp. sp. Drei nicht näher bestimmbare Bruchstücke, die aber sicher 2 verschiedenen Arten angehören.
3. *Punctum pygmaeum* Drap. Selten.
4. *Vallonia pulchella* Müll. Selten.
5. » *costata* Müll. Sehr häufig.
6. *Eulota fruticum* Müll. 1 Bruchstück.
7. *Helix* (*Xerophila*) *striata* Müll. Die als *striata costulata* C. Pfr. bezeichnete Form mit höherem Gewinde und starker, auch unten sichtbarer Rippenstreifung. Die Stücke fallen durch ihre Dickschaligkeit auf. Nicht häufig.
8. *Pupa* (*Pupilla*) *muscorum* Müll. Nicht selten.
9. » (*Isthmia*) *minutissima* Hartm. 1 Stück.
10. » (*Vertigo*) *pygmaea* Drap. Häufig.
11. » (») *Moulinsiana* Drap. 1 Stück.
12. » (») *antivertigo* Drap. Die häufigste Art.
13. » (») *angustior* Jeffr. Sehr häufig.
14. *Clausilia* (*Kuzmicia*) *pumila* C. Pfr. (?) 2 Bruchstücke.
15. *Succinea Pfeifferi* Rssm. Nicht selten.
16. *Carychium minimum* Müll. Sehr häufig.
17. *Limnaea* (*Limnus*) *stagnalis* L. Nur einige Anfangswindungen.
18. (*Gulnaria*) *ovata* Drap. Wohl nur wegen ihrer Zerbrechlichkeit nicht häufig.
19. *Limnaea* (*Limnophysa*) *palustris* Müll. Häufig.
20. » » *truncatula* Müll. 1 Stück.
21. *Aplexa hypnorum* L. 1 Bruchstück.
22. *Planorbis* (*Coretus*) *corneus* L. Mehrere innere Windungen und Bruchstücke.
23. *Planorbis* (*Tropidiscus*) *planorbis* L. Sehr häufig.
24. » (*Gyrorbis*) *vortex* L. Nicht selten.
25. » (») *spirorbis* L. Selten.
26. » (») *leucostoma* Müll. Häufig.
27. » (*Bathyomphalus*) *contortus* L. Nicht selten.
28. » (*Gyraulus*) *Roßmäßleri* Auersw. [1]). Die Stücke

[1]) Die Bestimmung dieser Art verdanke ich der Freundlichkeit des Herrn D. Geyer in Stuttgart.

zeichnen sich durch kräftige Querstreifung und infolgedessen geringen Glanz, sowie durch stark schüsselförmig vertiefte Unterseite aus, Merkmale, auf die insbesondere STEUSLOFF[1]) aufmerksam macht.

29. *Planorbis* (*Gyraulus*) *sibiricus* DKR. Ein nicht ganz ausgewachsenes Exemplar, das gut übereinstimmt mit einem von Herrn GEYER bestimmten Stück aus dem Interglazial von Dettingen (Hohenzollern).
30. *Planorbis* (*Armiger*) *nautileus* L. und *forma cristata* DRAP. } Häufig.
31. *Planorbis* (*Segmentina*) *micromphala* SDB. Selten.
32. *Paludina* sp. Ein Embryonalgewinde.
33. *Bithynia tentaculata* L. Die Deckel sehr häufig.
34. *Valvata cristata* MÜLL. Häufig.
35. *Sphaerium corneum* L. Selten.
36. *Pisidium obtusale* C. PFR.
37. » *milium* HED.

und mehrere andere, nicht näher bestimmte Pisidien.

Außerdem sind Characeen-Früchte und Ostracoden nicht selten. Nach Aussage der Arbeiter haben sich in den schneckenführenden Lagen auch schon Knochen gefunden. Beim Auslesen der Molluskenschalen fand sich ein Zähnchen, das H. SCHRÖDER als I. Unterkiefer-Molar einer *Arvicola*-Art bestimmte.

Die gefundenen Mollusken sind zum größeren Teil Wasser-, zum kleineren Teil Landtiere. Letztere sind — mit alleiniger Ausnahme von *Xer. striata* und *Isthmia minutissima* — Formen, die die Feuchtigkeit lieben und sich mit Vorliebe in der Nähe des Wassers aufhalten. Auch die Vertreter der Gattung *Arvicola* bevorzugen eine feuchte Umgebung. Die steinigen Beimengungen und der Umstand, daß die größeren Molluskenschalen meist schon in situ zerbrochen sind, lassen erkennen, daß bei ihrer Ablagerung strömendes Wasser beteiligt war, während die an der

[1]) U. STEUSLOFF, Beiträge zur Fauna und Flora des Quartärs in Mecklenburg. II. Holocäne und lebende Gyraulen. Archiv d. Ver. d. Freunde d. Naturg. Mecklenburg 65, 1911, S. 49—63.

Basis der Grube zu beobachtenden feinsandigen, völlig steinfreien Tone den Niederschlag aufgestauten Wassers darstellen. Die gesamte Schichtenserie von (5)—(7) ist entweder im Überschwemmungsgebiet eines Flusses (der diluvialen Bode?) zur Ablagerung gelangt oder aber in einem Wasserbecken, dem durch einen Fluß von Zeit zu Zeit gröberes Material und bei Überschwemmungen auch die am Ufer lebenden Schnecken zugeführt worden sind.

Die Zusammensetzung der Fauna läßt auf ein Klima schließen, das vom heutigen kaum verschieden war. Von den sicher bestimmten Arten ist überhaupt ausgestorben nur *Segmentina micromphala* Sdb., eine nahe Verwandte der über ganz Europa verbreiteten *S. nitida*. *S. micromphala* ist meines Wissens bisher nur aus den altdiluvialen Ablagerungen von Mauer (Sandberger), Mosbach, Hangenbieten (Andreae), Süßenborn (Wüst), sowie aus den Schottern von Bottendorf (Wüst) bekannt geworden. In der jetzt lebenden Fauna der Oscherslebener Gegend unbekannte Arten sind ferner *Vertigo Moulinsiana* und *Gyraulus sibiricus*. *V. Moulinsiana*, eine nach unserer jetzigen Kenntnis rezent anscheinend mehr im Norden (Schweden, Dänemark) verbreitete, in Deutschland nur an wenigen Punkten nachgewiesene Art, kommt in Deutschland fossil in verschiedenen Stufen des Diluviums und Alluviums an einer ganzen Reihe weit voneinander entfernter Punkte vor. Sie tritt übrigens vereinzelt — was nebenbei bemerkt sei — auch in alluvialen Torfen von Offleben, wenige Kilometer von Oschersleben entfernt, auf. Über *G. sibiricus* habe ich mich weiter unten (S. 415) geäußert. Diejenigen Arten, die gewöhnlich als für ein kälteres Klima beweisend angesehen werden, sind in der Fauna von Oschersleben nicht vertreten. Das Hauptverbreitungsgebiet von *Xer. striata* liegt sogar in Gebieten mit wärmerem als dem gegenwärtig in Mitteldeutschland herrschenden Klima. Doch wird andererseits diese Art zusammen mit Formen, die als Indikatoren für kaltes Klima gelten, wie *Vallonia tenuilabris* A. Br., *Isthmia columella* v. Mart. und *Succinea Schumacheri* Andr., aus einer und derselben Ablagerung erwähnt[1]).

[1]) E. Wüst, Pleistocäne Flußablagerungen mit *Succinea Schumacheri*, Andr.

Die fossilführenden Diluvialablagerungen von Oschersleben enthalten, wie schon erwähnt, nordische Geschiebe. Es muß also mindestens eine Vereisung vorhergegangen sein. Sie werden vom Geschiebemergel der vorletzten Vereisung überlagert und enthalten eine Fauna, die klimatische Verhältnisse voraussetzt, wie sie auch heute für Mitteldeutschland maßgebend sind. Sie gehören demnach dem Interglazial I an.

Die Fauna des Interglazials von Oschersleben ist völlig verschieden von der von Wüst beschriebenen Molluskenfauna der Schotter von Kl.- und Groß-Quenstedt[1]), weicht aber auch wesentlich ab von derjenigen der interglazialen Kalktuffe von Schwanebeck am Huy[2]). Ich unterlasse es absichtlich, Vergleiche mit diesen in der nächsten Nachbarschaft unseres Punktes liegenden Vorkommen anzustellen, so lange noch keine Einigung über deren stratigraphische Stellung erzielt ist, und begnüge mich damit, den Fachgenossen mit der vorliegenden Beschreibung weiteres Material für spätere derartige Untersuchungen zu liefern. An dieser Stelle sei nur auf die auffallende Ähnlichkeit der Oscherslebener Fauna mit derjenigen der Hundisburger Schotter hingewiesen[3]). Nachdem die Aufnahmen der letzten Jahre gezeigt haben, daß der Geschiebemergel im Hangenden der Hundisburger Schotter der II. Vereisung angehört, werden letztere auch von Wiegers in die I. Interglazialzeit gestellt. Sie gehören also demselben stratigraphischen Niveau an wie die Schneckenmergel von Oschersleben.

---

in Thüringen und im nördlichen Harzvorlande. Ztschr. f. Naturw. 1903, 75, S. 323. — H. Menzel, Beiträge zur Kenntnis der Quartärbildungen im südlichen Hannover. 2. Eine jungdiluviale Conchylienfauna aus Kiesablagerungen des mittleren Leinetales. Dieses Jahrb. f. 1903, XXIV, S. 337—348.

[1]) E. Wüst, Fossilführende pleistocäne Holtemmeschotter bei Halberstadt im nördlichen Harzvorlande. Zeitschr. d. D. G. Ges. 59, 1907, S. 120—130.

[2]) W. Wolterstorff, Die Conchylienfauna der Kalktuffe der *Helix canthensis* Beyr., Stufe des Altpleistocäns von Schwanebeck bei Halberstadt. Zeitschr. Deutsch. geol. Ges. XLVIII, 1896, S. 192—196. E. Wüst, Beiträge zur Kenntnis des pleistocänen Kalktuffes von Schwanebeck bei Halberstudt, ebenda 54, 1902, S. 14—26.

[3]) F. Wiegers, Diluviale Flußschotter aus der Gegend von Neuhaldensleben. Dieses Jahrb. f. 1905, XXVI, S. 58—80.

2. Das Interglazial I von Ummendorf.

Im Jahre 1910 wurde von der Gewerkschaft Alleringersleben zwischen Ummendorf und Eilsleben (Blatt Seehausen, Kr. Wanzleben) eine Bohrung niedergebracht, die für die Gliederung des Magdeburg-Braunschweiger Diluviums wichtige Ergebnisse geliefert hat. Die ohne Anwendung von Wasserspülung gewonnenen Proben sind auf Veranlassung des Herrn Bergwerksdirektors Schwarzenauer in Helmstedt, dem hierfür auch an dieser Stelle bestens gedankt sei, sorgfältig entnommen und, mit genauer Teufenangabe versehen, mir zur Untersuchung übergeben worden. Angesetzt wurde die Bohrung in einer Niederung zwischen zwei in ihrem Kern aus mesozoischen Schichten bestehenden Höhenzügen. Die Niederung liegt etwas höher als das heutige Überschwemmungsgebiet der Aller, in das sie einmündet. Die geologischen Verhältnisse der näheren Umgebung sind aus dem beigegebenen Profil (Fig. 2) ersichtlich. Die Bohrung, deren Proben im Bohrarchiv der Kgl. Geologischen Landesanstalt aufbewahrt werden, hat folgendes Profil:

0— 2,5 m	Brauner Feinsand (verschwemmter Löß)	Alluvium
2,5— 3,9 »	Stark humoser Feinsand, kalkfrei (verschwemmter Löß)	
3,9— 5,2 »	Harter weißer Wiesenkalk	
5,2— 5,6 »	Mürber » »	
5,6— 7,0 »	Gelber Geschiebemergel	Ablagerungen der II. Vereisung
7,0— 7,5 »	Grauer sandiger Tonmergel	
7,5— 8,1 »	Grauer, durch aufgenommene humose Bestandteile teilweise schwarz gefärbter Geschiebemergel	
8,1—10,6 »	Grauer sandiger Tonmergel (Grundmoräne?)	
10,6—11,1 »	Grauer, sehr kalkreicher Geschiebemergel mit zahlreichen aufgenommenen Schalenbruchstücken	
11,1—12,5 »	Grauer Geschiebemergel	
12,5—15,3 »	Gelblicher « ; viele große Geschiebe (Granit, Feuerstein, Oberer Muschelkalk)	
15,3—22,8 »	Grauer Geschiebemergel	
22,8—23,6 »	» » mit aufgenommenen humosen Bestandteilen	
23,6—25,1 »	Grauer Geschiebemergel (Feuerstein, Diabas, Rätsandstein)	
25,1—25,5 »	Grauer sandiger Tonmergel (Grundmoräne?)	
25,5—29,0 »	Grauer sandiger Ton, fast kalkfrei	
29,0—30,3 »	Grauer Geschiebemergel, einzelne Geschiebe (Muschelkalk)	

30,3—31,7 m Sandiger Torf mit meist völlig zersetzten Pflanzenteilen; einzelne holzige Reste sind erhalten. Hieraus:
Betula alba (flügellose Samen)
Potamogeton cf. *pusillus*
» sp.
Carex
Calluna vulgaris, 2 Reiser
Mehrere Moose

31,7—33,2 » Grauer sandiger Tonmergel

33,2—33,9 » » toniger Sand, kalkhaltig

33,9—34,6 » » » » » bis sandiger Tonmergel mit humosen Bestandteilen, Holzresten, darunter *Pinus*

34,6—34,9 » Sandiger Torf, Holzhäcksel, Borke von *Pinus* und *Betula*, 1 flügellose Nuß von *Betula alba*

34,9—35,6 » Grauer sandiger Tonmergel mit Mollusken- und Pflanzenresten:
Potamogeton sp. sp.
Ceratophyllum (submersum)
Picea excelsa (Nadel)
Acer platanoides
Carpinus Betulus
Zanichellia palustris
Najas maior
Scirpus lacustris
Scirpus sp.
Ferner Fischreste, meist zertrümmert (weil trocken gebohrt)
Conchylienschalen, bestimmbar nur:
Limnaea sp.
Planorbis (Gyraulus) sibiricus Dkr.

35,6—36,6 » Sandiger Torf: viel erdiger Humus, etwas Holzhäcksel (*Betula*)
Betula alba (1 flügellose Nuß)
Menyanthes trifoliata (2 Samenschalenhälften)
Carex (rostrata With.?)
Moos

36,6—37,5 » Grauer sandiger humoser Tonmergel mit vereinzelten Trümmern von Conchylienschalen (*Planorbis*). Hieraus kohlig vertorfte unbestimmbare Pflanzenreste mit *Cenococcum geophilum*

37,5—38,0 » Grünlichgrauer Wiesenkalk. Hieraus
1 Cenococcum geophilum
1 Potamogeton pusillus
1 Knospenschuppe (*Quercus?*)

Interglazial I.

38,0—48,2 m	Grauer typischer Geschiebemergel	Ablagerungen der I. Vereisung
48,2—50,0 »	Grauer kalkhaltiger kiesiger Sand	
50,0—51,1 »	Grober Kies, einzelne Gerölle (Feuerstein, Granit, Gneis, oolithischer Kalk)	
51,1—51,4 »	Grauer kalkhaltiger kiesiger Sand	
51,4—59,0 »	Grauer Geschiebemergel	
59,0—60,6 »	Sandiger, schwach toniger, kalkhaltiger Kies (ausgewaschener Geschiebemergel)	
60,6—60,9 »	Einzelne Gerölle aus dem Oberen Muschelkalk und dem Mittleren Buntsandstein	

Die unter abgeschwemmtem Lößmaterial auftretenden Wiesenkalke wurden mit Rücksicht auf die topographischen Verhältnisse wie dieses als alluvial aufgefaßt. Der fast einheitliche, nur selten von geringmächtigen fluvioglazialen Einlagerungen unterbrochene Geschiebemergel hängt, wie aus mehreren in der Nähe gelegenen Flachbohrungen hervorgeht, zusammen mit dem Geschiebemergel, der als mehr oder weniger dünne Decke, vielfach bis auf eine Steinsohle reduziert, überall an den benachbarten Gehängen und auf den Höhen — meist unter Lößbedeckung — auftritt. Derselbe Geschiebemergel, der in der Niederung zusammen mit den eingelagerten fluvioglazialen Bildungen eine Mächtigkeit von 24,7 m erreicht, ist in 3 benachbarten Bohrungen, 300—400 m entfernt, nur noch 1—2 m mächtig. Diese bedeutenden Mächtigkeitsdifferenzen sind nur zum Teil ursprünglich, durch die Präexistenz der Niederung veranlaßt[1]), nicht unwesentlich ist dabei auch eine spätere, vor Ablagerung des Lösses wirksame Abtragung beteiligt. Diese stelle ich nach den einleitenden Ausführungen in die II. Interglazialzeit, den Geschiebemergel zwischen 5,6 und 30,3 m demnach in die vorletzte (II.) Eiszeit.

Die bei einer Teufe von 30,3—38 m folgenden, also 7,7 m mächtigen Ablagerungen mit zahlreichen organischen Resten könnten — darüber gewährt ja eine einzelne Bohrung nie volle Sicherheit — einer in die Grundmoräne aufgenommenen Scholle angehören. Bei der relativ großen Mächtigkeit der darüber und der

[1]) Vergl. Th. Schmierer, Die stratigraphischen Verhältnisse des Blattes Helmstedt, Aufnahmebericht. Dieses Jahrb. f. 1910, II, S. 546.

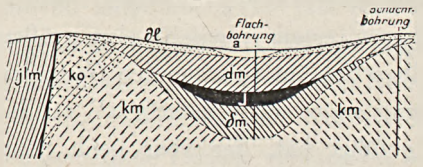
darunter liegenden Glazialablagerungen (die liegenden sind mit 23 m noch nicht durchsunken!) hat die Annahme eines verschiedenen Alters beider die größere Wahrscheinlichkeit für sich. Von den Pflanzenresten, deren Bestimmung Herr STOLLER freundlichst übernommen hat, sind die im Wasser lebenden und auch mehrere der aufgeführten Landpflanzen für die Beurteilung der klimatischen Verhältnisse belanglos. *Acer platanoides*, *Carpinus Betulus* und *Picea excelsa* lassen aber darauf schließen, daß zum wenigsten derjenige Teil der fossilführenden Diluvialablagerungen, der diese Pflanzenreste enthält, also von 34,9—35,6 m, nicht einer interstadialen, sondern einer interglazialen Periode angehörte. Ich messe diesen Pflanzenresten jedenfalls eine größere Bedeutung bei als dem in derselben Schicht auftretenden *Gyraulus sibiricus*, dessen heutige Verbreitung zwar schon mehrfach[1]) zu dem Schluß auf ein kälteres Klima geführt hat, der aber nach neueren Ergebnissen (wie übrigens die meisten Wassermollusken überhaupt) kein sicherer klimatischer Indikator zu sein scheint. Nachdem WÜST die von ihm zunächst »nicht ganz ohne Vorbehalt« zu *G. sibiricus* gerechneten Stücke von Osterode und Gr. Quenstedt nunmehr[2]) zu *G. Roßmäßleri* gestellt hat, und damit auch die Exemplare ANDREAE's aus dem Diluvium des Elsaß zu dieser Art gerechnet werden mußten, war, wie STEUSLOFF hervorhebt, *G. sibiricus* im Diluvium Norddeutschlands überhaupt nicht nachgewiesen und gehörte zunächst nur dem Alluvium an. STEUSLOFF erwähnt *G. sibiricus* aus alluvialen, aber ihrer näheren stratigraphischen Stellung nach unbekannten Ablagerungen Mecklenburgs in Gesellschaft einer »ganz eigenartigen Mischfauna: *Planorbis sibiricus* DKR. und *Valvata alpestris* KÜST. einerseits, *Planorbis corneus* L.,

[1]) Beispielsweise H. MENZEL, a. a. O. S. 346. — Derselbe in E. HARBORT, Über fossilführende jungglaziale Ablagerungen von interstadialem Charakter im Diluvium des Baltischen Höhenrückens in Ostpreußen. Dieses Jahrb. f. 1910, XXXI, T. II, S. 113. — Derselbe, Klimaänderungen und Binnenmollusken im nördlichen Deutschland. Ztschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 62, 1910, S. 264 MENZEL umgrenzt allerdings *G. sibiricus* anders als STEUSLOFF, da er *G. arcticus* BECK damit identifiziert.

[2]) Vgl. STEUSLOFF, a. a. O. S. 55.

planorbis L., *Bythinia tentaculata* L. andererseits«. D. Geyer hat nun dieselbe Art inzwischen aus Kalktuffen der Riß-Würm-Interglazialzeit von Dettingen in Hohenzollern beschrieben[1]), ebenfalls zusammen mit einer Fauna, deren Zusammensetzung ihn zu dem Schluß eines »kontrastreicheren Klimas als das heutige« veranlaßt. Oschersleben und Ummendorf wären also die ersten Punkte in Norddeutschland, an denen *G. sibiricus* Dkr. im Diluvium und zwar schon im Interglazial I nachgewiesen wäre, an letzterer Stelle zusammen mit Pflanzen, die ein gemäßigtes Klima voraussetzen.

Figur 2.



Wenn ich also die fossilführenden Diluvialablagerungen von Ummendorf in die I. Interglazialzeit stelle, so sehe ich in dem Geschiebemergel in ihrem Liegenden und dem eingelagerten Fluvioglazial Sedimente der I. Vereisung, die sich hier ausnahmsweise infolge ihrer tieferen geschützten Lage erhalten haben. Die im Vergleich zur Umgebung auffallend hohe Mächtigkeit des Diluviums ist wohl dadurch veranlaßt, daß schon präglazial ein tiefer Kolk vorhanden war, der, durch die Ablagerungen der I. Vereisung nur teilweise eingeebnet, auch während der I. Interglazialzeit als ein zunächst mit stehendem Wasser erfülltes Loch weiterexistierte. Aber auch die Ablagerungen der II. Interglazialzeit und diejenigen der II. Vereisung vermochten die Depression nicht ganz auszugleichen. Die Mächtigkeit des Diluviums erscheint so anormal hoch (vergl. das Profil Fig. 2), daß wir wohl nicht fehlgehen, wenn wir annehmen, daß hier ein in mehreren Etappen zusammensackender Erdfall mit glazialen und intergla-

[1]) D. Geyer, Die Molluskenfauna der diluvialen und postdiluvialen Kalktuffe des Diessener Tales, eine biologisch-geologische Studie. 9. Beilage zu Jahresh. d. Ver. f. vaterländische Naturk. Württemberg 68, 1912, S. 1—55.

zialen Ablagerungen erfüllt worden ist. Dies erscheint um so eher wahrscheinlich, als wir uns in unmittelbarer Nähe der Aller befinden, die in diesem Gebiete genau dem aus den Zechsteinsalzen bestehenden Aufpressungshorste bezw. der darüber befindlichen Ablaugungszone folgt. In diesem Zusammenhange gewinnt dann auch das von J. STOLLER festgestellte Vorkommen der Salzpflanze *Zanichellia palustris* in den interglazialen Ablagerungen von Ummendorf ein besonderes Interesse.

Berlin, den 4. Januar 1913.

Neue Beiträge zur Geologie des Niederrheinischen Tieflandes.

Stück I und II.

Von Herrn **G. Fliegel** in Berlin.

Hierzu Tafel 25.

Die Geologie des Niederrheinischen Tieflandes ist durch W. Wunstorf und mich, so wie sie sich nach dem damaligen Stande der Forschung darstellte, im Jahre 1910 in der Festschrift zum XI. Allgemeinen deutschen Bergmannstage zu Aachen[1]) zusammenfassend beschrieben worden. Dabei hat ein Sondergebiet, die niederrheinische Braunkohlenformation, unabhängig von der »Geologie des Niederrheinischen Tieflandes« in dem dem Braunkohlenbergbau gewidmeten Teil der Festschrift durch mich eine besonders ausführliche Darstellung[2]) gefunden.

Schon in diesen Aufsätzen ist betont worden, daß das Beobachtungsmaterial noch recht erhebliche Lücken aufweist, so daß die Forschung hinsichtlich vieler und bedeutsamer Fragen noch ganz im Fluß ist. Konnten dabei für einige Gebiete, so über die niederrheinischen Kalisalze und über den Löß, schon für die nächste Zeit wichtige Veröffentlichungen in Aussicht gestellt werden, die inzwischen erschienen sind[3]), so war es andererseits von vornherein

[1]) Auch in Abhandl. Geolog. Landesanst. N. F. 67. Berlin 1910.

[2]) Auch in Abhandl. Geolog. Landesanst. N. F. 61. Berlin 1910.

[3]) W. Wunstorf u. G. Fliegel, »Über Kalisalze am Niederrhein«. Zeitschr. D. G. G. 64, 1912. B. S. 28. — Dieselben: »Die Zechsteinsalze des Niederrheinischen Tieflandes«. Glückauf 48, 1912, S. 89. — W. Wunstorf, »Über Löß und Schotterlehm im Niederrheinischen Tieflande«. Verhandl. Naturhist. Ver. Rheinl. 69, Bonn 1912, S. 293.

klar, daß die fortschreitende geologische Kartierung des bisher kaum zur Hälfte aufgenommenen Niederrheingebietes weitere Aufklärungen nach den verschiedensten Richtungen bringen würde.

In der Tat sind in den zwei seit dem Erscheinen der Geologie des Niederrheinischen Tieflandes (1. September 1910) verflossenen Jahren bereits eine ganze Anzahl neuer Arbeiten[1]) erschienen, die wichtige Beiträge zur Geologie des Gebietes bringen. Indem sie die von uns vertretenen Auffassungen in vielem bestätigen, sie in anderem bekämpfen, lassen sie ganz allgemein den großen Fortschritt erkennen, den die geologische Forschung in diesem früher so vernachlässigten Gebiet fast täglich macht.

Wenn ich selbst auch in der Zwischenzeit in einigen, an verschiedener Stelle veröffentlichten Aufsätzen[2]) versucht habe, auch

[1]) Ich nenne: W. C. Klein, »De bruinkolformatie in Limburg«. Handelingen van het XIII. Nederl. Nat. en Gen. Kongr. te Groningen. 1911, S. 412. — W. Kranz, »Hebung oder Senkung beim Rheinischen Schiefergebirge«. I—VII. Zeitschr. D. G. G. 62, 1910. 63, 1911. 64, 1912. — P. G. Krause, »Einige Beobachtungen im Tertiär und Diluvium des westlichen Niederrheingebietes«. Dieses Jahrbuch f. 1911. 32, 2. Berlin 1912. — Ders., »Geologisch-agronomische Karte der Gegend westlich von Mörs nebst Erläuterungen«. Berlin 1912. — E. Kurtz, »Geologische Ausflüge in die Umgebung von Düren«. Gymnasialprogramm, Düren 1911. — Ders., »Diluviale Flußläufe zwischen Unterrhein und Elbe«. Ebenda 1912. — C. Mordziol, Die geologischen Grundlagen der jungtertiären und diluvialen Entwicklungsgeschichte des Rheinischen Schiefergebirges. Geolog. Rundschau 1, 1910, S. 313. — Ferdinand Oker, »Ursprung, geographische Verbreitung und wirtschaftliche Verwertung der rheinischen Braunkohle«. Dissertation. Bonn 1910. — A. Quaas, »Beiträge zur Geologie der Niederrheinischen Bucht. I. Das geologische Alter der Braunkohlenablagerungen von Ompert und Helenabrunn, des Lied- und des Hülserberges«. Zeitschr. D. G. G. 62, 1910. B. S. 576. — Ders., II. »Ein neuer oberoligocäner Fossilfundpunkt bei Süchteln«. Ebenda, S. 659. — Ders., »Zur Geologie des Nordrandes der Eifel und des westlichen Teiles der Niederrheinischen Bucht«. Dies. Jahrb. f. 1907, 28. Berlin 1910, S. 975. — Ders., »Die Tiefbohrung Waurichen I«. Ebenda, Jahrb. f. 1911. 32, 1. Berlin 1911, S. 353. — P. Tesch, »Over Pleistoceen en Plioceen in den Nederlandschen Bodem«. Tijdschr. Nederl. Aardrijks. Genootsch. 2. Sér. 27. 1910, S. 1093; 28. 1911. S. 628. — Reg. M. Weingärtner, »Zur Kenntnis des Oligocäns und Miocäns am Niederrhein.« Zeitschr. D. G. G. 64. 1912. B. S. 203.

[2]) G. Fliegel, »Die geologischen Verhältnisse des Kreises Euskirchen«. Euskirchen 1911. — Ders., Diskussionsbemerkungen: Zeitschr. D. G. G. 63. 1911, S. 458/460. — Ders., »Die Beziehungen zwischen dem marinen und kontinentalen Tertiär im Niederrheinischen Tieflande«. Zeitschr. D. G. G. 63. 1911. B. S. 509. — Ders., »Die niederrheinische Braunkohlenformation«. Handb. f. d. deutsch. Braunkohlenbergbau. II. Aufl. Halle 1912, S. 97.

meinerseits zur Weiterentwicklung der geologischen Erkenntnis im Niederrheinischen Tieflande beizutragen, so erscheint es mir doch zweckmäßig, meine neuen Beobachtungen in Zukunft, soweit möglich, unter einem Sammeltitel zusammenzufassen, statt sie in der Literatur zu zerstreuen.

In den hier vorliegenden ersten beiden Stücken meiner »Neuen Beiträge« werde ich dabei naturgemäß auf die inzwischen erschienene Literatur entsprechend ihrem großen Umfang und ihrer Bedeutung ausführlicher eingehen, aber selbstverständlich nur, soweit es der Zusammenhang oder die Wahrung meines eigenen Standpunktes erfordert. Es wird sich dabei auch Gelegenheit bieten, einiges die ältere geologische Literatur betreffende nachzutragen, was seinerzeit in der Festschrift, die zum bestimmten Termin veröffentlicht sein mußte, im Drange der Zeit unterblieben war

Stück I.

Zur Kenntnis von Oligocän, Miocän und Pliocän.

A. Mitteloligocän.

In der Geologie des Niederrheinischen Tieflandes[1]) wurde darauf hingewiesen, daß der Septarienton rechts des Rheines bei Ratingen im Hangenden des Kohlenkalkes auftritt, und daß ein von J. Böhm bei Mülheim a. d. Ruhr im Liegenden der Hauptterrasse aufgefundener Ton derselben Tertiärstufe angehöre. Die hierfür beweisende Foraminiferenfauna wurde dabei nach der Bestimmung von A. Franke veröffentlicht. Eine nähere Bezeichnung der Örtlichkeit wurde nicht gegeben.

Inzwischen habe ich auf Grund einer bei Duisburg ausgeführten Begehung veröffentlicht[2]), daß sich daselbst, u. a. bei Monning, Septarienton im Hangenden von vermutlich unteroligocänen Sanden findet.

Um Unklarheiten hinsichtlich der Örtlichkeiten zu vermeiden, möchte ich hierzu bemerken, daß diese Fundpunkte nach einer

[1]) Abhandlungen Geol. Landesanst. N. F. 67, S. 80.

[2]) G. Fliegel, »Marines u. kontinentales Tertiär usw.« A. a. O. S. 517.

freundlichen Mitteilung von Herrn J. Böhm identisch sind: Der von mir von Duisburg aus besuchte, dicht an der Grenze des Duisburger Stadtwaldes gelegene Aufschluß gegenüber Monning ist derselbe, aus dem J. Böhm seine Foraminiferen führenden Tone entnommen hatte[1]).

B. Oberoligocän.

Wie bereits kürzlich von mir veröffentlicht[2]), lag die Küste des oberoligocänen Meeres nicht in der Gegend von Düsseldorf, Grafenberg, Erkrath, wie man bisher stets annahm, sondern viel weiter südlich. Denn muschelführende, wenn auch nicht glaukonitische und weniger eisenschüssige Quarzsande wurden von mir vielerorts am Abfall des Bergischen Landes über devonischen Schichten südwärts bis zur Dhün beobachtet.

Wenn ich damals auch schon auf gewisse Ähnlichkeiten in der Gesteinsausbildung der marinen Schichten nördlich der Dhün und der nach Süden zu sich anschließenden Sande und Kiese von Bergisch-Gladbach hingewiesen hatte, so konnte ich doch nur an dem terrestrischen Charakter der in der mitteldevonischen Gladbacher Kalkmulde weit verbreiteten Tone und Braunkohlen, Quarzkiese, Quarzsande, Quarzite und Kieselkonglomerate festhalten.

Gegenwärtig sind die die Unebenheiten der Kalksteinoberfläche ausgleichenden und infolge der starken Auslaugung des Kalksteins im allgemeinen äußerst unregelmäßig gelagerten Tertiärschichten im Norden von Bergisch-Gladbach in einer der großen Sand- und Tongruben an der Flora so schön aufgeschlossen wie seit Jahren nicht. Es zeigt sich, daß eine Gliederung der sonst scheinbar regellos aufeinanderfolgenden Gladbacher Tertiärgesteine möglich ist. Hier ist nämlich — anders als sonst in der Gegend — die Auslaugung des Kalksteins schon während der Ablagerung des Tertiärs zum Stillstand gekommen, und so folgt über einer unteren,

---

[1]) Vgl. den soeben (während der Korrektur) erschienenen Aufsatz von W. Hess »Über Mittel-Oligocän bei Duisburg« (Ber. ü. d. Vers. d. Niederrh. geol. Ver. f. 1912, S. 31).

[2]) G. Fliegel, »Marines und kontinentales Tertiär usw.« A. a. O. S. 519/520.

noch stark gestörten, von Braunkohlen freien Ablagerung von Ton und tonigem Sand mit scharfer Grenze ungleichförmig eine mit einem Transgressionsgeröll beginnende, völlig horizontal gelagerte Sandstufe. Diese weißen, nur z. T. schwach eisenschüssigen und dann gelblichen Quarzsande führen untergeordnet einige Quarzkiesbänkchen und -Streifen mit löcherigen Feuersteingeröllen und erreichen stellenweise über 20 m Mächtigkeit. Sie gehören noch dem marinen Oberoligocän an[1]), denn in einer meterstarken gelblichen Sandschicht fand ich dieselbe Fauna wie bei Leichlingen, wenngleich in so wenig verfestigter Form, daß es mir nur mit Mühe gelang, einige kümmerliche Stücke zu retten.

Die Schichtenfolge stimmt im wesentlichen, wenngleich die Grenze hier scharf ist, mit den Tonigen und Quarzigen Liegenden Schichten des Siebengebirges überein, mit dem Unterschiede freilich, daß die obere Abteilung dort fluviatil, hier marin ist.

Welcher älteren Tertiärstufe die Tone zuzurechnen sind, die von den oberoligocänen Meeressanden nach den obigen Angaben durch eine erhebliche zeitliche Lücke getrennt sind, dafür fehlt vorläufig ein bestimmter Anhalt.

Wie sich zu diesen Beobachtungen die braunkohleführenden Tertiärschichten in der näheren Umgebung und südlich von Bergisch-Gladbach verhalten, soll an anderer Stelle erörtert werden. Hier genüge der Hinweis, daß das oberoligocäne Meer

[1]) Soeben erhalte ich Kenntnis von dem Aufsatze von W. Brandt und B. Jaeckel, »Über die Beziehungen der Moorbildungen zum geologischen Aufbau des Gebirges am Bruchrande des Bergischen Landes zwischen Ohligs und Düsseldorf. 1. Zur Geologie des Gebietes« (Jahresber. Nat. Ver. Elberfeld. Heft 13, 1912, S. 214—228). — Hier werden die Tertiärsande gegliedert in überwiegend weiße, miocäne und muschelführende, vorwiegend gelbe Sande des Oberoligocäns, beide geschieden durch eine kiesige Schicht, die zur Vallendarer Stufe gestellt wird. Eine solche Gliederung ist, wie meine obigen Ausführungen zeigen, weiter im Süden nicht durchzuführen; denn bei Leichlingen und bei B.-Gladbach liegen die Kiesbänke im oberoligocänen Sand, und die Fauna findet sich auch noch höher. Es drängt sich mir daher der Gedanke auf, daß in dem nördlichen Gebiet der weißen Farbe der höheren Sandschichten eine zu große Bedeutung beigelegt worden ist. Auch treten die Kiese der Vallendarer Stufe anderswo nicht, wie wohl infolge eines Mißverständnisses angenommen wird, an der Grenze von Oligocän und Miocän auf, sondern noch in echten Meeressanden des Oligocäns, wenn auch nicht fern von deren Oberkante.

einige Kilometer über die Dhün nach Süden reichte und in der Gegend von Bergisch-Gladbach noch nachgewiesen ist. —

Es ist von vornherein wahrscheinlich, daß sich die gleichen oberoligocänen Meeresablagerungen in dem dicht benachbarten Rheintalgraben, eben weil es ein Grabeneinbruch ist, bis mindestens in dieselbe geographische Breite südwärts erstrecken werden. Das ist tatsächlich der Fall. Denn in Hitdorf, wenig nördlich der Wuppermündung, sind kürzlich dicht am Rhein muschelführende graue Sande des Oberoligocäns erbohrt worden.

Gleiches Alter haben offenbar feine Schwimmsande, die in den vier Bohrungen des Verbandswasserwerkes Langenfeld zwischen Langenfeld und Monheim (nahe dem Nordrande von Blatt Hitdorf), angetroffen worden sind. Die Bohrprofile gaben in diesen Bohrungen unter Kies und Sand der Niederterrasse bei rund 20—26 m Tiefe »grauen Schlämmsand« an und in der vierten Bohrung in sehr charakteristischer Weise von 19—23 m Tiefe »feinen, gelben Sand« und darunter »grauen Schlämmsand«, also zu oberst die bekannte, durch Eisenfärbung hervorgerufene, für das Oberoligocän immer wieder bezeichnende gelbe Deckschicht[1]).

Derselben Stufe gehören sodann feine Sande an, die von den Farbenfabriken vorm. Bayer & Cie. (Elberfelder Farbenfabriken) im nördlichen Teil ihres ausgedehnten Fabrikgeländes in Leverkusen rund 2 km südlich der Dhün erbohrt worden sind.

Eine der auf der Niederterrasse des Rheines angesetzten Bohrungen zeigt das Oberoligocän in 21 m Tiefe, eine andere von 16,9—19,8 m glimmerigen, gelbbraunen, und sodann grauen, feinen Sand des Oberoligocäns. Eine dritte Bohrung ergab

von	0—26,3 m	Kies und Sand der Niederterrasse	
»	26,3—29,1 »	gelbgrauen, feinen Sand . . .	Oberoligocän
»	29,1—36,0 »	grauen, feinen Sand	»

Diese mehlartig feinen Sande haben also zu oberst wiederum eine durch Eisen hervorgerufene gelbe Farbe und werden nach

[1]) Vergl. z. B.: P. G. Krause: »Einige Beobachtungen im Tertiär usw.« A. a. O. S. 127.

der Tiefe zu grau bis graugrün. Nach der Gesteinsbeschaffenheit ist an der Zugehörigkeit zum marinen Oberoligocän kein Zweifel, und der Mangel an Versteinerungen wohl als zufällig zu bezeichnen.

Auch die feinen, grauen, glimmerigen Sande, die in den Bohrungen der Umgebung von Mülheim a. Rhein, Deutz und Kalk ganz allgemein als ein durchgehender Horizont unter den braunkohleführenden Tonen des Untermiocäns verbreitet sind, muß ich hierher stellen, da ein Gesteinsunterschied gegenüber den grauen Meeressanden von Leverkusen und Langenfeld nicht festzustellen ist. Ein charakteristisches Profil zeigt aus diesem Gebiet die Bohrung Ostheim (östlich von Kalk gelegen), nämlich unter 28,90 m kiesig-sandigen Aufschüttungen der Niederterrasse nach Angabe des Bohrmeisters:

von 28,90—30,20 m brauner, toniger Sand
» 30,20—33,60 » feste Gesteinsschicht
» 33,60—38,30 » grauer, toniger Sand
» 38,30—41,80 » grünlicher, sandiger Ton
» 41,80—45,35 » » fester Sand.

Daß die obersten Lagen in diesem Gebiet meist nicht gelb gefärbt sind, erscheint mir nur natürlich: Sie werden von untermiocänemTon überlagert, können also nicht durch von oben durchsickernde Lösungen verändert werden, wie wenn sie frei zu Tage lägen oder von diluvialem Kies bedeckt wären.

Endlich ist hier eine soeben am Mauspfad, also am Abfall der Mittel- zur Niederterrasse des Rheines, zwischen Dünnwald und Schnellweide von der Stadt Mülheim niedergebrachte Wasserbohrung zu nennen, die unter 35,10 m diluvialem Kies und Sand weiße und gelbe, feine Sande des Oberoligocäns in ganz der gleichen Ausbildung wie an der Flora bis zu 46 m Tiefe durchteuft hat.

Danach sind also die oberoligocänen Meeressande bis rd 35 km südöstlich von Düsseldorf nachgewiesen.

Bei letzterem Orte und zwar an der neuen Eisenbahnbrücke der Strecke Neuß-Düsseldorf liegt nach Krause[1]) die Oberkante des Oberoligocäns rd 12—14 m unter dem Rheinspiegel, also

[1]) P. G. Krause: »Einige Beobachtungen im Tertiär usw.« A. a. O. S. 128.

wohl bei etwa 17—19 m über N.N. KRAUSE schließt aus dieser geringen Tiefe und aus dem Fehlen einer jüngeren Tertiärdecke auf das Vorhandensein eines breiten Horstes von Oberoligocän, der »von Neuß am linken auf das rechte Rheinufer hinüber in die Düsseldorfer Gegend« stehe, und »dessen westliche Flanke im Rheinbett vielleicht durch einen Staffelbruch um ein geringes tiefer gerückt« sei als in der Gegend von Grafenberg.

Bei Leverkusen befindet sich die Oberfläche des Oberoligocäns in den angeführten Bohrungen rund 24 m, 28 m, 19 m über dem Meere. Es liegt kein Grund vor, daran zu zweifeln, daß diese Unterschiede ausschließlich auf die an den verschiedenen Punkten verschieden tief hinabreichende Erosion des Rheines vor Aufschüttung der Niederterrasse zurückzuführen sind. Ich habe überhaupt Bedenken, irgendwelche geologischen Schlüsse aufzubauen auf die Höhenlage tertiärer Sedimente im unmittelbaren Liegenden der Flußaufschüttungen des Rheines, da nirgends die ursprüngliche Oberkante der Ablagerung erhalten ist.

Nach den Lagerungsverhältnissen, wie sie sich bei einem Vergleich der Bohrungen von Leverkusen und Hitdorf mit dem Oberoligocän von Leichlingen, Schlebusch und Opladen, sowie aus der Gegenüberstellung der Bohrprofile von Mülheim, Deutz und Kalk und der Aufschlüsse an der Flora bei Bergisch-Gladbach — Oligocän bis rd 123 m über N.N. — ergeben, kann von meinem Gebiet nur soviel mit Bestimmtheit gesagt werden, daß die Meeressande im Rheintale in einem nacholigocänen Grabeneinbruch von beträchtlicher Tiefe liegen. Gerade der Abbruch am östlichen Rande des Rheintales, der hier im Gegensatz zu anderen Gebieten auf weite Strecken nicht mit dem Anstieg der Mittelterrasse zur Hauptterrasse zusammenfällt, sondern nahe ihrem Abfall zur Niederterrasse liegt, ist besonders tief. Eine allgemeingültige Zahl läßt sich natürlich nicht nennen, da die einzelnen Schollen im Rheintal verschieden tief eingebrochen sind. Vergleichen wir die Lage des Oberoligocäns von der Flora (Unterkante bei rd 100 m + N.N.) mit dem in der Stadt Mülheim, wo das Liegende des Oberoligocäns in der Bohrung Carls-

werk in 57 m — N.N. erreicht ist, so kommen wir hier auf eine Zahl von annähernd 160 m.

Hinsichtlich der weiteren Verbreitung des marinen Oberoligocäns nach Süden ist nichts bekannt. Seine Mächtigkeit ist zwar nach der genannten Bohrung des Carlswerkes in Mülheim mit 55 m schon viel geringer als weiter im Norden (in Bohrung Flehe bei Düsseldorf z. B. mit 97,5 m nicht durchbohrt); doch läßt diese Zahl die Annahme eines noch südlicheren Verlaufes der ehemaligen Küstenlinie im Rheintalgraben ohne weiteres zu. —

Der Nachweis des marinen Oberoligocäns, der sonach vorläufig nach Süden bis in die Breite von Cöln gelungen ist, bildet eine Ergänzung zu den wenig zahlreichen Punkten, an denen die Auflagerung der untermiocänen Braunkohlenstufe auf marinem Oberoligocän bisher nachgewiesen[1]) ist. Im Hangenden der Meeressande treten nämlich in diesem Gebiet, wenn auch in verhältnismäßig geringer Mächtigkeit und auf einzelne noch um ein geringes tiefer eingebrochene Schollen beschränkt, Tone und Braunkohlen des Miocäns auf.

Dabei zeigt sich, daß die heutige Verbreitung der untermiocänen Braunkohlenstufe abgesehen von der ursprünglichen Ausdehnung der Ablagerung auch von der Tektonik wesentlich abhängig ist. Denn während wir uns den Nordrand der miocänen Sumpfwälder ungefähr über Elberfeld, Düsseldorf, Roermond verlaufend denken müssen, wie ich das kürzlich skizziert[2]) habe, taucht eine von Miocän freie Oligocänscholle bereits bei Ostheim und eine andere südlich von Dünnwald, also in der Breite von Cöln empor. Die braunkohleführenden Schichten sind also auf einzelnen Spezialhorsten wieder abgetragen worden.

C. Miocän.

Während die Abspaltung einer paleocänen und einer plio-

[1]) G. Fliegel, »Die miocäne Braunkohlenformation am Niederrhein« A. a. O. S. 8.

[2]) G. Fliegel, »Marines und kontinentales Tertiär usw.« A. a. O. S. 519.

cänen braunkohleführenden Tertiärstufe am Niederrhein jetzt wohl allgemein anerkannt ist, und auch die Gliederung der bisherigen miocänen Braunkohlenformation in Oberoligocän, Unter- und Mittelmiocän im allgemeinen keinem Zweifel mehr zu begegnen scheint, macht die Zuteilung des braunkohleführenden Tertiärs örtlich, nämlich dann, wenn die Schichtenentwickelung abweichend ist, zu der einen oder anderen Stufe, speziell zum Miocän oder Pliocän, Schwierigkeiten. Das gilt besonders von dem terrestrischen Tertiär im Westen des Rurtales.

Die Braunkohlen des Rurtalgrabens selbst werden zwar von allen, die sich damit beschäftigt haben, heute übereinstimmend im Anschluß an E. Holzapfel's und meine Veröffentlichungen als Pliocän angesehen. Die weiter westlich, außerhalb des Grabengebietes, ausgebreiteten festländischen Tertiärschichten dagegen, also u. a. die Braunkohlen von Herzogenrath und von Holländisch-Limburg, werden stratigraphisch verschieden beurteilt: E. Holzapfel sieht in dem Flöz von Grube Maria Theresia bei Herzogenrath dasjenige des Lucherberges und bezeichnet demgemäß die Gesamtheit der braunkohleführenden Schichten des Westens ebenfalls als Pliocän.

Diese Auffassung ist in einer neuerdings erschienenen Arbeit von W. C. Klein[1]) entschieden bekämpft worden. Er betont gewisse Unterschiede in der Entwicklung und der Gesteinsbeschaffenheit der braunkohleführenden Schichten des Rurtales und des Westens. So hebt er besonders hervor, daß östlich der Sandgewand die Braunkohle vielfach in zahlreichen, dünnen, meist in Ton eingeschalteten Flözen auftrete. Westlich der Sandgewand dagegen kommt nur ein Flöz in Betracht, das bis 10 m erreicht und in Sand eingelagert ist. Als auffallend wird ferner bezeichnet, daß das Tertiär im Westen Kiesstreifen enthält, die ausschließlich aus Feuersteingeröll bestehen, während im Osten Quarzkieseinlagerungen bis 7,5 m erreichen. Er faßt daher die Braunkohlen im Westen als Vertreter einer älteren, der miocänen Braunkohlen-

[1]) W. C. Klein, »De bruinkohlenformatie in Limburg« A. a. O. S. 412.

stufe auf, denen gegenüber sich die pliocänen Braunkohlen des Rurtales in einem Grabeneinbruch befinden.

Ich brauchte auf diese Verhältnisse hier nicht einzugehen, wenn nicht Herr W. C. Klein bei der Begründung seiner Auffassung gegen mich Stellung nähme, wie wenn ich das pliocäne Alter der Braunkohlen westlich der Sandgewand verteidigt hätte. Allerdings hat W. Wunstorf in der geologischen Exkursionskarte für die Gegend von Aachen diese Schichten in Anlehnung an E. Holzapfel als Pliocän dargestellt, in der Geologie des Niederrheinischen Tieflandes aber haben wir ausdrücklich offen gelassen — da uns das Gebiet nicht genügend bekannt ist —, wohin die Tertiärschichten im Westen der Sandgewand gehören. »Weitere Beobachtungen über die Entwicklung dieser Schichten sind notwendig, um ihre stratigraphische Stellung endgültig zu klären« — so schrieben wir damals, und in meiner Monographie über die Braunkohlenformation am Niederrhein äußere ich auf Seite 5 Bedenken gegen die von E. Holzapfel vorgenommene Identifizierung des Flözes von Grube Maria Theresia mit dem des Lucherberges, die sich großenteils mit den jetzigen Ausführungen des Herrn W. C. Klein decken. War es mir von vornherein schon nicht zweifelhaft, daß hier ein Mißverständnis hinsichtlich meiner Auffassung vorliegt, so freue ich mich, daß Herr W. C. Klein mir das kürzlich ausdrücklich bestätigt hat.

Wie berechtigt meine Zurückhaltung gegenüber dem behaupteten pliocänen Alter dieser Schichten war, geht im übrigen aus der nunmehr abgeschlossenen Bearbeitung der Flora von Maria Theresia hervor, die nach einer liebenswürdigen brieflichen Mitteilung von Herrn P. Menzel an mich nur als Miocän bezeichnet werden kann.

D. Pliocän.

In der Entwicklung des niederrheinischen Pliocäns sind u. a. die großen Mächtigkeitsschwankungen auffallend, auf die ich in früheren Veröffentlichungen hingewiesen habe. Während auf der

Ville im Westen von Cöln die pliocänen Quarzschotter im allgemeinen 8—10, ausnahmsweise 30 m haben, erreichen sie im Rurtalgraben bei Dürboslar 385 m, also noch höhere Zahlen wie weiter im Nordwesten auf niederländischem Gebiet[1]).

Ich habe die außerordentliche Mächtigkeit dieser Flußaufschüttungen so erklärt, daß im Rurtalgraben die aufschüttende Tätigkeit des Flusses mit dem langsamen Absinken der Scholle gleichen Schritt hielt. Ich habe andererseits kein Bedenken getragen, die geringe Mächtigkeit in anderen Gebieten, speziell auf dem Vorgebirge, als ursprünglich anzusehen, eine Auffassung, die von KRAUSE[2]) bekämpft wird.

Demgegenüber glaube ich nicht auf Widerspruch zu stoßen, wenn ich meine, daß 8—10, in Ausnahmefällen 30 m eine durchaus normale Mächtigkeit für eine Flußaufschüttung ist. Denn diese Zahlen finden u. a. eine ausgezeichnete Stütze in den Mächtigkeiten, die wir an den verschiedensten Punkten bei den Aufschüttungen der diluvialen Rheinterrassen beobachten. Wenn demnach Herrn KRAUSE der Gegensatz in den von mir angegebenen Mächtigkeiten »zu grell« erscheint, so müßte er meines Erachtens entweder nachweisen, daß die großen Mächtigkeitszahlen für das Pliocän des Rurtales übertrieben sind, oder daß dasjenige des Vorgebirges auf gleichzeitig sinkendem Lande abgelagert worden ist; denn nur dadurch können große, ursprüngliche Mächtigkeiten bei einer Flußaufschüttung verständlich gemacht werden.

Als ein wenig glückliches Argument erscheint mir bei dieser Frage der Hinweis, daß der Älteste Diluvialschotter, soweit er im Vorgebirge ansteht, zu einem sehr wesentlichen Teil aus umgelagertem Material der Kieseloolithstufe aufgebaut sei. Ganz abgesehen davon, daß ich keine erhebliche Beimengung von pliocänem Geröll im Ältesten Diluvialschotter zu entdecken vermag, genügt die geringe Mächtigkeit dieser Ablagerung von 5—6 m, selbst

[1]) G. FLIEGEL und J. STOLLER, »Jungtertiäre und altdiluviale, pflanzenführende Ablagerungen im Niederrheingebiet«. Dieses Jahrb. 1910, 31, I. Berlin 1910, S. 233.

[2]) P. G. KRAUSE, »Einige Beobachtungen usw.«; a. a. O. S. 134.

wenn sie ganz aus pliocänem Material bestände, nicht, um eine wesentliche Abtragung des pliocänen Schotters zu beweisen.

Nun will Krause, der von der ursprünglichen Mächtigkeit des Pliocäns auf der Ville sichtlich keine bestimmte Vorstellung hat, diese durch eine Bohrung an einer Stelle, wo das Pliocän »durch Einbrechen in einen größeren Graben mehr gegen Abtragung geschützt war«, erforschen. Ich bin auch überzeugt, daß man in einem Graben viel höhere Mächtigkeiten bekommen kann, aber eben nicht die normale Mächtigkeit, sondern eine ungewöhnliche, deren hoher Betrag sich allein aus dem mit der Aufschüttung schritthaltenden Sinken des Untergrundes erklärt.

Es kommt meines Erachtens bei der ganzen Frage, ob die tatsächlich beobachteten Mächtigkeitsunterschiede ursprünglich sind, im wesentlichen darauf an, welche Vorstellung man sich von dem Einsinken des niederrheinischen Grabens zu pliocäner Zeit machen will. Trägt man kein Bedenken dagegen, daß einzelne Schollen rascher sinken als andere, oder daß einzelne Schollen sinken, andere stehen bleiben, wie das in der Erdgeschichte in weitestem Umfange immer wieder zu beobachten ist, — denn darauf beruhen ja überhaupt die Begriffe »Horst« und »Graben« —, so sind ohne weiteres selbst die grellsten Unterschiede in der Mächtigkeit der pliocänen Flußaufschüttungen nicht nur verständlich gemacht, sondern gerechtfertigt. —

Nach wie vor unbekannt ist der Ursprung und die Heimat der Kieseloolithgerölle. Ich habe mich seit Jahren auf Begehungen usw. immer wieder mit dieser Frage beschäftigt und bin allmählich zu der Überzeugung gekommen, daß das Zusammenvorkommen mit jurassischen Versteinerungen zufällig ist. Im Callovien von Neuvizy z. B. tritt die ganze Fülle der jurassischen Versteinerungen verkieselt auf, es fehlt aber, wie ich bei einem Besuch fand, jede Spur von verkieselten Oolithen. Was wir in unserem Pliocän an verkieselten Geröllen finden, hat allem Anschein nach einen sehr verschiedenen Ursprung; nicht eine bestimmte geologische Stufe ist die Ursache des massenhaften Vorkommens verkieselter Gerölle in unserem Pliocän, son-

dern die Tatsache, daß in den verschiedenen im Oberlauf der Flüsse anstehenden geologischen Stufen einzelne Partieen verkieselt waren, die bei der Abtragung des Gebirges das Geröll großenteils lieferten.

Ich bin gegenwärtig damit beschäftigt, zu untersuchen, ob nicht neben bestimmten jurassischen Schichten eine Herkunft aus Oberem Muschelkalk ins Auge zu fassen ist, ein Gedanke, den früher schon ANDREAE ausgesprochen[1]), den Herr ROLLIER in Zürich brieflich mir gegenüber kürzlich geäußert hat, und dem auch FREUDENBERG[2]) — wenigstens für die Oolithe der Eppelsheimer Sande — Ausdruck gibt. Ich hoffe über diese Frage später auf Grund eigener Begehungen ausführlich berichten zu können. —

Daß im nördlichen Niederrheinischen Tieflande außer den pliocänen Flußaufschüttungen der Kieseloolithstufe pliocäne, versteinerungsreiche Meeresablagerungen verbreitet sind, habe ich durch Mitteilungen über die von mir veranlaßte Bohrung Nütterden der Geologischen Landesanstalt seinerzeit nachgewiesen[3]). Ebenfalls in der Nähe von Cleve sind neuerdings von der Gemeinde Kellen sechs Bohrungen zur Aufsuchung von Wasser ausgeführt worden, deren Proben ich zu untersuchen Gelegenheit hatte.

Die Bohrung Kellen 2 zeigt unter einer dünnen Decke von Hochflutlehm des Alluviums von 1,50—8,60 m sandig-kiesige Aufschüttungen der Niederterrasse und darunter von 8,60—10,50 m grauen, glimmerigen, humosen Feinsand mit Holz; ebenso Kellen 4 von 8,30—10,50 m grüngrauen, tonigen Feinsand mit blättrigem Humus; Kellen 1 von 7,20—11,00 m grauen, glimmerigen Feinsand, zum Teil stark humos und mit Markasit.

In Bohrung Kellen 6 dagegen reichen die sandig-kiesigen,

[1]) Vergl. hierüber und hinsichtlich der weiteren Literatur E. KAISER, »Pliocäne Quarzschotter im Rheingebiet zwischen Mosel und Niederrheinischer Bucht«. Dieses Jahrbuch für 1907, 28, 1907, S. 86.

[2]) W. FREUDENBERG, »Beiträge zur Gliederung des Quartärs von Weinheim usw.« Notizbl. Ver. Erdkunde u. Großherz. Geol. Landesanst. Darmstadt. IV. Folge, H. 32, 1911, S. 142.

[3]) G. FLIEGEL, »Marines und kontinentales Tertiär«; a. a. O. S. 526.

teilweise kalkigen Bildungen der Niederterrasse bis 17,85 m herab, und es folgt:

von 17,85—18,80 m Grober, etwas kiesiger Quarzsand, kalkfrei; bunte Gerölle fehlen nicht ganz.
» 18,80—22,50 » Gelber Kies mit grobem, scharfen Sand; nur Kieselgesteine, u. a. Kieseloolithe.

von 22,50—22,75 m Glimmeriger, grüngrauer, feinsandiger Ton.
» 22,75—24,00 » Braunkohle, blätterig, mit Quarzsand.

Ähnlich Kellen 2: unter der Niederterrasse:

von 15,35—15,55 m Grauer Ton, feinsandig, kalkfrei, mit Rostflecken.
» 15,55—18,20 » Feiner, hellgrauer Quarzsand, kalkfrei.
» 18,20—19,40 » Hellgrauer Quarzsand, kalkfrei, mit Kies; nur Kieselgesteine, darunter Lydite, verkieselte Wurmröhren, Kieseloolithe.

von 19,40—21,75 m Glimmerreicher, feinsandiger, grüngelber Ton.

Die Niederterrasse ist hier erheblich mächtiger als in den zuerst aufgeführten Profilen und wird unterlagert von einem selbständigen Schotter, in dem ich nur den Ältesten Diluvialschotter erblicken kann. Darunter folgt dann mit scharfer Grenze ein glimmerreicher, feinsandiger Ton, der unverkennbar dem glimmerigen, grauen oder graugrünen, zum Teil tonigen Feinsand der Bohrungen 1, 2, 4 entspricht. Das Auftreten eines mit 1,25 m nicht durchbohrten Braunkohlenflözes in Bohrung 6 paßt ausgezeichnet zu dem Vorkommen von Kohle und Holz in dem Feinsand jener Bohrungen. Die Schichten liegen dabei in einem jugendlichen Grabeneinbruch, in dem der Älteste Diluvialschotter der Abtragung entgangen ist, so daß sich die tonig-feinsandigen Ablagerungen in größerer Tiefe befinden müssen.

Bisher sind derartig tonig-feinsandige Bildungen mit Braunkohle im Tertiär des Niederrheingebietes nicht beobachtet worden. Berücksichtigen wir, daß in geringer Entfernung, bei Nütterden, marines, mittleres Pliocän und darüber eine weiße Quarzsandablagerung durchbohrt worden ist, so müssen wir annehmen, daß hier ein Äquivalent jener weißen Quarzsande oder noch jüngere Tertiärschichten, d. h. solche des Oberpliocäns, aufgefunden worden sind. Da sich das Meer in dieser Zeit bis weit nach den Niederlanden zurückgezogen hatte, gehören diese Ablagerungen dem südlichen Küstengebiet des oberpliocänen

Meeres an und sind wohl als Delta- oder Lagunenbildungen aufzufassen.

Zu ihnen ist offenbar auch der »Glimmerton« zu stellen, der im Rheintal bei Cleve vorkommen soll. Die von R. Bärtling bearbeiteten Bohrungen, auf denen diese Angabe beruht[1]), liegen nur wenige hundert Meter von den besprochenen Bohrungen von Kellen entfernt. In mehreren dieser Schichtprofile wird unter der Niederterrasse wie in unseren Bohrungen »grünlicher Treibsand« angegeben; der glimmerige Ton der anderen Profile aber kann trotz äußerer Ähnlichkeit nicht mehr als miocäner Glimmerton gelten, nachdem er sich jetzt in den Nachbarbohrungen als Braunkohle führend erwiesen hat.

Ähnliche oberpliocäne Bildungen, allerdings ohne Braunkohle, sind anscheinend auch in den Niederlanden verbreitet. Nach P. Tesch[2]), dem letzten Bearbeiter des holländischen Pliocäns, bestehen dort die überwiegend hellgrauen Schichten des Oberpliocäns neben mittelkörnigen bis groben, holzführenden Sanden »aus feinen und sehr feinen Sanden« und mehr oder weniger sandigen Tonen. »Diese feinen und sehr feinen Sande enthalten fast immer viele kleine Glimmerblättchen und führen nur selten und sporadisch Conchylienreste; dasselbe gilt auch für die Tone.«

In jedem Falle steht das Vorkommen derartig tonig-feinsandiger Ablagerungen im deutsch-holländischen Grenzgebiet mit dem Rückzug des pliocänen Meeres aus Deutschland in engem, ursächlichen Zusammenhang.

Stück II.

Zur Gliederung des Diluviums am Niederrhein.

A. Ältester Diluvialschotter und Hauptterrasse.

Bis zum Erscheinen der Geologie des Niederrheinischen Tieflandes galt die Hauptterrasse einmütig als die älteste Diluvialterrasse am Niederrhein. Ich kann in dieser Hinsicht auf die

[1]) W. Wunstorf und G. Fliegel, »Die Geologie des Niederrheinischen Tieflandes«. a. a. O. S. 142.

[2]) P. Tesch, »Beiträge zur Kenntnis der marinen Mollusken usw.« a. a. O., S. 8.

Literaturübersicht verweisen, die ich dort über die Entwicklung der Anschauungen vom niederrheinischen Diluvium gegeben habe. Ich hätte dort noch anführen können, daß der Name »Hauptterrasse« zwar schon von E. Kayser in einem beschränkten Gebiet, nämlich im Bereich des Meßtischblattes Coblenz[1]), für die dort in annähernd 200 m Meereshöhe gelegene Ehrenbreitsteiner Terrasse angewandt worden ist. Dann aber hat diese Bezeichnung einen allgemeineren Sinn durch A. Philippson[2]) erhalten, der die höchste Terrasse des Rheindurchbruchstales so genannt hat. Er hat auch bereits erkannt, daß diese allmählich an Höhe verlierende »Hauptterrasse« nach Norden ihre Fortsetzung in der Schotterfläche findet, die das Tal im Westen von Cöln als Höhenzug der Ville begleitet, und weiterhin mit einigen Unterbrechungen bis Cleve, ja bis Nimwegen und Arnheim, also weit nach Holland hinein, zu verfolgen ist.

Wenn Philippson den Namen »Hauptterrasse« auch unverkennbar in erster Reihe in morphologischem Sinne gebraucht hat, weil diese Terrasse alle anderen gewaltig an Breite übertrifft, so erhält sie doch durch ihn ebenso bestimmt auch bereits einen stratigraphischen Charakter; denn u. a. streift er die Frage einer Gleichstellung mit der Hochterrasse am Oberrhein. —

Diese Hauptterrasse kann nicht mehr als eine einheitliche Bildung gelten, seit ich den Nachweis geführt habe, daß sie die Ablagerungen zweier stratigraphisch selbständiger Aufschüttungsperioden umfaßt, die durch eine interglaziale Ablagerung von einander geschieden sind. Es mußte also von der Hauptterrasse in engerem Sinne der »Älteste Diluvialschotter« — in Profilen von mir schon damals mit dg_0 bezeichnet — abgespalten werden.

Krause[3]) hat kürzlich diese Gliederung als von sich herrührend bezeichnet und mir dabei ein »nicht notwendiges Miß-

---

[1]) E. Kayser: »Erläuterungen zu Bl. Coblenz«. 1892, S. 19 u. 20.

[2]) A. Philippson: »Entwicklungsgeschichte des Rheinischen Schiefergebirges«. Sitzungsber. Niederrhein. Gesellsch. Bonn 1899. — Ders.: »Zur Morphologie des Rheinischen Schiefergebirges«. Verhdlg. XIV. deutsch. Geographentag zu Cöln. 1909, S. 193.

[3]) P. G. Krause: »Einige Beobachtungen usw.« A. a. O. S. 142.

verständnis« seiner Ausführungen vorgeworfen. Dazu gestatte ich mir einige kurze Bemerkungen, wobei ich vorausschicke, daß ich es für unnötig halte — obwohl ich mancherlei richtig zu stellen hätte —, auf nicht gedruckt vorliegende, also nicht authentische und für die Streitfrage auch großenteils nicht wesentliche Äußerungen einzugehen. M. E. handelt es sich nur um die beiden Fragen, wer von uns das Interglazial am Niederrhein nachgewiesen hat, und wer von der Hauptterrasse den Ältesten Diluvialschotter abgetrennt hat.

Ich erkenne ohne weiteres an, habe aber auch nie etwas anderes behauptet, daß KRAUSE die fossilführenden Schichten der Gegend von Mörs als interglazial auf Grund ihrer Fauna erkannt hat[1]). Ich nehme ebenso bestimmt für mich in Anspruch, daß ich dasselbe Interglazial, unabhängig von Herrn KRAUSE, und bevor er über sein Interglazial etwas veröffentlicht hatte, zunächst am Wylerberg bei Cleve auf Grund der dort darin auftretenden Flora — dann aber auch an anderen Orten[2]) — aufgefunden habe.

Es sind das Beobachtungen, die sich, weil sie von verschiedenen Personen stammen, räumlich weit entfernte Punkte betreffen, und von dem einen mit Hilfe einer Fauna, von dem anderen mit Hilfe der Flora gemacht worden sind, in ausgezeichneter Weise ergänzen, so daß m. E. hierüber eine Meinungsverschiedenheit nicht bestehen kann. —

---

[1]) P. G. KRAUSE: »Über einen fossilführenden Horizont im Hauptterrassendiluvium des Niederrheins«. Dieses Jahrb. für 1909. 30, II, S. 91. Berlin 1909. — Ich hatte leider als Jahr der Veröffentlichung 1910 angegeben (Geologie d. Niederrh. Tieflandes, S. 124, Anmerk.), dadurch irregeführt, daß Herr KRAUSE mir den Sonderdruck erst Ende März 1910 überreicht hat (tatsächlich sind die Separata am 31. 12. 1909 in die Vertriebsstelle der Geolog. Landesanstalt gelangt).

[2]) Mein Fossilfundpunkt Tönisberg befindet sich tatsächlich, wie ich gegenüber KRAUSE (a. a. O. S. 143) bemerken muß, erheblich südlich von den Fundpunkten von Mörs. Der Hülserberg, den er zum Beweis des Gegenteils anführt, liegt nicht bei Mörs, sondern bei Crefeld, und ich hatte keinen Anlaß, diesen Punkt, der nichts ergeben hat als ein unbestimmbares Geweihende von *Cervus* und einen Astragalus von ungewisser generischer Stellung, bei der Erörterung der Schneckenfaunen und der sich aus diesen ergebenden klimatischen Schlüsse zu nennen.

Herr Krause meint nun weiter, er habe durch seine Veröffentlichung über dieses Interglazial die Gliederung der Hauptterrasse in eine hangende und liegende, je einer Eiszeit angehörende Flußaufschüttung durchgeführt, so daß wir in der wichtigen Frage der Gliederung des alten Diluviums am Niederrhein erfreulicherweise eins sind. Es will mir dabei aber scheinen, als sei seine Auffassung damals von der jetzigen Klarheit noch ziemlich weit entfernt gewesen. Denn wenn er das den hangenden und liegenden Schotter trennende Interglazial als eine konkordante[1]) »Einlagerung« in die Hauptterrasse bezeichnet, und betont, daß »die Gesamtheit der Kiesablagerungen stratigraphisch der großen diluvialen Hauptterrasse«[2]) angehöre, wenn er endlich für die fluviatile — nicht marine — Entstehung der Kiese mit der Begründung[3]) eintritt, daß nach Ausweis der Fauna der interglazialen Tone und Feinsande in der »Hauptterrassenzeit Süßwasserfaunen und auch landbewohnende Mollusken hier gelebt« haben, so wird darin niemand den Nachweis dreier selbständiger Stufen, zweier Schotter und eines trennenden Interglazials, sehen. Meine Auffassung erscheint mir daher auch heute noch als ein geradezu »notwendiges Mißverständnis«.

Hinzufügen darf ich vielleicht, daß die Angabe von A. Quaas[4]) — der im übrigen ebenso wie W. Wunstorf[5]) meine Auffassung in der besprochenen Frage teilt —, diese Gliederung sei »in Anlehnung« an seine älteren, in den Erläuterungen der Blätter Vettweiß, Buir, Bergheim und Jülich niedergelegten »Vermutungen« entstanden, auf einem Irrtum beruht, wie er hier mitzuteilen mir freundlichst gestattet hat. —

Was die Unterscheidung der Kiese des Ältesten Diluvialschotters von denen der Hauptterrasse betrifft, so wird diese

[1]) Ebenda, S. 97. — Diese Angabe ist dadurch nicht zu beseitigen, daß die Konkordanz jetzt in eine Diskordanz umgedeutet wird (Krause, Einige Beobachtungen, S. 146).

[2]) P. G. Krause: »Über einen fossilführenden Horizont usw.« A. a. O. S. 92.

[3]) P. G. Krause, ebenda, S. 108.

[4]) A. Quaas, »Die Tiefbohrung Waurichen I«. A. a. O. S. 359.

[5]) W. Wunstorf, »Über Löß und Schotterlehm im Niederrheinischen Tieflande«. A. a. O. S. 324.

m. E. in vielen Fällen nur sehr schwer durchzuführen sein. Denn häufig ist ein anderer Unterschied als der in der Farbe nicht wahrnehmbar. Es ist dabei vielleicht nicht überflüssig, zu bemerken, daß die lichte Farbe des Ältesten Diluvialschotters nach meinen Beobachtungen sich nicht allgemein aus einem besonderen Reichtum an Milchquarzgeröllen erklären läßt. Auch die Hauptterrasse besteht überwiegend aus diesen weißen Geröllen, und die braune Farbe ist in vielen Fällen die Folge einer nachträglichen Färbung durch Eisenhydroxyd.

Charakteristische Leitgesteine, durch die sich die beiden Schotter unterscheiden, sind mit Sicherheit auch trotz der Mitteilungen von KRAUSE[1]) bisher nicht erkannt worden. Seine wiederholte[2]) Angabe, daß Gerölle von Buntsandstein für den Ältesten Schotter bezeichnend seien, kann unmöglich richtig sein. Ihr Vorkommen habe ich zwar auch beobachtet, andererseits aber ist Buntsandstein in der Hauptterrasse ebenfalls vorhanden, und, soweit ich sehe, sogar sehr verbreitet. —

In dem bereits früher aufgenommenen südlichen Teil der Niederrheinischen Bucht hat es sich P. G. KRAUSE angelegen sein lassen, die weitere Verbreitung des Ältesten Diluvialschotters zu untersuchen, und er hat seine Begehungen nicht nur über den Bereich des s. Z. kartierten Blattes Grevenbroich, sondern auch auf das südliche Vorgebirge bis nach Brühl ausgedehnt.

Ich selbst hatte vor Abfassung der Aachener Festschrift leider keine Gelegenheit gehabt, derartige Begehungen zu machen und mußte mich mit dem Ergebnis begnügen, zu dem die Kartierung durch E. KAISER, P. G. KRAUSE, A. QUAAS und mich seinerzeit geführt hatte, daß nämlich hier nur ein Schotter vorläge.

Unter Berufung darauf, daß im Engtale des Rheines in einem die Hauptterrasse überragenden Niveau eine noch ältere Diluvialterrasse auftritt, schloß ich auf eine Kreuzung[3]) von Ältestem Diluvialschotter und Hauptterrasse, und nahm an, daß im Vorge-

[1]) P. G. KRAUSE, »Einige Beobachtungen usw.« A. a. O. S. 140.

[2]) Ebenda S. 140; Erläuterungen zur Karte der Gegend von Mörs, S. 6.

[3]) W. WUNSTORF und G. FLIEGEL, »Die Geologie des Niederrheinischen Tieflandes«, S. 135, 148.

birge beide Schotter in einem Niveau liegen, wobei der ältere große Geschiebe als Erosionsrest zurückgelassen habe. Schon damals rechnete ich nur mit einer Erosion »auf großen Flächen«,[1]) also nicht mit einer allgemeinen Abtragung des Ältesten Schotters in dem südlichen Gebiet.

Bei dieser meiner Darstellung, wie ich sie in der Geologie des Niederrheinischen Tieflandes gegeben habe, ist es wohl nicht ganz richtig, wenn Krause unter Berufung auf ein schematisches Profil der Rheinterrassen — das als schematisch z. B. von Geinitz[2]) richtig aufgefaßt worden ist — behauptet[3]), ich ließe den Ältesten Diluvialschotter in der Gegend von Düsseldorf enden, während er ihn jetzt bis zum Brohltal nachgewiesen habe. Ich glaube, wenn Krause meine Darstellung der Terrassenkreuzung etwas eingehender gewürdigt hätte, so hätte er wohl schwerlich eine Darstellung als korrekturbedürftig bezeichnet, die sich in der Auffassung überhaupt nicht von der seinen unterscheidet, sondern die er nur durch Beobachtungen in dem in dieser Hinsicht bisher noch nicht durchforschten Vorgebirge ergänzt hat.

Denn wenn die Krause'sche Darstellung von dem Vorhandensein des Ältesten Schotters und des Interglazials auf der Ville richtig ist, so würde das nur bedeuten, daß die Terrassenkreuzung ein Stück weiter südwärts zu suchen ist. Da aber Krause den Ältesten Schotter keineswegs überall gefunden zu haben scheint (in dem Tagebau Fortuna z. B. gibt er ausdrücklich nur die Südostecke an)[4]), so scheinen im Vorgebirge doch die beiden Aufschüttungen wenn nicht ganz, so doch ungefähr in einer Ebene zu liegen; denn der Älteste Schotter und das Interglazial sind teils erhalten, teils abgetragen. Dabei ist es mir persönlich für den Nachweis der von mir schon 1910 behaupteten Terrassenkreuzung nur erfreulich, wenn das älteste Diluvium auf der Ville besser erhalten ist als nur in den kümmerlichen Überbleibseln, mit denen ich allein rechnen konnte. —

[1]) Ebenda S. 136.
[2]) Referat im Neuen Jahrb. f. Mineral. f. 1912, I, S. 343.
[3]) P. G. Krause, »Einige Beobachtungen usw.« A. a. O. S. 150.
[4]) Ebenda, S. 138.

Eine interessante Frage ist die nach der Herkunft der großen Blöcke in der Hauptterrasse: Auch hier erfreut sich meine Auffassung, daß sie auf schwimmenden Eisschollen verfrachtet worden seien, nicht des Beifalls von KRAUSE, wenngleich ich nach einer exakten Widerlegung vergebens gesucht habe. KRAUSE hält einen solchen Transport durch Treibeis an sich für möglich, jedoch nur, soweit die Blöcke »aus weichem Schiefermaterial« bestehen[1]). Ich glaube, wenn weiches Gestein durch Eis transportiert werden kann, so wird es bei hartem und festerem Gestein um so eher möglich sein.

Daß die vorkommenden großen Geschiebe überwiegend gerundet seien, und daß das speziell auf Grube Donatus zu beobachten sein soll[2]), verstehe ich nicht. Wer die Form dieser großen Geschiebe mit der Form der gewöhnlichen Gerölle vergleicht, kann m. E. einen ganz wesentlichen Unterschied nicht leugnen. Ich habe mich durch die KRAUSE'sche Veröffentlichung veranlaßt gesehen, gerade die zahlreichen Blöcke auf Donatus zu studieren, und ich kann nur aussprechen, daß hier kantige Blöcke — selbstverständlich vielfach mit gerundeten Kanten — massenhaft vorkommen.

Verwahren muß ich mich in diesem Zusammenhang gegen die Unterstellung von KRAUSE, ich hätte unter teilweiser Aufgabe meines früheren Standpunktes in derselben Veröffentlichung für das Auftreten der großen Geschiebe nicht weniger als drei Erklärungen[3]) gebracht. Wenn Herr KRAUSE aus meinen ihm anscheinend zu knappen Ausführungen nur eine wunderliche Vielzahl von Erklärungsversuchen herauszulesen vermochte, so hätte sich sein Irrtum durch eine mündliche Anfrage an mich überaus leicht klären lassen: Die von ihm bemängelten Ausführungen beziehen sich, was ihm vollständig entgangen ist, auf zwei verschiedene Erscheinungen, nämlich 1. allgemein auf das Auftreten zahlreicher großer Blöcke in der Hauptterrasse, 2. im besonderen auf die Anreicherung dieser Blöcke an der Basis der Terrasse.

[1]) Ebenda S. 151.
[2]) Ebenda S. 152.
[3]) Ebenda S. 151.

In ersterer Hinsicht halte ich, wie in früheren Aufsätzen, so auch an der von ihm zitierten Stelle[1]) an der Verfrachtung durch Eisschollen fest. Weiterhin erkläre ich auf S. 136 und 160 die Anreicherung dieser durch Eisschollen herbeigeflößten Geschiebe an der Basis der Terrasse als ein Erosionsrelikt des Ältesten Schotters. Die großen Geschiebe sind also nach meiner Auffassung durch Eisschollen aus dem Gebirge ins Vorland gebracht worden und zwar sowohl zur Zeit der Bildung des Ältesten Schotters wie der Hauptterrasse. Soweit der erstere wieder abgetragen worden ist, sind sie als Erosionsrelikt dieses Schotters liegen geblieben und erscheinen jetzt angereichert an der Basis der Hauptterrasse.

B. Mittelterrassen.

Unsere Kenntnis der Mittelterrassen des Rheines ist im Niederrheinischen Tieflande noch sehr gering. Während im Rheindurchbruchstale bis in die Gegend von Bonn mehrere Mittelterrassen vielerorts zu beobachten und zum Teil auf längere Strecken fortlaufend verfolgt worden sind, deren eine von Steinmann in Anlehnung an oberrheinische Verhältnisse als »Hochterrasse« zu stratigraphischer Selbständigkeit erhoben worden ist, werden diese Verhältnisse nördlich von Bonn völlig unklar. Zwar hat E. Kaiser[2]) wiederholt betont, daß am Abhange des Vorgebirges im Westen von Brühl neben der allgemein verbreiteten »tiefsten« Mittelterrasse noch ältere Mittelterrassenreste anstehen; ich selbst aber mußte es offen lassen, ob eine der im Westen von Cöln anscheinend noch vorhandenen höheren Mittelterrassenstufen mit der Hochterrasse Steinmann's identisch ist. Wir wissen auch außerordentlich wenig über die Mächtigkeit, über das Längsgefälle der tiefsten Mittelterrasse und über die Neigung ihrer Oberfläche nach der Talachse

[1]) W. Wunstorf und G. Fliegel, Geologie des Niederrheinischen Tieflandes, S. 134.

[2]) E. Kaiser, »Die Ausbildung des Rheintales zwischen Neuwieder Becken und Cöln-Bonner Bucht«. Verhandl. d. XIII. Deutsch. Geogr.-Tages. Cöln 1903. Ders.: »Bericht über die Exkursionen der Deutsch. Geol. Gesellsch. nach der Versammlung in Coblenz«. Zeitschr. D. Geol. Ges. 1907, B. Ders.: »Das akademische Gut Dickopshof, 1907. Ders.: Erl. Blatt Brühl 1907. Ders.: »Die Entstehung des Rheintales«. Vers. deutscher Naturforscher und Ärzte, Cöln 1909.

zu. Das hat seinen natürlichen Grund darin, daß die Terrasse in dem ganzen Gebiet nordwärts bis in die Breite von Neuß von einer mächtigen Lößdecke verhüllt ist.

Es war zu erwarten, daß die geologische Aufnahme rechts des Rheines manche Aufklärung in diesen Fragen bringen würde, weil hier eine Lößbedeckung nur ganz örtlich vorhanden ist. Ich möchte daher im Folgenden einiges über die Entwicklung der Mittelterrassen aus dem Gebiet zwischen Sieg und Wupper und darüber hinaus mitteilen:

Vom Rande des Siegtales bei Troisdorf zieht sich an Brück und Dünnwald vorüber nach Küppersteg und jenseits der Wupper nach Langenfeld ein Steilrand von durchschnittlich 5—8 m Höhe, der Abfall der tiefsten Mittelterrasse. Er entspricht morphologisch in seinem Verlauf und in seiner Höhe durchaus dem Anstieg, der links des Rheines die Niederterrasse von der Mittelterrasse scheidet. Auch die in zahlreichen Kiesgruben an dem Terrassenanstieg aufgeschlossenen Sand- und Kiesschichten unterscheiden sich von denen des linksrheinischen Gebietes wohl nur dadurch, daß der Sand vielfach vor dem Kiese vorherrscht. Ebenso entspricht die sich östlich ausdehnende Terrassenfläche morphologisch der Mittelterrasse von der anderen Rheinseite.

Die Mächtigkeit der Terrasse schwankt in überraschend weiten Grenzen; denn während ihre Schichten in einer Brunnenbohrung nahe dem Nordrande des Fußartillerieschießplatzes Wahn (Bl. Wahn) mit 38 m nicht durchbohrt sind, haben mehrere Bohrungen in der Umgebung von Dellbrück (Bl. Mülheim a. Rh.) das alte Gebirge bereits in 10—13 m Tiefe erreicht. Die oben schon erwähnte Bohrung der Stadt Mülheim am Mauspfad, also unmittelbar am Rande der Terrasse, südlich von Dünnwald, zeigt dagegen 35 m Kies und Sand der Mittelterrasse, eine Wasserbohrung von Schlebusch, nur 300 m vom westlichen Terrassenrande angesetzt (Bl. Burscheid), wieder nur 14 m Diluvium. Nördlich der Wupper, dort, wo diese die Niederterrasse des Rheines erreicht (Bl. Hitdorf), streichen devonische Schichten am Talrande unter den Mittelterrassenkiesen sogar zu Tage aus.

Wie auch sonst hat die Terrasse ein Gefälle nicht nur in der

Längsrichtung, sondern auch quer zum Strom nach der Talachse zu. Während ihre Oberfläche in ersterer Richtung — gemessen in geringer Entfernung vom Abfall der Terrasse — sich von Troisdorf bis Küppersteg, also auf rd. 30 km, allmählich von 70 auf 60 m senkt, steigt sie am Nordrande des Schießplatzes Wahn bei 3 km Breite von 64 m im Westen auf über 75 m im Osten an. Berücksichtigen wir, daß sie im Westen mit 38 m nicht durchbohrt ist, so reicht sie von 75 m bis auf mindestens 26 m + N. N. herab.

Nordöstlich von Mülheim a. Rh. liegt ihre Oberfläche nahe am Mauspfad bei rd. 55 m, sie streicht im Osten über mitteldevonischem Kalkstein an der Eisenbahn Mülheim—B.-Gladbach bei rd. 70 m aus, weist also bei gleicher Breite der Terrasse eine Neigung der Oberfläche von Ost nach West von 15 m auf.

In diesem ganzen Gebiet ist mir von einer höher gelegenen Mittelterrasse nichts bekannt geworden. Ich kann vielmehr mit Sicherheit behaupten, daß die nächsthöhere Terrasse die Hauptterrasse ist, die in einer Reihe mehr oder minder großer Erosionslappen zwischen Sieg und Dhün erhalten ist.

Anders liegen diese Verhältnisse nördlich der Wupper: Hier lassen sich in dem Gebiet östlich von Mehlbruch und Langenfeld über Reusrath nach Leichlingen (Bl. Hitdorf) am Abhang zwischen Nieder- und Hauptterrasse Schotterablagerungen in einer ganzen Reihe von Niveaus verfolgen. Wenn es auch nicht schwer ist, dabei die tiefste Mittelterrasse morphologisch gegen die höheren Talstufen abzugrenzen, so fehlt doch jede Möglichkeit zu einer innerlich berechtigten Gliederung dieser Mittelterrassen, deren höchste in 85—90 m Meereshöhe bei Rotenberge auf oberoligocänem Meeressande liegt.

Die Terrassenentwicklung ist also in verschiedenen Teilen des besprochenen Gebietes bemerkenswert verschieden: Während der Fluß im Süden im Bereich der Blätter Wahn und Mülheim a. Rh. nach Aufschüttung der Hauptterrasse bis zum Beginn der Mittelterrassenzeit sein Bett nur eingetieft zu haben scheint, ist die Talbildung im Nor-

den (Blatt Hitdorf) ruckweise vor sich gegangen. Denn hier wechseln wiederholt Perioden der Talvertiefung und der Aufschüttung ab.

Man wird sich nicht vorstellen können, daß die Wupper, die beide Gebiete trennt, in ursächlichem Zusammenhang mit der so verschiedenartigen Entwicklung der Terrassen steht. Auch ist es sehr unwahrscheinlich, daß die zahlreichen Terrassen in dem südlichen Gebiet ursprünglich zwar entwickelt waren, beim tieferen Einschneiden des Flusses aber wieder restlos abgetragen wurden. Es bleibt also nichts anderes übrig als ein anderer, rein örtlich wirkender Einfluß, und das können nur tektonische Schollenbewegungen sein, die während der Diluvialzeit in dem nördlichen Gebiet stattgefunden haben, während im Süden Ruhe herrschte.

Ich komme dabei zu der Auffassung, daß die allgemein zu verfolgenden Terrassen, also z. B. die Haupt- und die (tiefste) Mittelterrasse ihre Entstehung allgemein wirkenden Ursachen verdanken, daß dagegen die örtlich und nur auf kürzeren Flußstrecken zu beobachtenden Zwischenterrassen aus der örtlichen Beeinflussung des Mechanismus der Talbildung durch mehr oder minder umfangreiche Schollenbewegungen zu erklären sind.

Das würde auch für die Steinmann'sche Hochterrasse vom Rodderberg gelten, deren stratigraphische Selbständigkeit auch durch die Untersuchungen von W. Wunstorf über den Älteren Löß erschüttert erscheint[1]).

Für das Rheintal ergibt sich hieraus das Bild eines wenig gleichmäßig eingebrochenen Grabengebietes. Nicht nur von Ost nach West, sondern auch von Norden nach Süden wechseln Schollen miteinander ab, die sehr verschieden tief eingebrochen sind und ihre heutige Stellung zu verschiedenen Zeiten erreicht haben. Im einzelnen hoffe ich das in einem späteren Aufsatz nachweisen zu können.

[1]) W. Wunstorf, »Über Löß- und Schotterlehm usw.«. A. a. O. S. 32.

C. Niederterrasse.

Die Niederterrasse ist, wie bekannt, eine selbständige Aufschüttung, die das in die Mittelterrasse eingeschnittene jungdiluviale Tal ausfüllt. Naturgemäß sind Aufschlüsse, die die Anlagerung der Kiese der Niederterrasse an die Mittelterrasse zeigen, äußerst selten. Abb. 2 auf Tafel 24 zeigt eine Kiesgrube bei Schnellweide (Bl. Mülheim), die in der Niederterrasse dicht am Mauspfad, also am äußersten Rande der Terrasse, angelegt ist, und in der Tiefe die Mittelterrasse noch angeschnitten hat. Die Auflagerungsfläche stellt eine prächtige Erosionsdiskordanz dar und senkt sich mäßig steil nach der Talachse zu.

Die Niederterrasse gilt im Niederrheinischen Tieflande bisher für eine einheitliche Bildung. Nachdem ich jedoch schon früher[1]) darauf aufmerksam gemacht habe, daß rechtsrheinisch im Bereich von Blatt Wahn eine höhere und eine tiefere Stufe in der Niederterrasse zu unterscheiden ist, kann ich diese Beobachtung heute dahin erweitern, daß die beiden Stufen in dem ganzen Gebiet zwischen Sieg und Wupper zur Ausbildung gelangt sind. Die tiefere Stufe fehlt heut nur auf kurzen, das Gesamtbild kaum störenden Strecken, nämlich dort, wo sich an ihrer Stelle zu alluvialer Zeit der Rhein tiefer eingeschnitten hat.

Der die beiden Stufen scheidende Steilrand nimmt nahe der Siegmündung seinen Anfang und verläuft östlich an Mondorf und Rheydt vorüber nach Niederkassel und von da über Ranzel nach Langel. Der Höhenunterschied der beiden Talstufen beträgt hier im allgemeinen 4—5 m.

Bei Westhofen, am neuen Wasserwerk der Rheinischen Wasserwerksgesellschaft, setzt der Steilrand sodann am Rande des alluvialen Tales von neuem an und führt hart östlich an Kalk und Mülheim vorüber durch Vingst, Höhenberg, Herl, Scheuerhof nach Wiesdorf.

Es liegt kein Grund zu der Annahme vor, daß die tiefere Talstufe eine selbständige Aufschüttungsterrasse ist, vielmehr habe

[1]) W. Wunstorf u. G. Fliegel, Die Geologie des Niederrh. Tieflandes. A. a. O. S. 140.

ich den Eindruck, daß sie durch Erosion aus der höheren entstanden ist; doch bleibt zu beachten, daß beide Niederterrassenstufen eine Decke von Hochflutbildungen tragen, die naturgemäß östlich und westlich des beschriebenen Steilrandes nicht altersgleich sein können. Die Hochflutbildungen der höheren Talstufe sind entstanden, während der Fluß sich zum ersten Male in die Niederterrasse einschnitt, also zu der Zeit, wo die tiefere Geländestufe herausmodelliert wurde. Die Deckschichten der tieferen Talstufe stammen aus der Zeit abermaliger Talvertiefung, müssen also genau genommen wohl schon als Alluvium bezeichnet werden.

Bei der großen Verbreitung, in der die beiden Niederterrassenstufen mit ihren aus zwei verschiedenen Perioden stammenden Deckschichten bisher schon nachgewiesen sind — Sieg und Wupper sind innerhalb der Niederterrasse des Rheines 35 km von einander entfernt —, ist es wahrscheinlich, daß es sich um mehr als eine nur örtliche Erscheinung handelt; doch ist zunächst, ehe Schlüsse daraus gezogen werden, die weitere Verfolgung der beiden Talstufen erwünscht.

Ihr Vorhandensein dürfte in Zukunft auch noch Bedeutung erlangen bei der Festlegung der Entstehungszeit der Dünen im Niederrheinischen Tieflande: Bekanntlich sind Flugsande rechts des Rheines weit verbreitet und zwar besonders auf der Mittelterrasse, von wo aus sie die Abhänge des Gebirges bis hinauf zu etwa 200 m Höhe überkleiden. Auf der Niederterrasse sind sie ebenfalls vorhanden, wenn auch die Dünenzüge mehr sporadisch auftreten. Es ist nun in dem Gebiet zwischen Sieg und Wupper bemerkenswert, daß die tiefere Niederterrassenstufe frei von Flugsand ist, daß er dagegen unmittelbar östlich vom Abfall der höheren Niederterrassenstufe vielerorts in Form langgestreckter Dünenrücken vorkommt, so besonders zwischen Mülheim a. Rh. und Dünnwald und östlich von Leverkusen. Ebenso treten Dünen weiter im Süden unmittelbar östlich des Steilrandes bei Langel (Blatt Wahn) auf. Ich möchte daraus schließen, daß die Bildung der niederrheinischen Dünen geschehen ist, während die tiefere Niederterrassenstufe noch vom Rhein

eingenommen war, also in einem sehr späten Stadium der Niederterrassenzeit. —

Über die Funde von Säugetierknochen in der Niederterrasse ist bisher nur ganz vereinzelt eine Mitteilung veröffentlicht worden. Was hiervon gefunden worden ist, ist ja sicher nur zum kleinsten Teil in die Museen gewandert. Rechnen wir das, was aus dem Rheinbett gebaggert worden ist, ebenfalls zur Niederterrasse, was jedenfalls berechtigt ist, da der Kies der Terrasse im Strombett im allgemeinen nur oberflächlich umgelagert ist, so ergibt sich allein schon aus dem Material, das der Naturhistorische Verein der Rheinlande in Bonn in seinem Museum birgt, ein erstaunlicher Reichtum der damaligen Säugetierwelt, zwar nicht an Arten, wohl aber hinsichtlich der Verbreitung und der Individuenzahl.

In erster Reihe liegen Reste von

Elephas primigenius
Rhinoceros tichorhinus
Equus caballus
Bison priscus
Bos primigenius

von zahlreichen Punkten des Niederrheinischen Tieflandes vor.

Hinsichtlich der Erhaltung der Stücke ist zu bemerken, daß sie vielfach, wie das bei ihrem Vorkommen im Flußkies gar nicht anders sein kann, stark gerollt sind. Es sind aber auch tadellos erhaltene Exemplare keineswegs selten, und ich kann mir nicht vorstellen, daß z. B. die im Cölner Städtischen Museum aufbewahrten Reste von *Bos primigenius* und *Rhinoceros tichorhinus* sowie ein mächtiger Mammutstoßzahn etwa auf zweiter Lagerstätte sich befinden könnten: Die Säugetierfunde in der Niederterrasse stellen die Fauna dar, die während der Aufschüttung der Terrasse am Niederrhein gelebt hat. —

Die von E. Kaiser[1]) und mir[2]) aus der Niederterrasse bekannt gegebenen Schneckenfaunen, die irgendwelche Schlüsse

[1]) E. Kaiser: Erläuterungen zu Blatt Brühl.

[2]) W. Wunstorf und G. Fliegel: Geologie des Niederrheinischen Tieflandes, S. 140.

auf die klimatischen Verhältnisse jener Zeit leider nicht zuließen, sind zweifellos jünger. Denn sowohl diejenigen von Hochkirchen (Blatt Brühl) wie die von Ranzel (Blatt Wahn) stammen aus den jungen lehmig-sandigen Deckschichten (Hochflutbildungen) der Niederterrasse. Dabei handelt es sich bei dem Ranzeler Vorkommen um die Deckschichten der höheren Stufe der Niederterrasse, während die Säugetiere, soweit mir die näheren Fundumstände bekannt sind, stets im Kies, oft viele Meter unter Tage, also inmitten der eigentlichen Terrassenaufschüttung, gefunden worden sind. —

Hinsichtlich der stratigraphischen Stellung der Niederterrasse galt bisher als feststehend, daß sie das Äquivalent der letzten Eiszeit sei. Auch v. LINSTOW[1]) hat den Nachweis des spät- oder nachglazialen Alters des Lösses am Niederrhein nicht in der Weise zu führen gesucht, daß er die Niederterrasse als nacheiszeitlich ansprach, sondern das Vorkommen echten Lösses auf ihr behauptete.

Im Gegensatz hierzu erörtert W. WUNSTORF[2]), der im übrigen den Löß wie alle am Niederrhein arbeitenden Geologen für älter hält, in einem kürzlich erschienenen Aufsatz die Möglichkeit eines nacheiszeitlichen Alters der Niederterrasse. Nach ihm würde — ebenso wie früher nach VAN WERWECKE — die Mittelterrasse vom Niederrhein mit der Niederterrasse vom Oberrhein identisch sein; es würde also unsere letzte Periode der Talvertiefung und Terrassenaufschüttung (Niederterrasse) am Oberrhein kein Äquivalent[3]) haben. Es müßte sich ferner das Rheinische Schiefergebirge und das Niederrheinische Tiefland nach der Eiszeit, während am Oberrhein bereits völlige Ruhe eingetreten war, noch sehr stark

---

[1]) O. v. LINSTOW: Das Alter des Lösses von Anhalt und vom Niederrhein. A. a. O.

[2]) W. WUNSTORF: »Über Löß und Schotterlehm im Niederrheinischen Tieflande«. A. a. O.

[3]) Zusatz bei der Korrektur: Die ganz neuerdings von VAN WERWECKE vertretene Ansicht (Mitteil. Geolog. Landesanst. Elsaß-Lothringen Bd. 8, H. 1, S. 137), daß unsere Niederterrasse nur eine Erosionsstufe der Mittelterrasse sei, in der »strichweise« Neuauffüllungen stattgefunden hätten, ist mit den Tatsachen in keiner Weise in Einklang zu bringen.

herausgehoben haben. Das erscheint mir, wie ich schon früher ausgeführt habe, für eine so späte Zeit um so weniger wahrscheinlich, als wir am Niederrhein zwar in großer Ausdehnung junge tektonische Schollenbewegungen kennen, aber im wesentlichen aus der Zeit des älteren und mittleren Diluviums; auch beschränken sich die Erdbeben am Niederrhein, soweit mir bekannt ist, auf das Vorland und verschonen das Gebirge, das sich demnach im Zustande völliger Ruhe befindet, so daß eine so jugendliche Heraushebung auch aus diesem Grunde nicht wohl glaubhaft ist.

Vor allem aber gestatten die Wunstorf'schen Beobachtungen über die Ausbildung und Gliederung des Lösses im Niederrheinischen Tieflande, so wertvoll sie an sich sind, nicht die weitgehenden daran geknüpften Schlußfolgerungen. Die Annahme eines nacheiszeitlichen Alters der Niederterrasse insonderheit beruht nicht sowohl auf neuen Beobachtungen, wird vielmehr aus mitteldeutschen Verhältnissen gefolgert. —

Nach W. Wunstorf ist die Aufschüttung der Mittelterrasse, des geschichteten Lösses auf ihr und des ungeschichteten »Decklösses« in ein und dieselbe Eiszeit zu versetzen. Alle drei Bildungen sollen ohne zeitliche Lücke aufeinander folgen, und mit dem Anfang der Decklößbildung soll zugleich die Erosion vor Aufschüttung der Niederterrasse zusammenfallen.

Abgesehen von der auffälligen Einordnung der Gesamtheit der geologischen Vorgänge in die Zeit der Vereisung scheint mir der Nachweis der lückenlosen Aufeinanderfolge der genannten Bildungen nicht genügend gesichert: Zunächst ist keineswegs unmöglich, daß der geschichtete Löß, der z. B. bei Glehn nach Wunstorf nur 1,1 m mächtig ist, eine Facies des normalen, ungeschichteten Decklösses ist, d. h. äolisch niedergeschlagener und alsbald durch Wasser verschwemmter Löß. Dann steht der Annahme nichts im Wege, daß zwischen der Aufschüttung der Terrasse und der des Lösses eine zeitliche und vielleicht sehr erhebliche Lücke klafft.

Ist aber der geschichtete Löß, wie Wunstorf will, die ursprüngliche Bildung, aus der der Decklöß durch Verwehung her-

vorgegangen ist, so muß sich seine Bildung allerdings an die der Terrasse angeschlossen haben; doch kann er unmöglich in der gleichen Weise aus fließendem Wasser abgelagert sein wie die Terrassenschotter; denn dann wäre ein Übergang, eine Wechsellagerung von grobem, z. Z. kiesigem Material mit dem feinsandigen und staubartigen zu erwarten. Es müßte dann also der geschichtete Löß der Absatz des gestauten Rheines sein, und er müßte aus der Zeit der Höchstausdehnung des Inlandeises stammen, das ja südwärts bis Crefeld gereicht und sicherlich einen gewissen Stau des Rheines bewirkt hat.

Dabei ergeben sich einige Schwierigkeiten gegenüber meiner bisher nicht widerlegten Auffassung[1]), daß die Mittelterrasse selbst, wenigstens in ihrem oberen Teile, dem Höhepunkt und dem beginnenden Zurückweichen des Inlandeises entspreche; vor allem aber würde dann die Mittelterrasse der Haupteiszeit angehören, d. h. dem am weitesten nach S. und SW. vorgedrungenen Inlandeis. Die Annahme eines nacheiszeitlichen Alters der Niederterrasse schließt also ohne weiteres in sich, daß die letzte Eiszeit die Haupteiszeit gewesen ist, was aber keineswegs die allgemeine Anschauung derjenigen Geologen ist, mit deren Forschungsergebnissen Wunstorf die Diluvialgliederung des Niederrheins in Einklang zu bringen sich bemüht.

Unter diesen Umständen halte ich nach wie vor den Versuch, das niederrheinische Quartär stratigraphisch mit demjenigen Mittel- und Norddeutschlands zu verknüpfen, für verfrüht, und ich werde mich vorläufig abwartend verhalten, bis die Stellung des Lösses am Niederrhein selbst genauer festgelegt sein wird, was durch die Fortsetzung der von W. Wunstorf begonnenen diesbezüglichen Untersuchungen, wie ich hoffe, möglich sein wird. Dabei wird es insonderheit notwendig sein, Klarheit über die Entstehung und das Alter des über dem Decklöß auftretenden »Schotterlehmes« zu gewinnen, dessen genetische Verhältnisse der Deutung bisher noch außerordentliche Schwierigkeiten machen.

[1]) W. Wunstorf und G. Fliegel: »Geologie des Niederrheinischen Tieflandes«. A. a. O. S. 164.

D. Das nordische Diluvium.

An den ersten Nachweis von Grundmoräne links des Rheines durch mich im Jahre 1909[1]) haben sich inzwischen verschiedene Beobachtungen angeschlossen, die deren allgemeinere Verbreitung dartun. Wichtig ist hier in erster Reihe der schöne Aufschluß eines echten Blocklehms auf dem Hülser Berge, der zum ersten Male in diesem Gebiet eine wahrhaft typische Grundmoräne zeigt. Sodann hat Krause[2]) vom Dachsberg bei Mörs kürzlich eine Grundmoräne beschrieben, die nach ihm im Kies der Mittelterrasse eingelagert ist.

Dieser Aufschluß bestätigt im wesentlichen die Folgerungen, die ich seinerzeit aus dem Auftreten von Grundmoräne unter der Mittelterrasse bei Bocholt und aus den glazialen Aufpressungen des südlichen Diluviums am Westrande des Rheintales gezogen hatte. Denn auch er läßt erkennen, daß die Vereisung in engem zeitlichen Zusammenhang mit der Aufschüttung der Mittelterrasse steht, wie überhaupt über das stratigraphische Verhältnis dieser Vereisung zu den Rheinterrassen kein Zweifel mehr zu herrschen scheint.

Ich halte es unter diesen Umständen an sich nicht für notwendig, auf weitere Aufschlüsse von Grundmoräne besonders hinzuweisen, da sie nach dem Stande unserer Kenntnis stratigraphisch nichts Neues bieten können. Wenn ich trotzdem im Folgenden von einem weiteren Vorkommen Mitteilung mache, auf das ich durch Herrn Professor Athenstädt in Duisburg in dankenswerter Weise hingewiesen worden bin, so geschieht es, weil dieses Duisburger Vorkommen seiner Lage wegen sehr geeignet ist, die linksrheinische Grundmoräne mit dem Glazialdiluvium Westfalens zu verknüpfen:

Der Kaiserberg im Osten von Duisburg besitzt ebenso wie der südlich anschließende Duisburger und Speldorfer Wald über

---

[1]) Vergl. besonders die Bemerkungen in G. Fliegel: »Rheindiluvium und Inlandeis«. A. a. O. S. 339.

[2]) P. G. Krause: Einige Beobachtungen usw. A. a. O. S. 154—155. Von einer Grundmoräne am Egelsberg (P. G. Krause: Geolog.-agron. Karte der Gegend von Mörs, S. 10) ist mir nichts bekannt.

dem alten Gebirge einen Sockel von mitteloligocänem Septarienton, der seinerseits eine ausgedehnte Ablagerung von altdiluvialem Kies der Hauptterrasse trägt.

An einer Reihe von Punkten, so an der Sedanwiese auf dem Kaiserberg, in der Becker'schen Ziegelei gegenüber Monning im Speldorfer Wald sowie in der Kochs'schen Ziegelei am Westabhang des Kaiserberges, die jetzt allerdings in eine Parkanlage umgewandelt ist, sah ich über einem mehr oder minder mächtigen Hauptterrassenkies von ausgezeichneter Schichtung einen völlig ungeschichteten, kiesigen Lehm. Größere Geschiebe sind unregelmäßig darin verteilt, und es treten außerdem in der Becker'schen Ziegelei im Lehm mehrere ganz unregelmäßig gestaltete Sandlinsen und -Säcke von der gleichen Art auf, wie ich sie früher aus der Grundmoräne des Hülserberges beschrieben und abgebildet[1]) habe. Bemerkenswert sind auch mehrere von Herrn Professor ATHENSTÄDT gesammelte gekritzte Geschiebe, sowie an der Becker'schen Ziegelei ein großer nordischer Granitblock von rd. 1,20 m Seitenlänge, dessen ursprüngliche Lage ich allerdings nicht mehr ermitteln konnte.

Die Auffassung, daß in diesen Vorkommen von ungeschichtetem, kiesigen Lehm die Grundmoräne einer Vereisung vorliegt, erhält eine wesentliche Stütze durch die prächtigen Aufschlüsse, die die Eisenbahnverwaltung im Winter 1911/1912 geschaffen hat, indem sie das nördlichste Ende des Kaiserberges nördlich der Bahnstrecke Duisburg—Mülheim a. d. Ruhr bis zum Planum der Eisenbahn herab weggebaggert hat. Wie die Abbildung dieses heute nicht mehr vorhandenen Aufschlusses zeigt (siehe Tafel 24, Abb. 1), tritt hier Septarienton (mit *Leda Deshayesiana*) in inniger Verknetung mit Kies und teilweise durchspickt von großen Geschieben auf. Über diese Grundmoräne breitet sich ein wohlgeschichteter Decksand.

Dadurch, daß die Grundmoräne am Abhange des Berges gelegen ist, wird klar, daß auch hier das Tal bereits vorhanden war, als das Eis vordrang. Die stratigraphische Stellung der Grundmoräne entspricht also durchaus derjenigen, die bisher allein links

[1]) W. WUNSTORF und G. FLIEGEL, »Die Geologie des Niederrheinischen Tieflandes«. A. a. O. Abb. 4.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

des Rheines beobachtet worden ist. Andererseits gehört sie zweifellos zum »Glazial II« des westfälischen Industriegebietes [1]), das auch dort in der Sohle der Täler auftritt.

Hinsichtlich einer älteren Vereisung möge hier nochmals [2]) betont sein, daß deren Ablagerungen links des Rheines bisher nicht beobachtet worden sind. Die Annahme einer älteren Vereisung am Niederrhein beruht ausschließlich auf der Angabe von R. Bärtling [3]), daß eine Grundmoräne rechts des Rheines, z. B. bei Bocholt, im Liegenden der Hauptterrasse verbreitet sei. Ein bisher nicht gelöster Widerspruch liegt allerdings dabei darin, daß Bärtling die nur einmalige Vergletscherung des Gebietes auf der rechten Rheinseite bis hin zur holländischen Grenze betont.

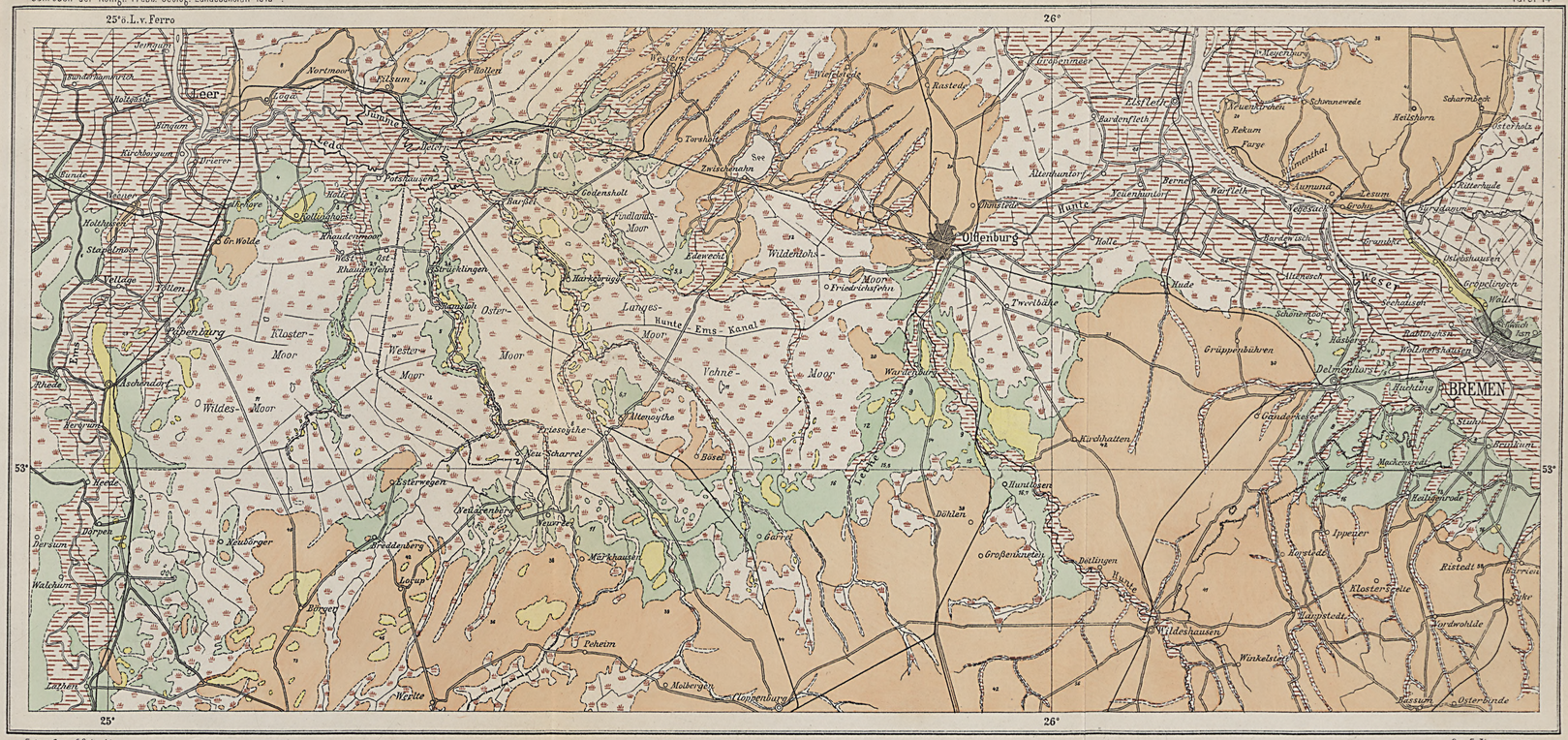
[1]) R. Bärtling, »Das Diluvium des niederrheinisch-westfälischen Industriebezirks und seine Beziehungen zum glazialen Diluvium.« Z. d. D. Geol. Ges. 1912. B. S. 155.

[2]) W. Wunstorf und G. Fliegel, »Die Geologie des Niederrheinischen Tieflandes«. A. a. O. S. 160.

[3]) R. Bärtling, »Die Ergebnisse der neueren Tiefbohrungen nördlich der Lippe usw.« Glückauf 40, 1909, S. 1179.

Berlin, 18. Oktober 1912.

Übersichtskarte des Hunte-Leda-Urstromtals


25° ö. L. v. Ferro
26°
53°
Leer
Ostrhauderfehn
Jemgum
Bunde
Holtgaste
Bingum
Kirchborgum
Hilriver
Rhaude
Weener
Holthusen
Stapelmoor
Tunxdorf
Tergast
Völlen
Ihrhove
Papenburg
Aschendorf
Rhede
Herrenwyk
Neede
Dörpen
Ihrsum
Walchum
Lathen
Esterwegen
Kreddenberg
Börger
Werlte
Melbergen
Clemenburg
Peheim
Meppen
Haren
Lorup
Groß Stavern
Neu Scharrel
Altenoythe
Petersythe
Bösel
Garrel
Varrelbusch
Friedrichsfehn
Moorriem
Edewecht
Wildeshausen
Dötlingen
Großenkneten
Huntlosen
Dötlen
Ganderkesee
Kirchhatten
Harpstedt
Ipperzier
Mastholte
Ristedt
Hoyerswege
Hoya
Winkelsett
Asendorf
Barnstorf
Drebber
Diepholz
Sulingen
Twistringen
Syke
Ottersberg
Osterholz
Scharmbeck
Heilshorn
Schwanewede
Meyenburg
Rekum
Farge
Blumenthal
Aumund
Vegesack
Grohn
Lesum
Burglesum
Schönebeck
Grambke
Gröpelingen
Walle
Hemelingen
Sebaldsbrück
Hastedt
Bremen
Huchting
Stuhr
Brinkum
Moordeich
Delmenhorst
Ganderkesee
Hude
Ohlenbüttel
Wardenburg
Tweelbäke
Ofenerdiek
Bloherfelde
Eversten
Osternburg
Alexandersfeld
Bümmerstede
Metjendorf
Rastede
Westerstede
Ocholt
Torsholt
Twischenahn
See
Elisabethfehn
Bardenfleth
Neuenkoopen
Ellenserdamm
Altenhuntorf
Ellenhuntorf
Ferne
Warfleth
Tungeln
Oldenburg
Hunte
Holte
Bardewisch
Ohmstede
Wesermoor
Schönemoor
Grüppenbühren
Hasbergen
Wahnbergen
Wahnbergen
Wahn

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

H. Schroeder: Ein Stegocephalen-Schädel von Helgoland.



Basis des oberen Schichtensystems.

Südspitze von Helgoland, von Westen gesehen.

Rechts der „Mönch", daneben der „Predigtstuhl" mit der Fundstelle des Capitosaurus Helgolandiae (+); hinter beiden der durch eine streichende Verwerfungsfläche mit Lettenbesteg gebildete Steilabfall des „Südhorns". Im Vordergrunde die im Bau begriffene Uferschutzmauer. Wolff phot. 1912.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Tafel 16.

Capitosaurus Helgolandiae n. sp. . . . S. 240

Von oben gesehen; ungefähr $^1/_2$ der natürlichen Größe.

Original im Geologischen Landesmuseum Berlin.



G. Hoffmann, gez.

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.

Tafel 17.

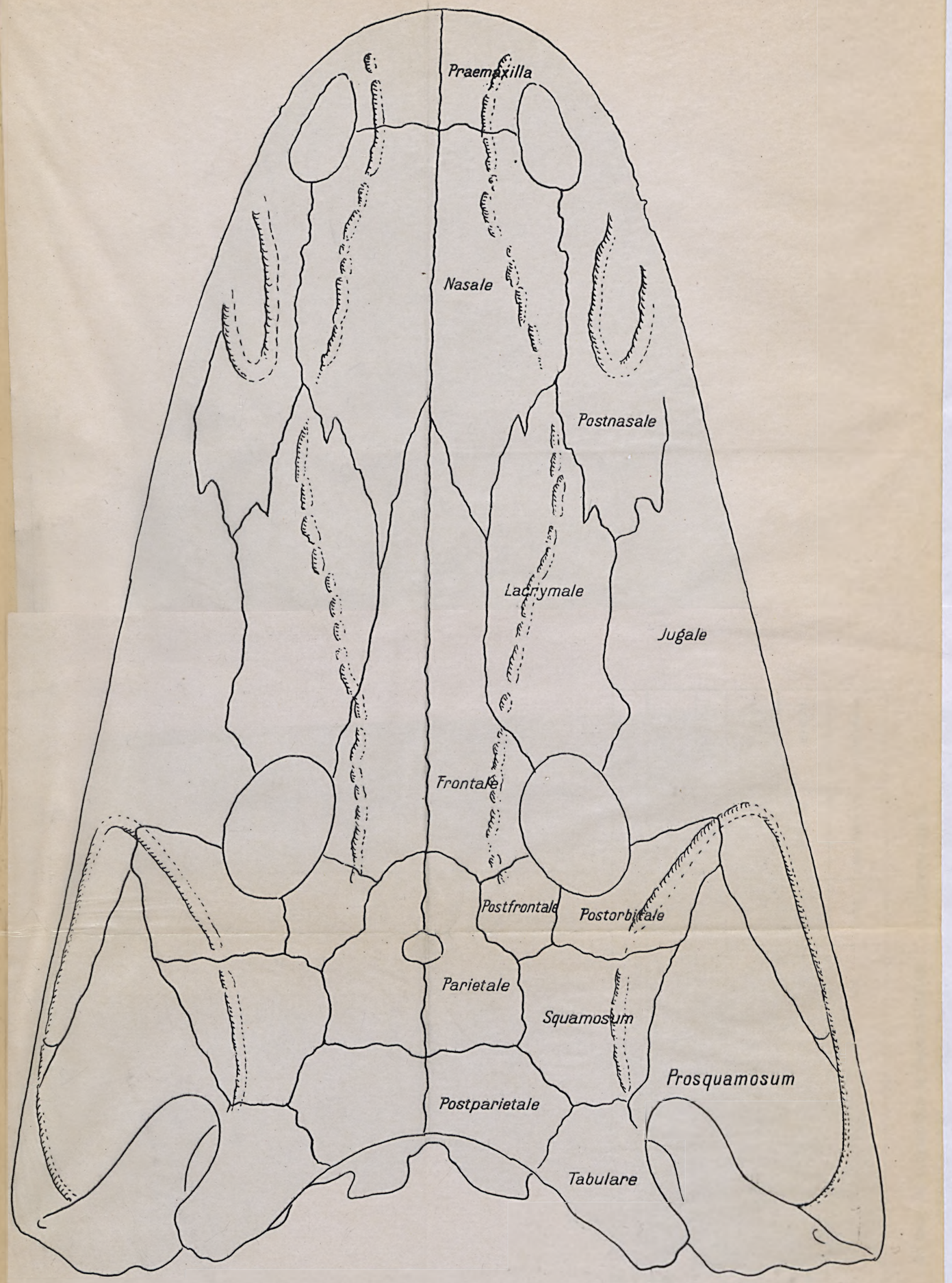
Capitosaurus nasutus H. v. Meyer.

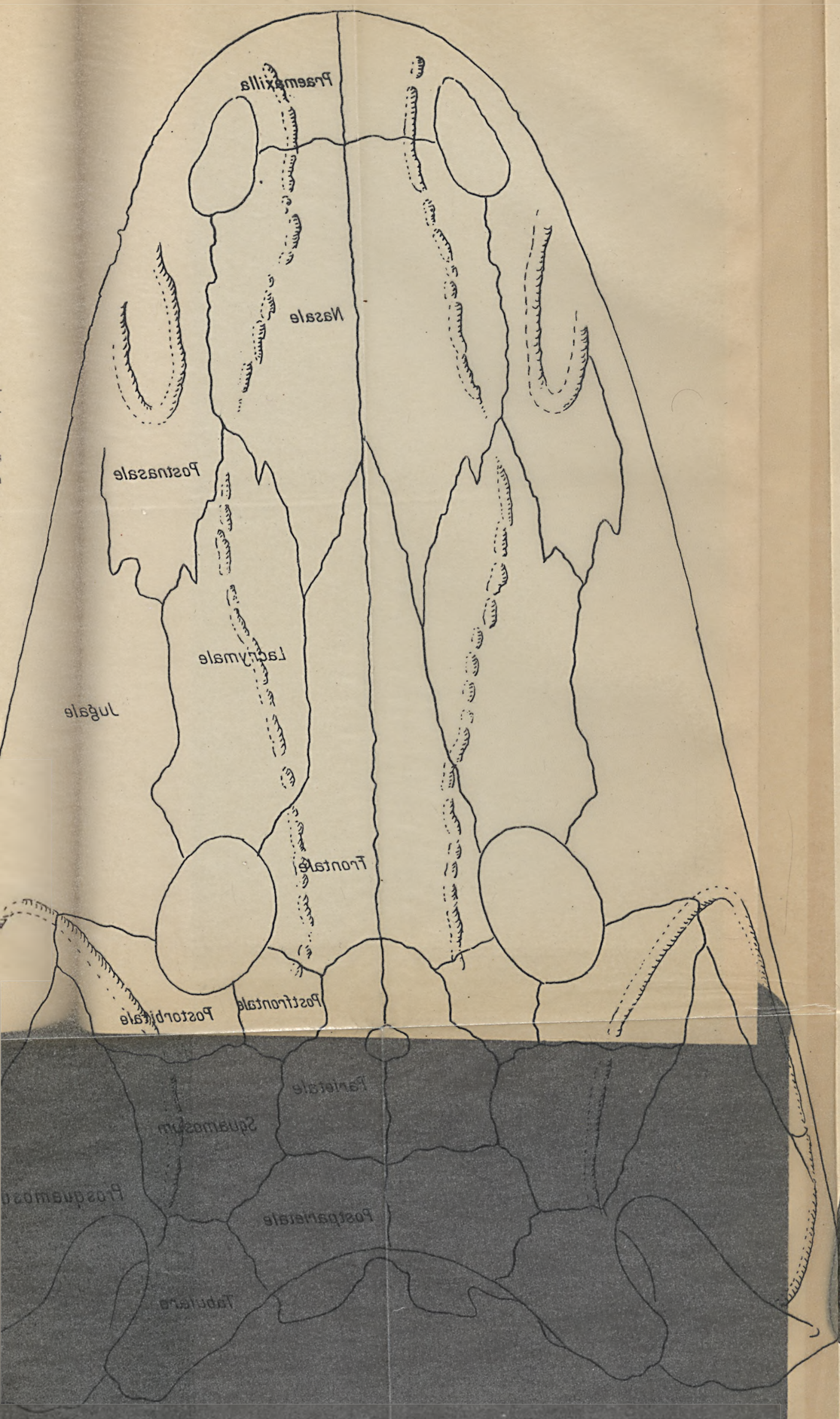
Von oben gesehen; natürliche Größe.

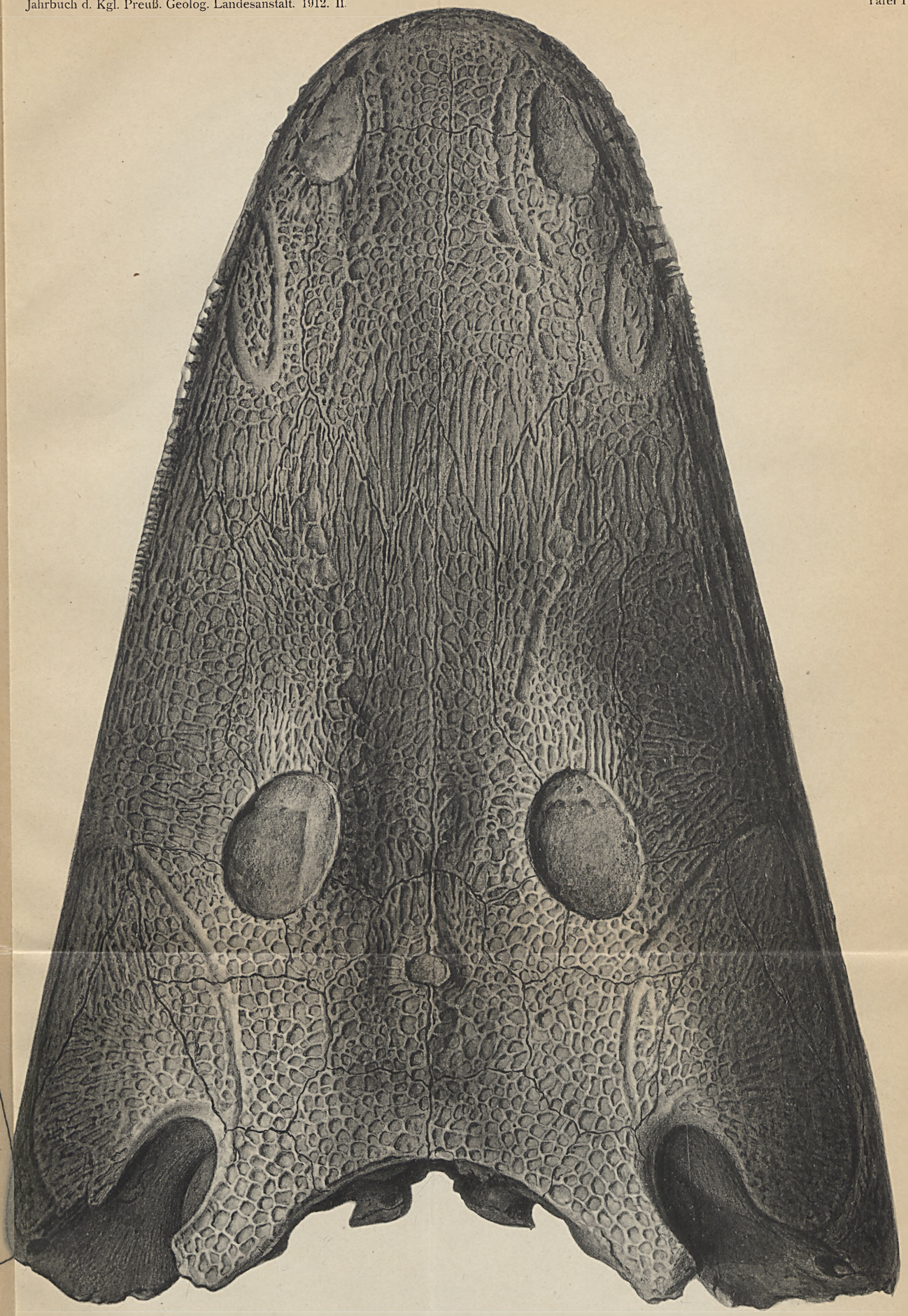
Original für den Umriß, die Lage der Augen und der Nasenöffnung im Museum des Königlichen Geologischen Universitäts-Instituts Halle a. S.

Skulptur und Nähte nach den Stücken des Berliner Museums für Naturkunde in Anlehnung an die Darstellung des Herrn Jaekel, in Lethaea geognostica mesozoica, Texttafel IX.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

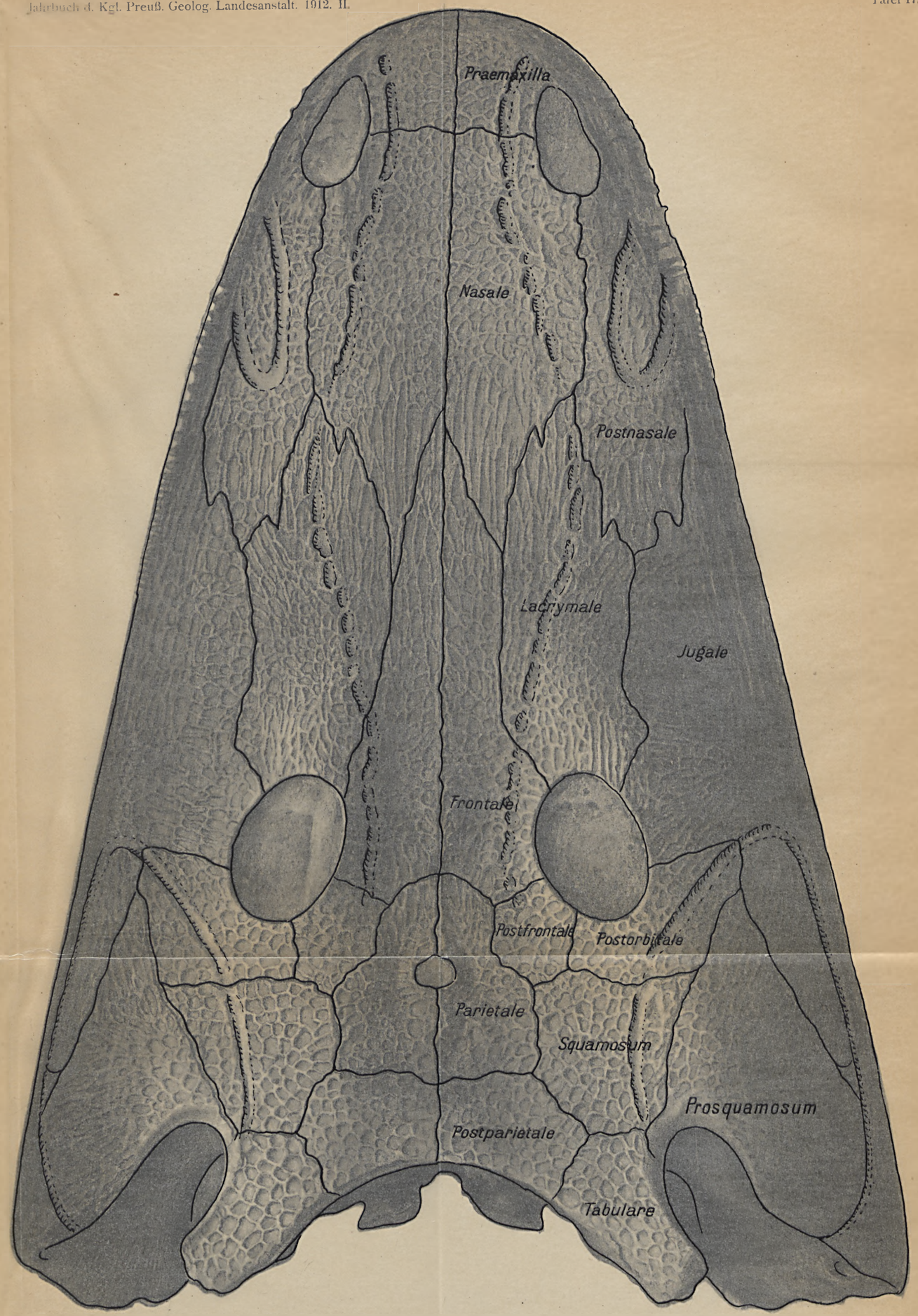

Praemaxilla
Nasale
Postnasale
Lacrymale
Jugale
Frontale
Postfrontale
Postorbitale
Parietale
Squamosum
Prosquamosum
Postparietale
Tabulare





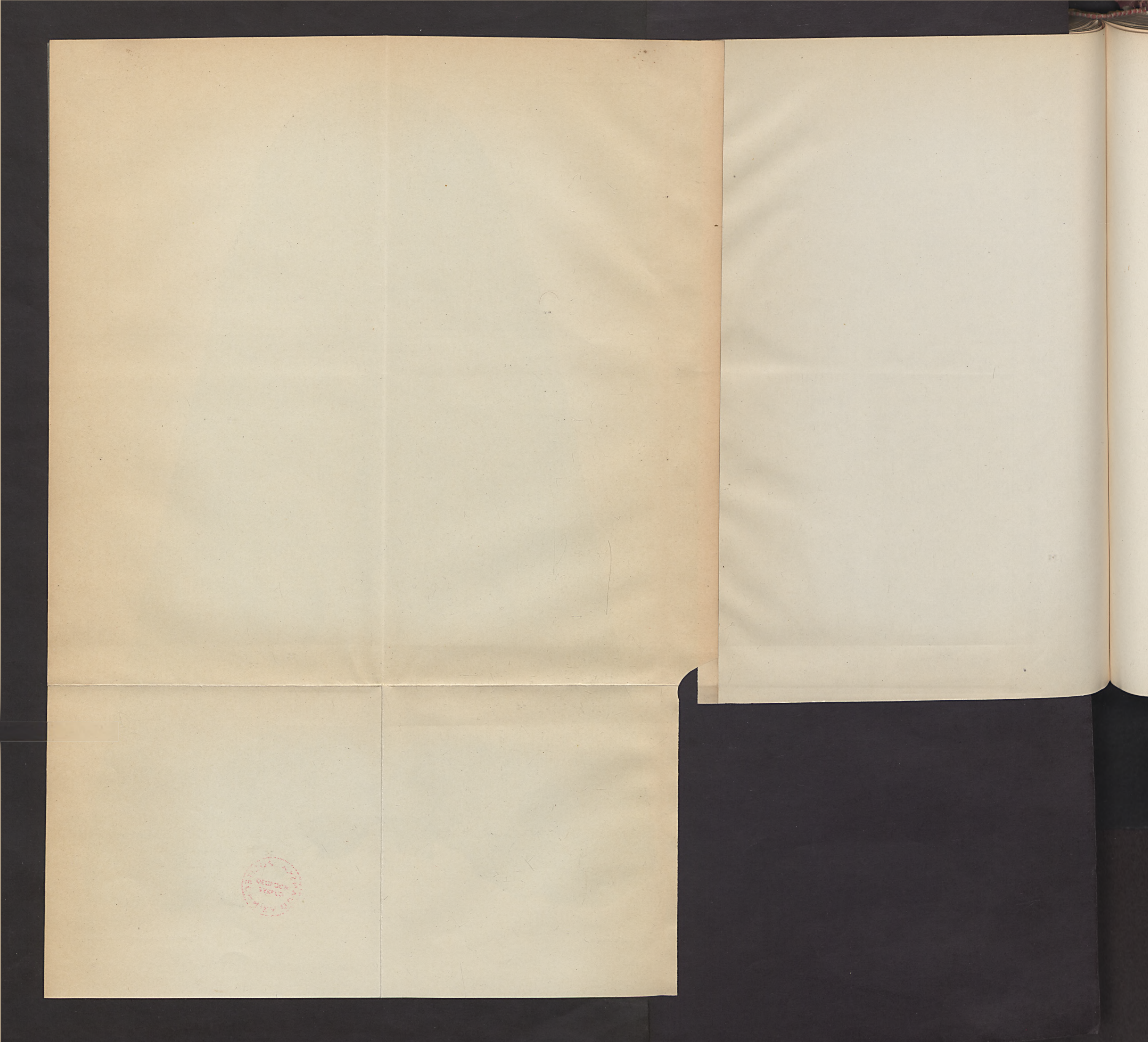
G. Hoffmann, gez.

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.



G. Hoffmann, gez.

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.

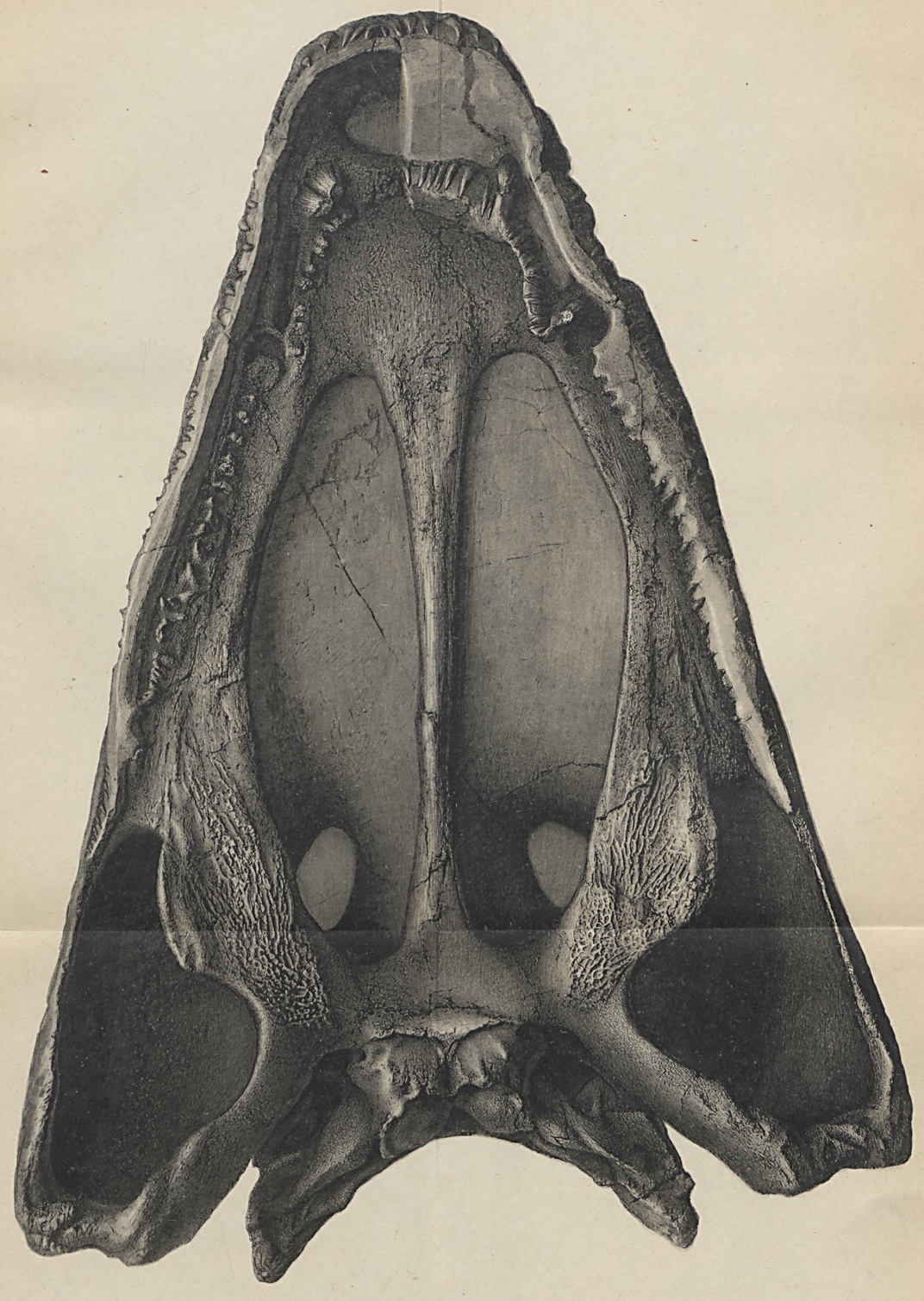


Tafel 18.

Capitosaurus Helgolandiae n. sp. . . . S. 245

Von unten gesehen; etwa $^1/_2$ der natürlichen Größe.

Original im Geologischen Landesmuseum Berlin.



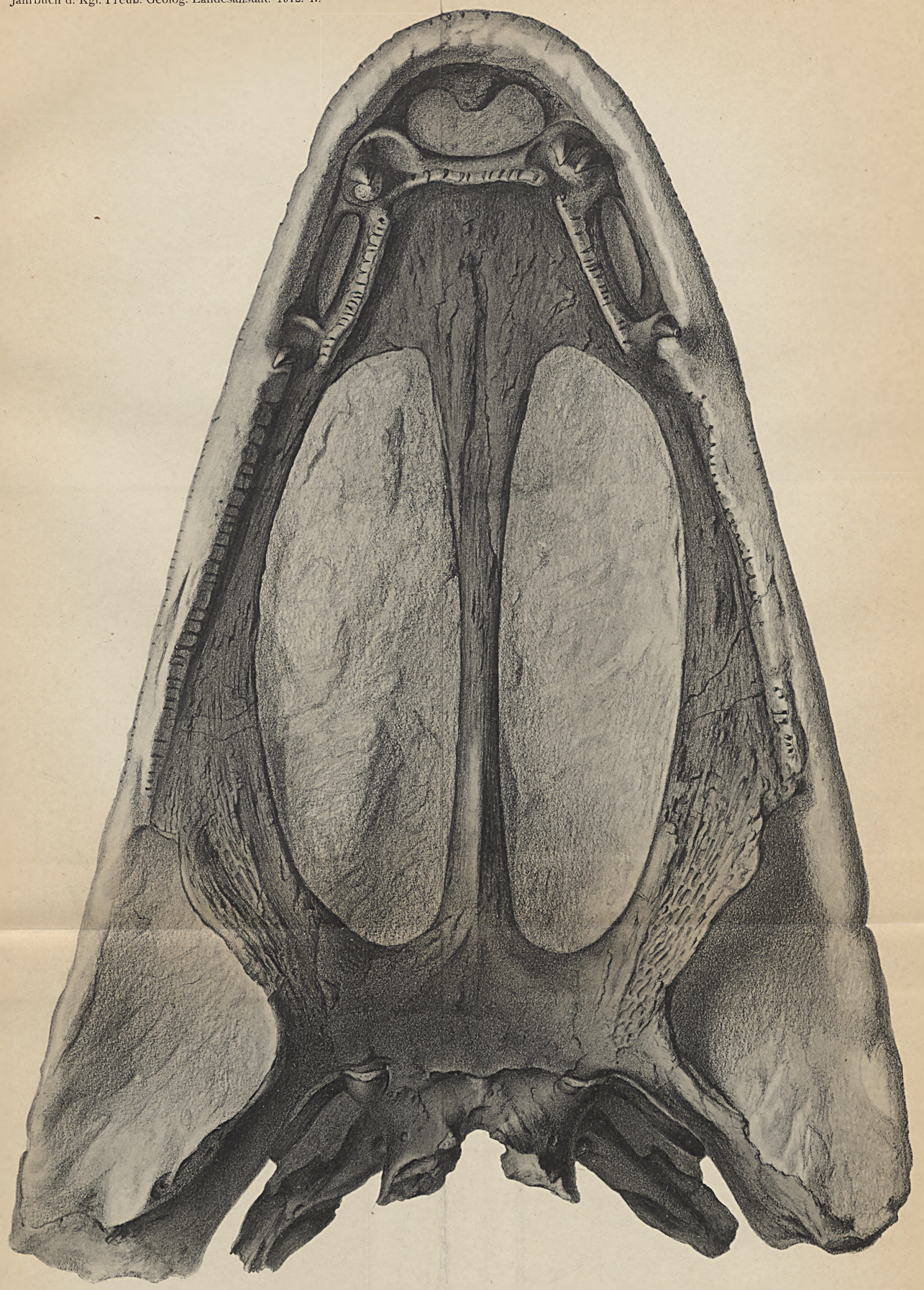
G. Hoffmann, gez.

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.

Tafel 19.

Capitosaurus nasutus H. v. MEYER.
Von unten gesehen; natürliche Größe.
Original im Hallenser Universitäts-Museum.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII



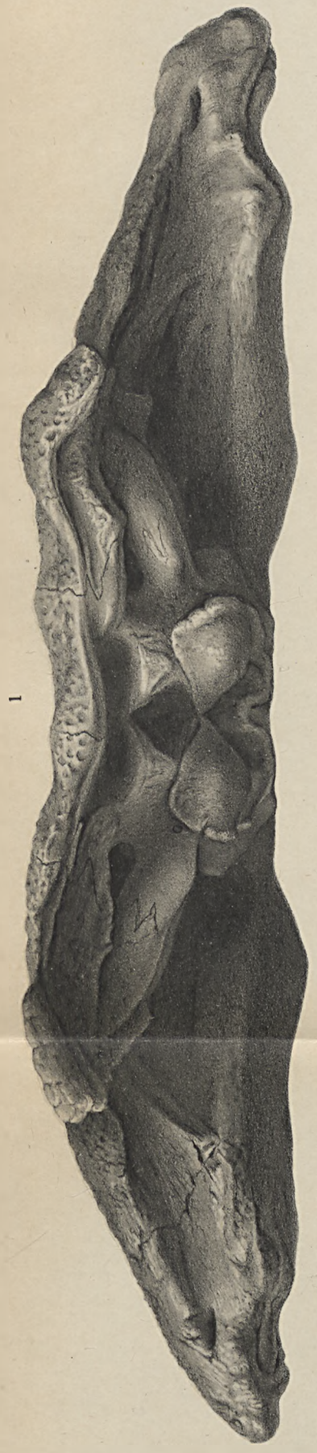
G. Hoffmann, gez.

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.

Tafel 20.

Fig. 1. *Capitosaurus Helgolandiae* n. sp. . . . . S. 248
Von hinten gesehen; etwa $^2/_3$ der natürlichen Größe.
Original im Geologischen Landesmuseum Berlin

Fig. 2. *Capitosaurus nasutus* H. v. Meyer.
Original im Hallenser Universitäts-Museum.
Von hinten gesehen; etwa natürliche Größe.



1



2

G. Hoffmann, gez.

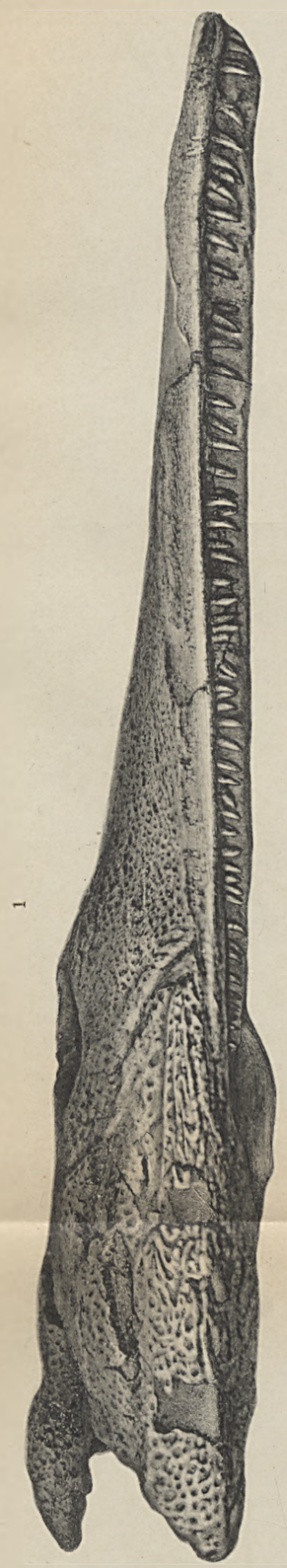
Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.

Tafel 21.

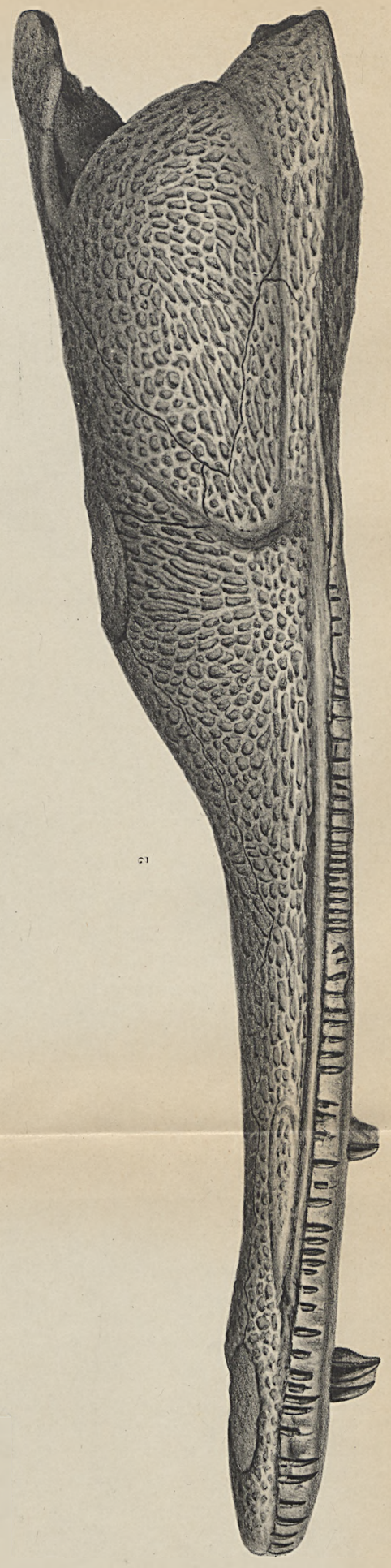
Fig. 1. *Capitosaurus Helgolandiae* . . . . . S. 242
Von rechts gesehen; etwa $^1/_2$ der natürlichen Größe
Original im Geologischen Landesmuseum Berlin.

Fig. 2. *Capitosaurus nasutus* H. v. Meyer.
Von links gesehen; natürliche Größe.
Original im Hallenser Universitäts-Museum.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII



1



2

G. Hoffmann, gez.

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin.

Tafel 22.

Fig. 1a–c. *Myrtillocrinus* (?) *curtus* n. sp. Kelch, a von der Seite, b von oben, c von unten, nach einem Guttaperchaabdruck. 1a und b 1:1, 1c 1,5:1. Rosenberg bei Bilstein, Orthocrinus-Schichten S. 300

Fig. 2. *Platyhexacrinus inornatus* n. g. n. sp. Vollständiges Exemplar nach einem Wachsabdruck gezeichnet. 1:1. Waukemicke bei Olpe, Orthocrinus-Schichten . . . . . S. 304

Fig. 3. Dasselbe Exemplar. Steinkern in der Aufsicht auf das vordere und auf das linke vordere Radiale. 1:1. Ebendaher . . . S. 304

Fig. 4. Dasselbe Exemplar. Steinkern von der Analseite. 1:1. Ebendaher . . . . . S. 304

Fig. 5. Dieselbe Art. Rekonstruktion. 1:1 . . . . . S. 304

Fig. 6. *Platyhexacrinus ornatus* n. g. n. sp. Kelch mit Armen nach einem Wachsabdruck. Ziegelei NO. von Olpe, Orthocrinus-Schichten, tiefstes Mitteldevon. 1:1 . . . . . S. 303

Fig. 7. Dasselbe Exemplar. Arm des vorderen Radius nach einem Wachsabdruck von der Ventralseite. 1:1. Ebendaher . . . S. 303

Fig. 8. *Orthocrinus tuberculatus* n. sp. Steinkern mit verhältnismäßig wenig vertieften Interradien. Orthocrinus-Schichten, Ober-Veischede. 1:1 . . . . . S. 307

Fig. 9. Dieselbe Art. Steinkern eines sehr schlanken Exemplares mit verhältnismäßig stark vertieften Interradien, a von der Analseite, b von vorn. 1:1. Ebendaher . . . . . S. 307

Fig. 10. Dieselbe Art. Rekonstruiert nach dem größten Exemplar. 1:1. Ebendaher . . . . . S. 307

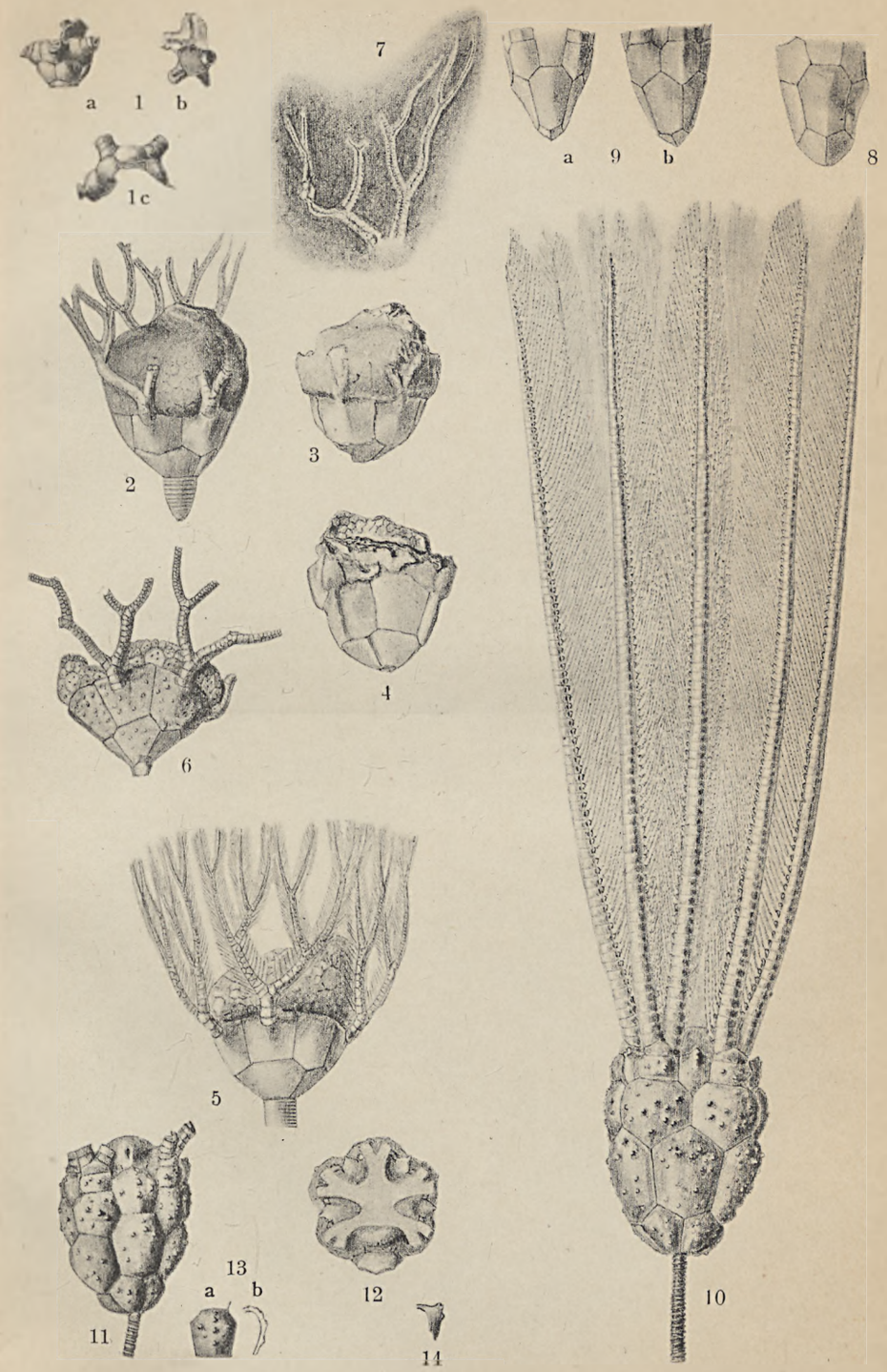
Fig. 11. Dieselbe Art von demselben Fundort. Kelch von der Analseite nach mehreren Exemplaren ergänzt. 1:1. Ebendaher . S. 307

Fig. 12. Dieselbe Art. Kelchdecke nach mehreren Exemplaren kombiniert, schematisiert, Täfelung war nicht erkennbar. 1:1. Ziegelei NO. von Olpe . . . . . S. 307

Fig. 13. Dieselbe Art. Isoliertes Anale nach einem Wachsabdruck, a Aufsicht, b Querschnitt. 1:1. Rekonstruiert. . . . . S. 307

Fig. 14. Dieselbe Art. Isoliertes Interradiale von der Seite. 1:1. Rekonstruiert . . . . . S. 307

Sämtliche Originale befinden sich in der Sammlung der Königl. Preuß. Geol. Landesanstalt in Berlin.



W. E. S. gez.

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.

Tafel 23.

Fig. 1. *Douvillina filifer* n. sp. Stielklappe, 1a Inneres der Schale nach einem Wachsabdruck, 1b Außenseite der Schale nach einem Wachsabdruck, 1c Steinkern. Cultrijugatus-Zone, Kuhhelle . S. 313

Fig. 2. Dieselbe Art. Brachialklappe, 2a Inneres der Schale, 2b Außenseite der Schale, nach Wachsabdrücken, 2c Steinkern. Cultrijugatus-Zone, Kuhhelle . . . . . S. 313

Fig. 3. Dieselbe Art. Stielklappe, wahrscheinlich Gegenklappe von Fig. 2, da aus demselben Handstück stammend. 3a Inneres der Schale nach einem Wachsabdruck, 3b Außenseite der Schale nach einem Wachsabdruck. Cultrijugatus-Zone, Kuhhelle . . S. 313

Fig. 4. Dieselbe Art. 2-klappiges Exemplar. 4a Außenseite der Brachialklappe nach einem Wachsabdruck, 4b Steinkern der Brachialklappe, 4c Stielklappe, Außenseite der Stielklappe, nach einem Wachsabdruck, die Platten der Brachialklappe haben sich bei dem Versteinerungsprozeß durch die Stielklappe gedrückt, vergl. S. 312, 4d Steinkern der Stielklappe, die kurzen Schlitze rühren von den Platten der Brachialklappe her. Cultrijugatus-Zone, Stöppelkopf . . . . . S. 313

Fig. 5. Dieselbe Art. Stielklappe, 5a Inneres der Schale nach einem Wachsabdruck, 5b Steinkern, 5c Außenseite der Schale nach einem Wachsabdruck. Cultrijugatus-Zone, Rinseberg bei Oberhundem . . . . . S. 313

Fig. 6. Dieselbe Art. Brachialklappe, schräg gegen den 2-köpfigen Schloßfortsatz gesehen, weshalb der vordere Teil der stark gekrümmten Schale sehr verkürzt erscheint. Cultrijugatus-Zone, Stöppelkopf . . . . . S. 313

Fig. 7. Dieselbe Art. Medianer Querschnitt durch beide Schalen, um die Höhe der Platten zu zeigen. . . . . S. 313

Fig. 8. *Douvillina bispinosa* A. Fuchs. Außenseite der Stielklappe nach einem Wachsabdruck. Diese Schale muß einem doppelklappigen Exemplar angehört haben, weil die Platten der Brachialklappe durch die Stielklappe gedrückt worden sind, vergl. S. 312. Cultrijugatus-Zone, Nuhnetal oberhalb Züschen . . . . . S. 314

Fig. 9. *Douvillina interstrialis* n. sp. Brachialklappe, 9a Inneres der Schale, 9b Außenseite der Schale nach Wachsabdrücken. Cultrijugatus-Zone, kleiner Steinbruch zwischen Meggen und Altenhundem. 3:1 . . . . . S. 314

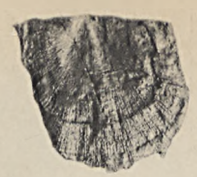
Fig. 10. *Calycanthocrinus* (?) sp. Nach einem Wachsabdruck. Gebänderte Schiefer des Unteren Mitteldevons, Hamberg bei Halberbracht . . . . . S. 299

Fig. 11. *Pentamerus (Conchidium)* cf. *hercynicus* Halfar. Steinkern der Brachialklappe; die Schalenreste am Wirbel bestehen aus Schwerspat. Orthocrinus-Schichten, Juberg, Gleiertal . . . . S. 317

Fig. 12. *Spirifer Jaekeli* Scupin. 12a Aufsicht auf die Brachialklappe, Steinkern, 12b Aufsicht auf die Stielklappe, Steinkern, 12c Aufsicht auf die Area, Steinkern, 12d Aufsicht auf den Stirnrand, Steinkern, 12e Oberfläche der Brachialklappe nach einem Wachsabdruck. Cultrijugatus-Zone, Waldrand nördlich Stellborn S. 315

Sämtliche Originale befinden sich in der Sammlung der Königl. Preuß. Geol. Landesanstalt in Berlin.


1a


1b


1c


3a

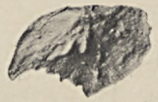

2a


2b


2c


3b


4a


4c


6


5a

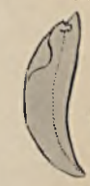

4b


4d


5b


8


5c


7


9a


9b


10


12e


11


12a


12b


12c


12d

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.


Karwen
bruch
Parsch
Schwetz
Worle
Robbakau



Lith. Anst. v. Bogdan Gisevius, Berlin W.

Höhenschichtenkarte des Preußischen Weichselgebietes.



Photolith. v. Bogdan Gisevius, Berlin W. Bülowstr. 66.

Maßstab 1:500000

10 9 8 7 6 5 4 3 2 1 0 10 20 30 40 Kilometer

Die Höhenlinien sind in Abständen von je 20 Meter gezeichnet.



Abb. 1.

Grundmoräne vom Nordende des Kaiserberges bei Duisburg:

In eine auf glazialem, ungeschichtetem Kies (rechts unten) ruhende Scholle von Septarienton (dunkel) ist ein Fetzen von ebensolchem Kies mit Kantengeschieben (hell) eingepreßt; der Septarienton stellenweise mit Geschieben gespickt. Das Ganze ungleichförmig überlagert von geschichtetem Sand.



Abb. 2.

Diskordante Auflagerung der Niederterrasse des Rheines auf die Mittelterrasse in Schnellweide bei Mülheim a. Rh.

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

Amtlicher Teil.

Bericht über die wissenschaftlichen Ergebnisse der geologischen Aufnahmen im Jahre 1912.

I. Rheinprovinz.

Herr P. G. Krause berichtet über die Aufnahme des Blattes Burgwaldniel.

P. G. Krause. Diluvium, Tertiär. Blatt Burgwaldniel.

Die Aufnahme des Blattes Burgwaldniel (westlicher Teil) ergab die nach N. bis hierher reichende Verbreitung der sogenannten »Schotterlehme« in Gestalt von Feinsanden und lehmigen Feinsanden als Decke auf der Hochfläche der Hauptterrasse. Hinsichtlich der im Gebiete auftretenden und in zahlreichen Gruben aufgeschlossenen Tone wurden die bereits im Sommer 1911 im holländischen Grenzgebiet gewonnenen Feststellungen, daß es sich bei ihnen um 2 verschiedenaltrige Tone, einen interglazialen (Tegelen-Ton) und einen pliocänen Ton handelt, bestätigt und weiter ausgedehnt. Hierüber wird eine besondere Arbeit veröffentlicht werden.

Devon, Tektonik. Blätter Aremberg, Blankenheim, Mechernich.

Im oberen Ahrtal wurden bei dem Bahnbau Ahrdorf-Blankenheim die Aufschlüsse weiter verfolgt und in die Karte eingetragen und namentlich die Gliederung des Mitteldevons, der Fossilinhalt der einzelnen Zonen und die schon früher begonnene Untersuchung der Tektonik der Eifelkalkmulden (vergl. Jahresbericht 1910 und 1911) durch weitere Profile ergänzt, die ebenfalls einer besonderen Arbeit vorbehalten werden.

Auf Blatt Mechernich wurden im Anschluß daran die gleichen Untersuchungen fortgesetzt und auf Blatt Blankenheim ausgedehnt.

Herr Zimmermann II berichtet über seine Aufnahme auf Blatt Burgwaldniel (G.-A. 51, Nr. 48).

Zimmermann II, Alluvium, Diluvium, Tertiär, Kreide, Carbon, Tektonik, Blatt Burgwaldniel.

An dem Aufbau des untersuchten Gebietes beteiligen sich die Schichten des

Alluviums (vielfach mit Moorablagerungen), des

Diluviums (mit Hauptterrasse, und ältesten Diluvialschottern und eingelagerten Sanden und Tonen), des

Tertiärs (mit pliocänen Sanden und Tonen, die zum Teil in ihren oberen Schichten 2—3 Braunkohlenstreifen enthalten, und mit oberoligocänen Meeressanden, während im tieferen Untergrund bei Elmpt ein 10 m mächtiges Braunkohlenflöz wahrscheinlich miocänen Alters erbohrt wurde).

Ferner sind durch Tiefbohrungen bekannt geworden:

Jüngere Kreideschichten (Danien), die bei Elmpt in 599 m Teufe, bei Heidhausen in 770 m Teufe erbohrt wurden, ebenso ältere Kreideschichten (Senon) und schließlich flözführende Carbonschichten, die der Magerkohlengruppe Westfalens entsprechen und in einer durchschnittlichen Teufe von 737 bis über 900 m lagern.

In tektonischer Hinsicht ist hervorzuheben, daß es sich auch hier um ein Schollengebiet handelt, in dem nach NW. streichende Störungen hauptsächlich von bestimmendem Einfluß gewesen sind. Der im Bereiche des Blattes auftretende Horst von Viersen hebt sich deutlich im Gelände ab, der Horst von Brüggen dagegen ist nach der Ostseite zu im Gelände kaum zu erkennen, da hier — im Graben von Venlo — ein Längstal, wie z. B. im Rurtalgraben, fehlt.

Herr Quaas berichtet über die Aufnahmen auf dem Blatte Nideggen (Gr.-A. 66, Nr. 19).

Quaas, Unter-Devon, Obere Siegener Schichten. Bl. Nideggen.

Beim Einzelverfolg der Oberen »Siegener« Schichten wurde es in dem Blatteile zwischen dem Rurlauf und etwa der Linie Schmidt-Bergheim möglich, innerhalb dieser Stufe die unteren, überwiegend sandig-quarzitischen Schichtenserien gegen die oberen, vorherrschend schiefrigen auf der Karte abzugrenzen.

Die ersteren seien hier nach ihrem Hauptverbreitungsgebiet als »Bergsteiner«, die letzteren, die besonders in der Gegend zwischen Nideggen und Heimbach entwickelt sind, als »Heimbacher Schichten« lokal bezeichnet. Überwiegen dort die graugrünen Farbentöne in den zum Teil arkoseartigen Sandsteinen mit quarzitischen Einlagerungen, so hier die graublauen in den nicht rauhen, sandigen Schiefern, zwischen denen nur untergeordnet rein sandige, noch seltener quarzitische Bildungen auftreten.

Ein genaueres Studium der Oberen »Siegener« Schichten dürfte eine weitgehende Übereinstimmung ihres Aufbaues mit den gleichaltrigen Ablagerungen östlich des Rheines ergeben. Eine Parallelisierung mit ihnen macht deren bisher nicht möglich gewesenes genaues, vergleichendes Studium zur Voraussetzung.

Längs einer großen streichenden (SW.—NO.)-Verwerfung, die in der Heimbacher Gegend den Eichelberg und die Marienhöhe durchschneidet, an Kloster Mariawald vorbei zu verlaufen und den Amselbachlauf zu bedingen scheint, stößt dort die Obere Siegener Stufe gegen jüngere, bereits den Unteren Koblenzschichten zuzurechnende Schichtenfolgen ab, die sich überwiegend aus (graugrünen) Sandsteinen aufbauen. Diese milden, zum Teil arkoseähnlichen, graugrünen Sandsteine mit gelegentlichen härteren, quarzitischen Einlagerungen sind in den nördlichen Steilhängen des Heimbachtales stellenweise leidlich aufgeschlossen. In einem kleinen Steinbruche werden sie als Bausteine in etwa halber Höhe (= etwa 340 m ü. N. N.) des Eichelberges (Südhang) gewonnen.

Durch den Touristenweg, der, von der Kunststraße nach Vlatten ausgehend, an jenem Steinbruche vorbeiführt, werden als Liegendes dieser Sandsteine weinrote, milde, schwach sandige Schiefer angeschnitten, die an der Oberfläche rasch mit graugelber, fahler Farbe verwittern. Gleichartige Schiefer durchsetzen die Marienhöhe und bedingen dort infolge ihrer leichteren Verwitterung die schwache Einmuldung der Oberfläche gegenüber den angrenzenden härteren Sandsteinen. Hier wurden im Sommer 1911 in einem kleinen Steinbruch an der alten Fahrstraße nach Mariawald,

etwa 50 m über dem Heimbachtal unbestimmbare, kleine Fossil-(Muschel?)-Reste gefunden.

Die Sandsteine und Schiefer zeigen große Übereinstimmung mit den Schichtenfolgen, die A. Fuchs auf den weiter östlich gelegenen Blättern Euskirchen und Rheinbach (Lieferung 141) mit dem Lokalnamen der »Billiger-Schichten« bezeichnet und etwa mit dem Koblenzquarzit gleichstellt.

Andererseits zeigen die weinroten Schiefer gleich den unterhalb Nideggen (vergl. dieses Jahrbuch, Aufnahmeberichte 1911, S. 419) beobachteten viel Ähnlichkeit mit den Schichtenserien des jüngeren Unterdevons, die E. Holzapfel (vergl. Lieferung 141) im Wehetal usw. als »Zweifaller-Schichten« bezeichnet.

Quaas, Tertiäre Rurterrassen. Bl. Nideggen.

Besondere Aufmerksamkeit wurde bei den Aufnahmen auch der Terrassenfrage im Rurtale und in dessen Seitentälern gewidmet. Und zwar wurden im einzelnen die höheren, bereits tertiären Talstufen verfolgt. Solche wurden in der Vier-, stellenweise auch in der Fünfzahl festgestellt. Die sicher beobachtete höchste (= vierte) der Tertiärterrassen tritt nur wenige Meter unterhalb der alttertiären »Abtragungs-(Fast«)-ebene auf. In der Gegend von Ruhrberg-Woffelsach liegt sie in 460 bis 450 m Meereshöhe (= 200 m über dem Rurspiegel), in der Gegend von Heimbach, wo sie besonders auf dem Meuchelberge und dem Eichelberge gut entwickelt ist, in 350—340 m Höhe. — Am Burgberge bei Bergstein wurden höchstgelegene Schotterreste in rund 320—310 m Höhe festgestellt. Weiter nördlich, auf Blatt Lendersdorf (Lieferung 141), sind die bei Birgel bis zu 220 m Meereshöhe heraufreichenden Schotterlagen[1]) zu dieser ältesten Ruraufschüttung zu rechnen.

Unter dem Gipfel des Gansberges (= 491,2 m ü. M.) bei Hechelscheid liegen noch auf schwach im Gelände angedeuteter, schmaler, ebener Lage, die als alter Talboden angesprochen werden darf, vereinzelte Rurgerölle in rund 375—380 m Höhe. Sie würden einer fünften, höchsten, tertiären Terrasse entsprechen.

[1]) Die geologische Karte stellt dort die höhere Diluvialterrasse (E. Holzapfel) dar, die nach Alter und Höhenlage der niederrheinischen Hauptterrasse entsprechen würde.

Die vier sicher beobachteten höheren Rurterrassen folgen im Abstande von etwa 15—20 m unter- bezw. übereinander. Über ihre Bildung und ihren genaueren Verlauf wird an anderer Stelle berichtet werden, ebenso über die Altersfrage.

Wahrscheinlich besitzen sie sämtlich pliocänes Alter.

Quaas, Tertiäre Erftterrassen, Bl. Nideggen.

In übereinstimmenden Höhenlagen wurden gleichaltrige Tertiärterrassen auch an der Urft beobachtet. Hier treten sie zwischen Urfttalsperre und Einmündung der Urft in die Rur, bei Paulushof, auf den südlichen Talhängen auf; z. T. modellartig schön erhalten und besonders vom Wildbretshügel gut zu übersehen sind sie dort südlich der Sperrmauer (bereits z. T. auf Blatt Schleiden (66, 25) gegen Wollseifen hin. Auch bei Gemünd treten sie auf dem Urftsüdufer deutlich im Gelände hervor.

Wenigstens zwei (jüngere) Tertiärterrassen ließen sich bisher auch über dem alten Heimbachtale, dem Weidenbach- und Schilsbach-, dem Odenbach- und dem Hohlbachtale nachweisen. — Sie fehlen auch nicht im Kalltale, wo sie auf Begehungen bis in die Gegend von Zweifallshammer beobachtet, nur noch nicht genauer kartographisch festgelegt wurden.

Quaas, Tektonik des Rurtalgrabens, Bl. Nideggen.

Des weiteren wurden die tektonischen Hauptlinien des Blattes, besonders in der Umgebung von Heimbach, genauer verfolgt, vor allem diejenigen des Rurtales festgestellt und kartographisch eingetragen.

Längs annähernd ostwestgerichteten Sprüngen ist das Gebiet zwischen dem Kermeter und der Schmidter Hochfläche staffelförmig abgesunken und nachträglich durch zahlreiche hercynisch (SO.—NW.)-Verwerfungen in sich weiter zerstückelt worden. Nördlich wird der so entstandene Rurtalgraben durch den Hauptsprung begrenzt, der, von Blatt Zülpich (66, 20) herübergreifend und bei Hansen die Ostwestrichtung des Rurtales bedingend, von Neuenhof ab etwa in Richtung und dicht südlich der Kunststraße Heimbach-Schmidt-Strauch verläuft. — Gegen die Hochfläche des Kermeters, die zwischen Forsthaus Mariawald und dem Wildbretshügel über 500 m Meereshöhe erreicht, bricht der Rurtalgraben längs einer Hauptverwerfung ab, die von Heimbach ab westlich am Langerscheid vorbei verläuft, den Hohenberg durchsetzt, weiterhin

den Nordabbruch der Hirschlag bedingt und über den Weidenauer Berg hin im Weidenbachtale seine Fortsetzung findet. — Östlich von Heimbach bedingt er die Anlage des Herresbachtales. — Über die Tektonik des Rurtalgrabens im einzelnen wird an anderer Stelle berichtet werden. Sie spiegelt sich besonders schön westwärts von Heimbach in den entsprechend gerichteten Talstücken der Rurschleifen deutlich wieder.

Auch das Urfttal verdankt Staffelbrüchen seine Anlage. — Desgleichen folgt das Heimbachtal einem großen, angenähert S.—N.-Sprunge. Verwerfungen und Klüfte in dem stark gestörten und aufgefalteten alten Gebirgslande variskischen Alters scheinen ganz allgemein Anlage und Richtung der Täler des untersuchten Blattgebietes zu bedingen.

Herr Quaas berichtet über die Aufnahmen auf den Blättern Neuß (52, 51) und Hilden (52, 52).

Quaas, Niederterrassen, Alluvium. Blätter Neuß und Hilden.

Auf Blatt Neuß wurde in der Hauptsache der rechtsrheinische Anteil geologisch-agronomisch aufgenommen. Die Arbeiten auf Blatt Hilden schlossen sich an diejenigen von Neuß unmittelbar an und erstreckten sich auf etwa $^1/_8$ Blattfläche, die südlich vom alten Rheinarme des »Alten Rheines« begrenzt wird, östlich bis zur Bahnlinie Cöln-Hilden-Düsseldorf reicht.

Der ganz überwiegende Teil des Aufnahmegebietes wird von der Niederterrasse eingenommen, die in 40—45 m Meereshöhe liegt und erst in Breite der Stadt Hilden, etwa entlang der Straße Tonisberg-Hilden-Richrath, mit deutlichem, bis zu 10 m hohem Steilrande zur Mittelterrasse ansteigt.

Aufbau und Ausbildung der Niederterrasse stimmen völlig überein mit den gleichaltrigen, jungdiluvialen Ablagerungen auf dem westrheinischen Blatteile von Neuß (vergl. dieses Jahrbuch Aufnahmeberichte 1911, S. 401—403).

Bemerkenswert ist nur, daß auf Neuß zwischen Brückershof und Ilter bezw. dem neuen Elektrizitätswerke von Düsseldorf eine $2^1/_2$—3 km breite Ebene um etwa 3—5 m in die Niederterrasse sich einsenkt. Sie ist als eine jüngere Erosionsstufe der Niederterrassenzeit aufzufassen und setzt sich jetzt mit deutlichem

Steilrand gegen die ältere Terrassenoberfläche ab. Deren Innenrand begleiten in Einzelkuppen aufgelöste, z. T. stark eingeebnete Dünenzüge, die sich bis zu 8 m über die ebene Terrassenoberfläche erheben.

Von Holthausen ab nördlich verengt sich die jüngere Niederterrassenebene auf etwa 1 km zu einem alten Rheinarme, der, bis Oberbilk (Blatt Düsseldorf (G.-A. 52, Nr. 45)) südnördlich gerichtet, dann — etwa vom Volksgarten ab — nach Westen abbiegend, unter dem Gelände des Bahnhofes Düsseldorf-Bilk sich mit dem Rheinhaupttale wieder vereinigte. Ihm folgt heute der Düsselbach, dessen Wasser zum Teil von Stoffeln durch den Brucher Bach ab in südwärts gerichtetem Lauf entlang dem Westrande der jüngeren Niederterrasse bei Brückerhof dem Rheine zugeführt wird.

Gleich der höheren Niederterrassenstufe ist auch die tiefere von zahlreichen, im ganzen parallel zur damaligen Rheinhauptrichtung verlaufenden größeren und kleineren Rinnen durchzogen.

Als mit ihr gleichaltrige Bildungen treten besonders in der Südhälfte des Blattes Neuß in den größeren alten Rheinrinnen, die sich in die ältere Niederterrasse eingeschnitten haben, schmale Geländestufen auf. Sie liegen durchschnittlich $1—1^1/_2$ m über den heutigen Talebenen und beweisen, daß diese Rinnen in ihrer Anlage bis in die Zeit der jüngeren Niederterrasse zurückreichen. Am deutlichsten erhalten sind solche Terrassenreste an der breiten, tiefen Rinne zwischen Nachtigall und St. Peter.

Wahrscheinlich müssen von den eigentlichen Niederterrassenaufschüttungen die im vorjährigen Bericht näher beschriebenen feinen Tone und Lehme abgetrennt und zu den bisher nur auf Mittel- und Hauptterrasse erkannten »jüngeren Flußlehmen« gezogen werden. Sie würden einen Hochflutabsatz aus jüngstdiluvialer Zeit darstellen, der vielleicht mit der jüngsten Oszillation der letzten Eiszeit in Zusammenhang zu bringen, also im Postglazial erfolgt sein wird.

Westlich von Flehe und südlich von Himmelgeist (Blatt Neuß), sowie westlich von Benrath (Blatt Hilden) lagern sich im

heutigen Rheintale der Niederterrasse 2—3 km breite Alluvialflächen vor.

Es sind zwei deutlich gegeneinander absetzende Stufen (Alt- und Jung-Alluvium) zu unterscheiden, deren ältere (höhere) etwa 2—3 m über der jüngeren und 4'—5 m über dem Rheinspiegel liegt.

Gegenüber Benrath und südlich des neuen Elektrizitätswerkes der Stadt Düsseldorf bildet sich zurzeit stellenweise eine weitere (dritte) Stufe innerhalb des Jungdiluviums heraus.

Im »Alten Rhein« (Blatt Hilden) und in dessen südwestlicher Fortsetzung am Fuße des Niederterrassensteilrandes zwischen Zons und Dornagen flossen nach den alten Chroniken noch im Mittelalter die Hauptwasser des Rheines, bis dieser bei einer starken Hochflut die fast liegende, kräftig S-förmig geschwungene Schlinge zwischen Baumberg und Zons in abkürzendem SO.-Laufe durchbrach.

Das bis damals östlich des Rheines gelegene Dorf Rheinfeld liegt seit dieser Laufänderung westlich davon.

Herr Fliegel berichtet über die Aufnahmen auf den Blättern Mülheim a. Rh., Overath, Burscheid, Kürten im Sommer 1912.

Fliegel, Mitteldevon, Blätter Mülheim a. Rh., Overath, Burscheid, Kürten.

Meine Aufnahme auf Blatt Mülheim a. Rhein galt im Jahre 1912 überwiegend dem Palaeozoicum, insonderheit dem Mitteldevon der Gladbacher Kalkmulde und griff entsprechend der Verbreitung der Mulde auf die Nachbarblätter Burscheid, Kürten, Overath über.

Die »Kalke« mit *Cyathophyllum quadrigeminum* erwiesen sich als ein aus wechselnden tonig-sandigen und kalkigen Schichten bestehendes echtes Übergangsglied zwischen Lenneschiefer und Stringocephalenkalk. Sie ruhen am Nordrande der Mulde, der in seiner vollen Länge aufgenommen wurde, meist gleichförmig auf versteinerungsreichen Honseler Schichten, die ihrerseits schon vereinzelte Kalkbänke führen. Die über den Übergangsschichten mit *Cyathophyllum quadrigeminum* folgenden rein kalkigen, nur selten dolomitischen Schichten umfassen die mittleren und oberen Stringo-

cephalenschichten und sind das vollständige stratigraphische Äquivalent des Massenkalkes Westfalens.

Die spezielle Gliederung dieses Massenkalkes der Gladbacher Kalkmulde wurde in Angriff genommen, aber noch nicht zu Ende geführt.

2. Provinz Westfalen und Fürstentum Lippe.

Herr A. Mestwerdt berichtet zu den Aufnahmen auf Blatt Lemgo (G.-A. 40, 58):

Mestwerdt, Blätter Lemgo und Salzuflen.

Von mesozoischen Schichten treten Mittlerer und Oberer Buntsandstein, sowie Unterer Muschelkalk auf, die bislang aus dieser Gegend noch nicht bekannt waren, ferner die höheren Triasschichten, Unterer Lias, Oligocän, Miocän und endlich Quartär in reicher Gliederung. In tektonischer Hinsicht wird das Kartengebiet durch zahlreiche Verwerfungen in Hebungs- und Senkungsfelder zerschnitten. Es sind dies Störungen im Verlauf der »Pyrmonter Achse«, über deren Verhalten an anderer Stelle näher zu berichten sein wird.

Auf Blatt Salzuflen (G.-A. 40, 57) wurde die Gliederung des Diluviums im Anschluß an die Ergebnisse von Blatt Lemgo fortgeführt.

3. Provinz Hessen-Nassau.

Herr Leppla berichtet über die Neuaufnahme des Blattes Königstein.

Leppla, Tektonik. Blatt Königstein.

Die im Sommer 1912 in Angriff genommene Neu-Aufnahme des Blattes Königstein erstreckte sich zunächst über den Nordrand des Blattes, wo die aus dem Blatte Oberreifenberg herüberreichenden Schichten des Unterdevons eine größere Verbreitung haben.

In der Gliederung zeigten sich keine wesentlichen Unterschiede gegen die bereits neu aufgenommenen Nachbargebiete. Wie in diesen spielt der Gehängeschutt eine sehr große Rolle. Er verhindert in zahlreichen Fällen und auf große Strecken hin das Erkennen des Untergrundes oder läßt sichere Entscheidungen nicht zu. Besonders in der NW.-Ecke des Blattes, nördlich von Ober-

josbach, ist es bisher noch nicht gelungen, die Zugehörigkeit der zwischen den einzelnen Quarzitklippen und -Rippen zu vermutenden Schieferstreifen auch nur mit Wahrscheinlichkeit zu erkennen. Hier muß die Aufnahme der auf Blatt Wehen entfallenden Nachbarschaft abgewartet werden.

Die beiden von NO. her in das Blattgebiet heranreichenden rückenbildenden Quarzitzüge setzen wohl nach SW. weiter, verhalten sich aber hierbei doch recht unregelmäßig und abweichend. Im allgemeinen scheinen sie sich nach SW. zu emporzuheben, wie das auch bereits im Feldberg- und Salburggebiet beobachtet wurde. Bei dem südlichen Zug geht dieses Herausheben so weit, daß die quarzitischen Gesteine des Oberen Gédinniens der Abtragung vollständig zum Opfer fielen. In dem ohnehin höher gehobenen nördlichen Zug jedoch macht sich diese Emporhebung in viel geringerem Grade geltend. Hier kommt es nicht zum Verschwinden des Oberen Gédinniens. Früher als der südliche Quarzitzug, d. h. nicht an denselben Querstörungen wie dieser, sinkt der nördliche (Butznickel) wieder hinab und gibt dadurch dem Taunusquarzit mehr Einfluß auf die Oberflächenformen.

Der südliche Faltenzug sinkt am Dattenbach ebenfalls hinab und damit treten in seiner SW.-Verlängerung wieder die quarzitischen Unterdevon-Ablagerungen in die Erscheinung. Der Bau des südlichen Faltenzuges weicht wenig von dem in der östlichen Nachbarschaft ab: eine steil nach NW. einfallende, anscheinend überkippte Muldenfalte. An sie legt sich nördlich eine scheinbar in der gleichen Richtung geneigte Sattelfalte an, die den bunten Schiefern zu einer mehrere km breiten Ausdehnung verhilft.

Der nördliche Quarzitzug, der am Butznickel den Bau eines steilstehenden Sattels mit einem Kern von Hermeskeilschichten erkennen läßt, hat weiter westlich schwerer zu deutende Lagerungsverhältnisse. Wenn diese auch noch nicht hinreichend geklärt sind, so läßt sich immerhin soviel sagen, daß der nördliche Quarzitzug nicht die Form einer nach SO. flach einfallenden Sattelfalte besitzt, wie das am Feldberg und weiter östlich der Fall ist.

4. Provinz Hannover und Herzogtum Braunschweig.

Herr J. Stoller berichtet über die wissenschaftlichen Ergebnisse seiner Aufnahmen auf Blatt Sülze (Gr.-Abt. 41, Nr. 17).

Oberflächenbildend kommen nur Schichten des Diluviums und Alluviums vor. Nach älteren Angaben[1]) soll zwar im Tale der Örtze bei Feuerschützenbostel und bei Eversen Septarienton zutage treten; die beiden Vorkommnisse haben sich aber als Geschiebemergel der vorletzten Vereisung (= Lokalmoräne, aus glazial aufgearbeitetem Oligocän bestehend) erwiesen.

1. Der vordiluviale Untergrund.

Stoller, Senon, Eocän, Oligocän. Blatt Sülze.

Der vordiluviale Untergrund ist in mehreren Flach- und Tiefbohrungen im Laufe der letzten 30 Jahre erschlossen worden. Leider konnten nur von einem Teil dieser Bohrungen nähere Angaben sowie Probenfolgen zur wissenschaftlichen Untersuchung erlangt werden. Alle Bohrungen, die auf die Gemarkungen Huxahl, Diesten, Sülze, Eversen, Hustedt verteilt sind, haben unter Diluvium Schichten des Oligocäns getroffen. Sie wurden mit Ausnahme der Tiefbohrung Eversen, die in den Jahren 1900—1901 niedergebracht wurde und in rund 750 m Endteufe in Schichten der senonen Kreide mit *Belemnitella mucronata* Schloth. stand, alle im Tertiär eingestellt.

Das Oligocän ist in allen Bohrungen vorhanden gewesen, konnte allerdings nicht weiter gegliedert werden, da bezeichnende Fossilfunde nicht gemacht wurden. Die Schichtfolge beginnt mit einem grauen plastischen Ton, der Gipskryställchen und Markasitausscheidungen führt und petrographisch ganz dem bei Walle (auf dem westlich anstoßenden Blatte Offen) zu Ziegeleizwecken seit vielen Jahrzehnten gegrabenen und durch seine Fossilführung bekannten Septarienton des Mitteloligocäns gleicht. Andererseits wird dieser Ton in unseren Bohrungen von mehr oder weniger

[1]) Vergl. H. Steinvorth, Zur wissenschaftlichen Bodenkunde des Fürstentums Lüneburg. Lüneburg 1864.

stark glaukonitischen sandigen Tonen und tonigen Sanden unterteuft, wie solche nicht bloß im marinen Unteroligocän häufig sind, sondern auch vielerorts das marine Oberoligocän zusammensetzen und z. B. in geringer Entfernung von Sülze-Eversen in der Bohrung Rebberlah (auf dem östlich anstoßenden Blatt Eschede) von mir nachgewiesen wurden. Sie enthielten dort Fossilien von oberoligocänem Charakter (z. B. *Pectunculus Philippii* DESH., *Turritella Geinitzi* Sp., *Dentalium geminatum* Gf.), haben aber in der Bohrung Eversen aus 310 m und namentlich aus 353 m Tiefe nur Foraminiferen in großer Zahl geliefert, die nach freundlicher Bestimmung von Herrn A. FRANKE-Dortmund, soweit sie bestimmbar waren, alle einer Art angehören, nämlich *Thyrammina favosa* FLINT. Diese rezent vorkommende Art wurde, wie mir Herr FRANKE mitteilte, bisher wohl nur einmal, und zwar von ihm selbst, fossil gefunden (im Oberoligocän in einer Bohrung bei Cuxhaven). Nach obigem kann also vorerst nicht mit Sicherheit entschieden werden, welche Stufen des Oligocäns in unseren Bohrungen vorliegen. Am wahrscheinlichsten halte ich die Annahme, daß die Schichtfolge mit dem Rupelton beginnt und daß es sich in den mehr oder weniger stark glaukonitischen Bildungen, die darunter folgen, um Unteroligocän handelt.

Die tiefsten, nur von der Bohrung Eversen noch erreichten und durchteuften Tertiärschichten gehören höchstwahrscheinlich bereits dem marinen Eocän (+ Paleocän) an. Sie bestehen teils aus hellgrauem, mürbem, feinsandigem Tonmergel mit zahlreichen Markasitausscheidungen in fucoidenartigen Stengeln, in Tupfen und als Imprägnation, teils aus glaukonitischem, sehr mürbem, mehr oder weniger kalkigem Sandstein, teils aus hartem hellgrauem Mergel mit einem Stich ins Grünliche, teils aus grauem, sandigem Mergel mit zahlreichen Bruchstücken von Spongiennadeln. Die Gesteine weichen petrographisch in auffälliger Weise von allen als oligocän erkannten Bildungen der näheren und weiteren Umgebung ab, gehören andererseits sicher nicht zur Kreide. Sie sind mir aus einigen anderen Bohrungen des weiteren Gebiets, z. T. mit bezeichnenden Foraminiferen des »London clay« bekannt

geworden (worüber ich in einem besonderen Aufsatz demnächst zu berichten gedenke), haben aber in der Everser Bohrung nur eine Foraminiferenart, nämlich *Thyrammina papillata* Brady, aus 525 m geliefert. Nach Herrn Franke, dem ich die Bestimmung verdanke, ist auch diese Art rezent und eine bezeichnende Tiefseeform. Im folgenden gebe ich die Profile des vordiluvialen Untergrundes, wie er durch die beiden Bohrungen Sülze II und Eversen, von denen mir vollständige oder doch ziemlich lückenlose Probenfolgen zur Untersuchung vorgelegen hatten, festgestellt werden konnte.

a) Sülze II, gebohrt 1902, dicht östlich der Straße von Sülze nach Hassel, unterhalb des »Steinberges«.

	0 — 39 m	Diluvium
Oligocän (Septarienton + Unteroligocän)	39 —105 m	grauer, plastischer Ton, unregelmäßig kalkig, mit kleinen Gipskryställchen und vereinzelt Foraminiferen
	105 —127 »	Proben fehlen
	127 —147 »	feiner Glaukonitsand
	147 —159 »	sandiger, etwas glaukonitischer Ton (Proben zeigen Salzausblühungen)
	159 —201 »	stark kalkhaltiger und toniger, bei 179 m zugleich stark glaukonitischer, feiner Sand
	201 —226,6 »	fein- bis mittelkörniger, mehr oder weniger glaukonitischer, kalkhaltiger Quarzsand mit unbestimmbaren, mikroskopisch kleinen Fossilresten, auch zahlreichen Bruchstücken von Spongiennadeln
	226,6—227,6 »	kleine Gerölle bunter, stark gerollter Quarze von Hirsekorn- bis Erbsengröße
	227,6—229 »	kalkhaltiger, stark glaukonitischer Sand
	229 —229,4 »	Geröllebank aus stecknadelkopf- bis hirsekorngroßen, stark abgerollten, bunten Quarzen mit kleinen Splittern von Fossilresten
	229,4—239 »	mittelkörniger, stark kalkiger Glaukonitquarzsand
	239 —239,7 »	stark eisenschüssiger, sandiger und kalkiger Geröllekies
	239,7—305 (Endteufe) »	stark glaukonitischer, mittelkörniger Sand, kalkhaltig (nur die Probe aus 305 m ist sehr schwach kalkhaltig).

b) Eversen, gebohrt 1900/01, etwa 400 m nördlich vom Dorfe, im Wegdreieck bei der Höhenkurve 50 m.

	0 — 51 m	Diluvium
Oligocän (Rupelton + Unteroligocän)	51 —102 m	grauer, plastischer Ton, stellenweise kalkhaltig, mit kleinen Markasitausscheidungen (einzelne Proben zeigten Salzausblühungen)
	102 —104,5 »	bräunlichgrauer, sandiger Ton
	104,5—110 »	schwarzgrauer, sandiger Ton
	110 —142 »	stark glaukonitisch-sandiger Ton mit vereinzelten Quarzgeröllchen, stellenweise kalkhaltig
	142 —152 »	hellgrauer, feinsandiger Ton mit einzelnen Geröllen von hellem Quarzit
	152 —164 »	grauer, glaukonitischer, feinsandiger Ton
	164 —350 »	stark glaukonitischer, feiner Quarzsand, ungleichmäßig kalkhaltig, mit Foraminiferen (aus 310 m: *Thyrammina favosa* Flint.)
	350 —379 »	schwach toniger, glaukonitischer Feinsand, kalkhaltig, mit Foraminiferen (aus 353 m: *Rotalina* sp., *Thyrammina favosa* Flint.)
Eocän?	379 —412 »	hellgrauer, schwach kalkiger Ton
	412 —441 »	grauer, schwach toniger Feinsand mit Markasit in Tupfen und feinen Knöllchen
	441 —487,5 »	grauer, feinsandiger Ton
	487,5—525 »	grauer, sandiger Mergel, mit Foraminiferen und Bruchstücken von Spongiennadeln (aus 525 m: *Thyrammina papillata* Brady)
Eocän? Kreide?	aus 660 m	harter Mergel von hellgrauer Farbe mit einem Stich ins Grünliche
Obere Kreide (Senon)	aus 670 und 690 m	harter, weißer Kreidekalk, *Terebratula* sp.
	» 720 m	weißgrauer, schwach glaukonitischer, feinkörniger Kalksandstein
	» 740 »	harter, weißer Kreidekalk, *Belemnitella mucronata* Schloth.
	» 745 »	(Endteufe 749,6 m) grauer, schwach glaukonitischer, feinkörniger Kalksandstein.

Die Kernproben aus rd. 660 m Teufe abwärts lassen nur undeutliche, anscheinend horizontale bis sehr flach fallende Schichtung erkennen.

2. Das Diluvium.

Stoller, Diluvium (Allgemeines). Blatt Sülze.

Die Mächtigkeit des Diluviums bewegt sich im allgemeinen zwischen 30 und 60 m. Im besonderen hat Bohrung Huxahl rd. 35 m Diluvium erwiesen, Bohrung Diesten rd. 30 m, Bohrung Sülze II 39 m, Bohrung Eversen 51 m und eine schon vor 30 Jahren auf dem Hofe der Oberförsterei Miele niedergebrachte

Brunnenbohrung (nach gütiger Mitteilung des Herrn Forstmeisters Kaiser) rd. 60 m. In bezug auf die allgemeine Gliederung des Diluviums der Gegend hat die Aufnahme bestätigt, was ich im vorjährigen Bericht über die Kartierung des östlich anstoßenden Meßtischblattes Eschede in dieser Beziehung mitgeteilt habe, daß nämlich eine Zweiteilung der diluvialen Ablagerungen sich ungezwungen durchführen läßt, und daß das Obere (jüngste) Glazial-Diluvium im Gebiet nur in äußerst dünner und lückenhafter Decke vorhanden ist. Im folgenden sollen nun für einige Punkte spezielle Ausführungen als Ergänzung und nähere Erläuterung des früher Ausgeführten gegeben werden.

Stoller, Unterer Geschiebemergel, interglaziale und postglaziale Verwitterung. Blatt Sülze.

Der Untere Geschiebemergel (= Grundmoräne der vorletzten Vereisung) kommt nur an wenigen Stellen der Oberfläche so nahe, daß er mit dem Zweimeterbohrer erreicht werden kann. Wie die Karte ergibt, ist dies außer an den beiden schon erwähnten Stellen bei Feuerschützenbostel und Eversen-Sandberg unter anderem bei der Oberförsterei Miele, ferner im Salinenmoor südöstlich von Altensalzkoth und bei dem Gute Hustedt der Fall. Alle genannten Vorkommen liegen im Bereiche des Taldiluviums. Unter einer geringmächtigen Decke von teils diluvialem, teils alluvialem Flußsand fand sich hier, gegen den Sand scharf absetzend, ein grauer, meist toniger Geschiebelehm. Ein Kalkgehalt der Schicht ließ sich nur an einer Stelle durch Tieferbohren in dem jetzt größtenteils mit Sand zugeschütteten Aufschluß bei Sandberg feststellen. Im Bereich des Höhendiluviums ist der Untere Geschiebemergel an zwei Stellen in nennenswerter Flächenverbreitung mit dem Handbohrer festgestellt worden; sie befinden sich in der Südostecke des Blattes am »Winterberg« und im »Volkensloh«. Hier tritt er aber als stark ferrettisierter und sandig bis sandstreifig verwitterter, magerer Lehm unter einer äußerst dünnen Decke reinen, gleichkörnigen Sandes auf. Noch an mehreren anderen Stellen im Bereiche des Höhendiluviums konnte mit dem Handbohrer diese, mancherorts als »Daulehm« bezeichnete Verwitterungs- und Verwaschungsform des Unteren Geschiebemergels erbohrt werden, allerdings ohne daß sie flächenhaft hätte begrenzt werden können, so z. B. im nordwestlichen Teile des Blattes im Gebiete der

»Hünenburg«, sowie auf dem »Butterberg« und dem »Steinberg«. Daß diese Verwitterungsrinde in der Hauptsache interglazialer Entstehung ist, wurde schon in meinen Berichten von 1910 und 1911 eingehend erörtert. Ein instruktives Beispiel für jene tiefgehende Verwitterung und Ferrettisierung des Unteren Geschiebemergels bot eine Kiesgrube am Südwestabhange des »Steinberges«. Hier war unter ganz geringer Sanddecke ein gleichmäßig tief rostbraun verwitterter, durchaus schichtungsloser, lehmiger Kies und Schotter mit einzelnen Geschieben aufgeschlossen. Die meisten Gesteine waren so mürbe, daß sie leicht in Stücke und Grus zerfielen (insbesondere Granite und Porphyre). Die tonig-lehmigen Teile der Schicht sind von tief rostbrauner Farbe, enthalten viele Glimmerschüppchen (so daß man an aufgearbeiteten Tertiärton denken kann) und bilden teils eine lockere oder feste Umhüllung der Sandkörner, Gerölle und Geschiebe, teils den Hauptbestandteil von schlierenförmigen, unscharf begrenzten Partien eines grobkiesigen Geschiebelehms. Die Schicht konnte in einer Mächtigkeit von 2,5—3 m nachgewiesen werden. An einer Stelle wurde mit dem Handbohrer ein schwach eisenschüssiger Sand unter dem Kies festgestellt. Die weitere Untersuchung ergab, daß der ganze Steinberg in seinem Kern aus mehr oder weniger ferrettisiertem, grobsandigem Geschiebekies des älteren Diluviums besteht. Wenn die interglaziale und postglaziale Ferrettisierung die Schichten des älteren Glazialdiluviums naturgemäß nur so tief ergreifen konnte, als sie über den jeweiligen Grundwasserspiegel emporragten, so hat die Entkalkung jene Schichten nach Maßgabe ihrer Wasserdurchlässigkeit ungleich tiefer erfaßt und, wie an vielen Beispielen der gesamten Gegend gezeigt werden kann, in Gebieten mit starker Grundwasserströmung, wie z. B. in dem schon zur Zeit der vorletzten Vereisung angelegten Örtzetal, meist erst an wasserundurchlässigen Schichten Halt gemacht. Als Beispiele führe ich im folgenden die Diluvialprofile einiger Bohrungen im Gebiete des Blattes Sülze an, von denen ich bezüglich des Diluviums vollständige Probenserien zu untersuchen Gelegenheit hatte. Die Bohrpunkte befinden sich sämtlich im Talsandgebiet des Örtzetales.

a) Flachbohrung Huxahl.

0,0— 2,5 m	stark verwitterter, eisenschüssiger Sand	kalkfrei bezw. entkalkt
2,5— 3,0 »	» » Feinsand	
3,0— 8,0 »	» eisenschüssig verwitterter Kies	
8,0—16,0 »	Sand	
16,0—35,0 »	grauer Geschiebemergel (aufgearbeiteter Oligocänton)	
	Tertiär.	

b) Flachbohrung Diesten.

0,0— 2,0 m	stark verwitterter grober Sand mit mehr oder weniger gut gerollten Geschieben	kalkfrei bezw. entkalkt
2,0— 9,0 »	feiner weißer Spatsand	
9,0—11,0 »	verwitterter, eisenschüssiger Geschiebesand	
11,0—16,8 »	» stark kiesiger Geschiebesand	
16,8—19,0 »	schwarzer, sandiger Geschiebelehm	
19,0—21,0 »	grauer Geschiebemergel	
21,0—28,0 »	feiner, etwas glaukonitischer Quarzsand	kalkhaltig, aufgearbeitetes Tertiär
28,0—30,0 »	sandiger, grauer Ton	
	Tertiär.	

c) Tiefbohrung Eversen.

0,0— 9,6 m	Sand mit Geröllen und kleinen, mehr oder weniger gerollten Geschieben	kalkfrei bezw. entkalkt
9,6—16,0 »	grober Sand	
16,0—16,2 »	Gerölle von lignitischer Braunkohle	
16,2—17,4 »	mittel- bis grobkörniger Sand	
17,4—18,75 »	kiesiger Geschiebesand	
18,75-33,75 »	grauer Geschiebemergel	
33,75-51,0 »	grauer, toniger Geschiebemergel mit viel aufgearbeitetem Oligocänton	
	Tertiär.	

d) Brunnenbohrung bei der Molkerei Eversen.

0,0— 3,8 m	grober Sand mit kleinen Geröllen	kalkfrei bezw. entkalkt
3,8— 5,9 »	kiesiger Sand mit kleinen und großen Geröllen	
5,9—13,0 »	sandiger Kies mit Geröllen und kleinen Geschieben	
13,0—17,0 »	kiesiger Sand mit kleinen und großen Geröllen	
17,0—19,0 »	dunkelgrauer, feinsandiger Ton mit vielen Glimmerschüppchen	
19,0—19,5 »	stark kiesiger Geschiebesand, kalkhaltig	
19,5—20,0 »	grober Sand, kalkhaltig	
20,0—22,0 »	dunkelgrauer Geschiebemergel (nicht durchsunken).	

e) Tiefbohrung Sülze II.

0,0— 2,0 m	stark eisenschüssig verwitterter sandiger Kies	kalkfrei bezw. entkalkt
2,0—12,0 »	mittelkörniger Sand	
12,0—15,0 »	Geschiebesand mit mürben, verwitterten Geschieben	
15,0—24,8 »	mittelkörniger Sand	
24,8—39,0 »	grauer Geschiebemergel	
	Tertiär.	

Wenn nun auch zugestanden werden muß, daß in obigen Profilen die rein sandigen Schichten zum großen Teil schon primär durch eine gewisse Kalkarmut ausgezeichnet gewesen sein können, so ist doch ihr heutiger gänzlicher Mangel an kalkigen Bestandteilen auffällig und steht im deutlichen Gegensatz zu den nur bis zu verhältnismäßig geringer Tiefe ganz kalkfreien Sanden des Oberen Diluviums z. B. nördlich der Elbe.

Stoller, Oberes Diluvium. Blätter Sülze, Eschede.

Mit Bezug auf das Obere Diluvium verdienen zunächst die merkwürdigen Kiesvorkommen erwähnt zu werden, die im Bereich des Höhendiluviums zu beiden Seiten des breiten Örtzetales auftreten. Im Osten dieses Tales heben sich zwischen Rebberlah (Blatt Eschede) und der Oberförsterei Miele aus dem dortigen reich verzweigten Taldiluvium, das in ost-westlicher Richtung die breiten Niederungen des Blattes Eschede mit dem Örtzetal verbindet, in derselben Richtung mehrere langgestreckte Höhenzüge heraus, denen jene Kiesvorkommen als wallartige Rücken aufgesetzt sind (vergl. namentlich »Citronenberg« und »Rübenberg«). In ihrem Fortstreichen finden wir jenseits des Örtzetales und wiederum in der Umgebung eines viel zerrissenen Seitentales ebenfalls Kiesvorkommen, die mehr oder weniger wallartige Umrisse zeigen und als markante Höhen aus der Landschaft heraustreten. Im Gegensatz zu den Rücken zwischen Rebberlah und Miele zeigen sie aber keine Regelmäßigkeit in ihrer Anordnung. An Aufschlußprofilen, wie solche in mehreren Kiesgruben (z. B. bei Rebberlah oder entlang dem Rücken des Citronenberges oder auf dem Taubenberg) vorhanden waren, und durch Handbohrungen konnte festgestellt werden, daß jene Kiesschüttungen zumeist aus Geröllekies bestehen mit Geröllen, die von Erbsengröße bis Faustgröße reichen; größere Gerölle und mehr oder weniger abgerollte Geschiebe bis zu Kopfgröße sind selten. Der Kies ist meist völlig schichtungslos, doch kommen gelegentlich unregelmäßige, schlierenförmige Einlagerungen von grobem, geröllefreiem Sand oder von sandigem Kies in der als reiner Kies zu bezeichnenden Hauptmasse vor. Der Kies ist eisenschüssig verwittert, jedoch lange nicht bis zu dem Grad, den z. B. der oben erwähnte Kies (s. S. 470) am Südwestabhang des Steinberges oder der Endmoränenkies halbwegs

zwischen Eschede und Scharnhorst (Blatt Eschede) oder der aus gänzlicher Verwaschung der Unteren Grundmoräne resultierende Kies in der Altenhagener Kiesgrube (Blatt Celle) zeigen, wo die Gerölle und Geschiebe vielfach eine nur schwer zu entfernende dünne Rinde von Eisenoxydhydrat besitzen. Die Mächtigkeit der Kieslager beträgt im Maximum 3—3,5 m, im Mittel aber nur 1—1,5 m, da die meist schmalen Rücken an den Flanken rasch in die mit wachsender Entfernung mehr und mehr gerölle- und geschiebeärmer werdende dünne Decke des Oberen Sandes übergehen. Wie dieser werden auch sie von geschiebe- und geröllfreiem mittelkörnigen bis feinkiesigen Sand unterlagert, der vielfach deutliche Schichtung erkennen läßt.

Was die Deutung dieser Kiesrücken betrifft, so möchte ich sie in die Reihe der von mir an mehreren Stellen als endmoränenartige Bildungen aus der Zeit der letzten Vereisung bezeichneten Ablagerungen der südlichen Lüneburger Heide stellen (deren Definition vergl. J. Stoller, Die Landschaftsformen der südlichen Lüneburger Heide, vom geologischen Standpunkt betrachtet. 2. Jahresber. d. Niedersächs. geol. Ver. 1909, S. 128). Die Anordnung dieser Kiesrücken im Landschaftsbilde unseres Gebietes, wie sie außer auf Blatt Sülze auch auf Blatt Hermannsburg in der Gegend von Bonstorf-Hetendorf gut zu erkennen ist, deutet darauf hin, daß sie die lokal gesteigerten Ausschmelzungsrückstände von toten Eisschollen darstellen, die zur Zeit der größten Ausdehnung des letzten Landeises auf dem Gebiete lagen. Die Kiesrücken der genannten Art nehmen den höchsten bezw. den zentralen Teil der Plateauloben oder der Plateauinseln ein und bilden die Schuttmassen der letzten Reste der abschmelzenden Eisschollen. Mag sein, daß die Eisschollen zufällig an diesen Stellen sich durch besonders reichlichen Schuttinhalt ausgezeichnet hatten, mag sein, daß die Kiesrücken nur deshalb aus ihrer Umgebung hervorragen, weil rings um sie die nach den verschiedensten Richtungen zunächst regellos abfließenden Schmelzwasser den losen Moränenschutt verteilten, gleichsam einebneten, mag auch sein, daß die Landeisdecke des Gebiets noch vor ihrer Zerstückelung in der Zone der Kiesrücken eine kurz währende Stillstandslage erreicht, also die

Tendenz zur Endmoränenbildung erlangt hatte: entscheiden läßt sich das aus den heutigen Landschaftsformen kaum mehr. So viel ist aber sicher und möge ausdrücklich, wie schon früher, hervorgehoben sein, daß die endmoränenartigen Bildungen nicht zu identifizieren sind mit echten Endmoränen im bisher gebräuchlichen Sinne. Ebenso sicher ist aber auch, daß jene Kiesrücken, die ich unter den genannten Begriff stelle, nicht als Durchragungen des älteren Diluviums, gleichsam als Zeugenberge aus der Zeit der vorletzten Vereisung des Gebietes aufzufassen sind. Denn sie bilden mit der Geschiebesanddecke des Oberen Diluviums der Gegend ein Ganzes und werden wie diese mit deutlicher Diskordanz von gerölle- und geschiebefreien Sanden (herkömmlich als »Untere Sande« bezeichnet) unterlagert.

Stoller, Deutung der Unteren Sande. Blätter Sülze, Eschede, Celle, Unterlüß usw.

Diese letzteren Sande im direkten Liegenden des Oberen Diluviums lassen in unserem Gebiet in den meisten Aufschlüssen eine deutliche fluviatile Schichtung erkennen. Doch läßt sich über ihre Zugehörigkeit zum älteren oder zum jüngeren Diluvium kein allgemeines Urteil fällen. Ich glaube aber in der Annahme nicht fehl zu gehen, daß sie in unserer Gegend zum überwiegenden Teil dem älteren Diluvium angehören und im großen ganzen aus der Abschmelzperiode der vorletzten Vereisung des Gebiets stammen, obgleich sie mit Ausnahme einer tiefgehenden Entkalkung vielfach keine in die Augen fallenden Anzeichen von interglazialer Verwitterung erkennen lassen (Zerstörung bezw. Aufarbeitung ihrer Verwitterungsrinde durch das jungdiluviale Glazial!). Denn sie als Vorschüttungssande aus der Zeit des letzten Glazials zu deuten, dafür reichen sie in diesem südlichsten Teil der letzten Vereisung mit Bezug auf die nach Süden sich öffnenden breiten und vorgebildeten Niederungen und Täler bis zu Höhen empor, die eine viel zu hohe Lage einnehmen, als daß ein Aufstau der südwärts abfließenden Wassermassen des vorschreitenden jüngsten Glazials aus den gegebenen Geländeformen sowohl diesseits als jenseits des Allertales erklärt werden könnte. Andererseits spricht das häufige und vielfach große Flächen einnehmende Vorkommen von Geschiebemergel der vorletzten Vereisung im Bereich und in der Höhenlage dieser ausgedehnten fluviatilen Sandschüttungen dafür,

daß beide zusammengehören. Wenn man bei Betrachtung dieser Sandschüttungen einerseits die seit ihrer Ablagerung erfolgte außerordentlich tief verzweigte erosive Zerstückelung und andererseits die meist dünne Überkleidung ihrer Massen mit glazialen und fluvioglazialen jungdiluvialen Sedimenten hinwegdenkt, so zeigt sich, daß sie zu beiden Seiten des Örtzetales, und zwar anfangend in einer Zone, welche die breite Höhe des Lüß im Osten (Blatt Unterlüß) und die hochragenden Berge des Becklinger Holzes im Westen (Blatt Bergen bei Celle) verbindet, nach dem Allertal hin ein gleichmäßiges Gefälle besitzen. Während sich so für die heutige Oberkante dieser Sande im Osten des Örtzetales auf Blatt Unterlüß eine Höhenlage von 100—110 m ermitteln läßt, ragen dieselben Sande auf der Südhälfte des Blattes Eschede bereits nur noch bis zu 70—80 m Höhe empor und senken sie sich bis zum Allertal um rund weitere 10 m. Ähnlich verhält es sich im Westen des Örtzetales. Dort bewegt sich die Unterkante des Oberen Diluviums in der Gegend von Hermannsburg bis zum Becklinger Holz in Maximalhöhen zwischen 80 und 100 m, und auch dort senken sich die Unteren Sande nach Süden gegen das Allertal hin gleichmäßig, so daß wir sie auch dort in der nächsten Nähe des Allertales nur bis zu Höhen von rund 60 m Meereshöhe emporragen sehen. Sie bilden also insgesamt Teile von ursprünglich weit ausgedehnten Sandebenen, die sich nach Süden zum Allertal senkten und die ich als Sander-Sandschüttungen aus der vorletzten Vereisung des Gebietes deute, und zwar einer Phase der zugehörigen Abschmelzperiode angehörig, als das Landeis eine Stillstandslage einnahm, die mit Bezug auf unsere Gegend in groben, in ihrem speziellen Verlauf aber nicht mehr zu ermittelnden Umrissen durch die Wierener Berge, das hochgelegene Plateau des Lüß und das Becklinger Holz angedeutet wird, während das Allertal in einer heute ebenfalls nicht mehr genau zu ermittelnden Breite als Urstromtal fungierte.

Stoller, Talstufen. Blatt Sülze.

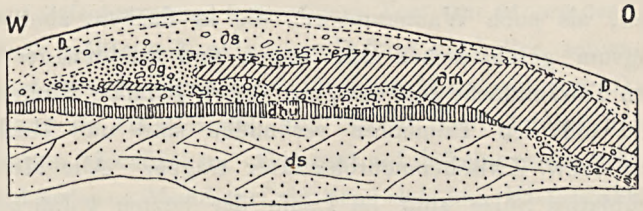
Die Entwicklung des Taldiluviums, das auf Blatt Sülze eine große Verbreitung besitzt, entspricht der in meinem vorjährigen Bericht über die wissenschaftlichen Ergebnisse der Aufnahmen auf Blatt Eschede gegebenen Gliederung. Zusammen-

fassend ergibt sich folgendes Bild. Nachdem während der Zeit des Vorrückens des letzten Landeises das mit Bezug auf die letzte Vereisung vorgebildete breite diluviale Örtzetal mit fluvioglazialen und fluviatilen Sedimenten bis zu einer bestimmten Höhe aufgeschüttet war, begann mit der Abschmelzperiode eine unvollkommene Wiederauskehrung des Tales. Dadurch entstanden die vielfach nur sehr undeutlich zu unterscheidenden Stufen ∂as_1, ∂as und ∂as_α, die also nicht selbständige, je durch eine Exkavation des Tales voneinander getrennte, unabhängige Akkumulationen darstellen, sondern lediglich die direkt hintereinander folgenden Phasen einer und derselben Periode einer schrittweise schwächer werdenden Erosionsarbeit der abfließenden Schmelzwassermassen bezeichnen, demnach eine unmittelbare Folge der gegen das Ende der Abschmelzperiode naturgemäß mehr und mehr abnehmenden Wassermassen sind, die das Örtzetal als Abflußweg benutzten. Nach dieser Auffassung entspricht die Stufe ∂as der Abschmelzperiode schlechthin, während die Stufe ∂as_1 (wo eine solche unterscheidbar ist) den Anfang und die Stufe ∂as_α das Ende der Abschmelzperiode (vielleicht auch schon den Anfang der Alluvialperiode) bezeichnet.

Wie hoch der Aufstau der Schwelzwasser des vorrückenden Landeises und die Aufschüttung des diluvialen Örtzetales mit fluviatilen Sedimenten vor der erwähnten Wiederauskehrung in unserem Gebiet gereicht hatten, dafür geben mehrere günstige Aufschlußprofile im Randgebiet dieses Tales einige Anhaltspunkte. Am Südabhange des Rübenberges östlich von der Oberförsterei Miele war direkt am Rande des Taldiluviums in einer großen Sandgrube das folgende Profil aufgeschlossen:

Unter einer nur 0,3—0,5 m mächtigen Decke von geröllführendem Sand lagert ein mittel- bis grobkörniger, gerölle- und geschiebefreier, deutlich fluviatil geschichteter Sand, der bis zu 3 m Mächtigkeit erschlossen war. Einige Handbohrungen, in der Sohle der Grube aufgesetzt, trafen in 1,5—2 m Tiefe auf Geschiebekies, der als ausgewaschene Grundmoräne der vorletzten Vereisung zu deuten ist. Die Höhenlage des Aufschlusses beträgt 60—62 m ü. NN.

Noch deutlicher ist ein Profil etwa 1200 m ostsüdöstlich von obigem. Hier zeigte sich an der Nordwand des Hohlweges, der einen südlich streichenden, wallartigen Kiesberg quert und die Bahn zwischen den Jagen 79 und 87 mit der alten Handelsstraße Hermannsburg-Dehningshof-Kohlenbach-Celle verbindet, das in beifolgender Figur dargestellte Profil. An ihm ist besonders bemerkenswert das Vorkommen eines Restes von Bänderton, der noch in ursprünglicher Lagerung über den mit ihm gleichalterigen, fluviatil geschichteten Unteren Sanden und an der Basis des z. T. durch Geschiebelehm, z. T. durch schichtungslosen Sand und Kies vertretenen Oberen Glazialdiluviums auftritt. Die Unterkante des letzteren liegt ungefähr in 61 m Meereshöhe. Der Bänderton, welcher hier nur



Höhe : Länge = 2 : 1; Höhe etwa 2,5 m, Länge etwa 15 m.

den letzten Rest eines ursprünglich weiter ausgedehnten Vorkommens bildet, konnte zwar auf Blatt Sülze an keiner weiteren Stelle nachgewiesen werden; er wurde aber auf dem »Lindloh«, südwestlich von Sülze (auf dem westlich anstoßenden Meßtischblatt Offen) nur wenige hundert Meter von der Blattgrenze entfernt, in einer Höhenlage von rund 65 m durch mehrere Handbohrungen unter dünner Geschiebesanddecke nachgewiesen; auch ist er dort in einigen aufgelassenen Lehmgruben unter 1,5—2 m mächtigem Geschiebesand aufgeschlossen. Er hat dort eine Höchstmächtigkeit von 2,5 m, während seine durchschnittliche Mächtigkeit 1 m beträgt, und wird von mittel- bis grobkörnigen Sanden unterlagert. In derselben Höhenlage, derselben Mächtigkeit und ebenfalls von jungdiluvialem Glazial überlagert, sowie von mächtigen fluviatilen Sanden unterlagert, tritt er 1,5 km südsüdwestlich von hier auf

dem Krähenberge bei Hassel auf. Weiter im Norden, im Bereich der Meßtischblätter Munster, Eimke und Hermannsburg, war der Bänderton durch Kartierung an mehreren Stellen, und zwar z. T. in nennenswerter Flächenverbreitung, im direkten Randgebiet des diluvialen Örtzetales und seiner Nebentäler nachgewiesen worden. In allen Fällen bildet er das direkt Liegende des jungdiluvialen Glazials.

3. Das Alluvium.

Stoller, Alluvium (Moorbildungen). Blatt Sülze.

Das Alluvium des Meßtischblattes Sülze besteht fast ausschließlich aus Moorbildungen, die fast ein Viertel der Gesamtfläche einnehmen. Vertreten sind, ähnlich wie auf Blatt Eschede und Blatt Hermannsburg, sowohl langgestreckte, die alluvialen Flußtäler erfüllende Talmoore, die echte Niedermoore (Flachmoore i. e. S.) darstellen, als auch Wannenmoore, die in flachen, aber weiten, fast ringsum geschlossenen Muldungen und Buchten der breiten diluvialen Talsandfläche auftreten, nur durch schmale Rinnen unter sich und mit den Talmooren verbunden sind und Hochmoorcharakter bezw. Zwischenmoorcharakter tragen. Alle Moore des Meßtischblattes Sülze sind im Laufe der letzten 4 Jahrhunderte mehr oder weniger vollständig abgetorft worden, so daß ihr ursprünglicher Aufbau und ihre ursprüngliche Mächtigkeit fast nirgends mehr festgestellt werden kann. Insbesondere hat der Torf der kleinen und großen Wannenmoore nachweislich mindestens seit dem Jahre 1500 als Brennmaterial zur Eindampfung der aus den Solquellen von Sülze gewonnenen Sole gedient. Die Siedehäuser oder »Koten« wurden zu dem Zweck in nächster Nähe des abzubauenden Torflagers errichtet. War ein Torflager abgebaut, so wurden die Siedehäuser nach einem anderen Moore verlegt. So befanden sie sich z. B. zu Anfang des 17. Jahrhunderts im Twießelhoper Moor, um 1650 im Severloher Moor und wurden 1723 sogar nach dem Scheuerbruch verlegt, womit der Grund des heutigen Dörfchens Altensalzkoth gelegt war. In einer 4,5 km langen Röhrenleitung wurde die Sole nach dem neuen Werke geleitet, das 1790 einging. Von da an erfolgte die Salzgewinnung wieder in Sülze selbst, dem Orte der Solquellen, bis die Quellen 1860

als in keiner Weise mehr rentabel verschüttet wurden. Zahlreiche Spuren der jahrhundertelangen systematischen Torfnutzung finden sich in den Mooren, so z. B. ausgedehnte Ansammlungen von Torfasche im Twießelhoper Moor und im Severloher Moor oder breite, von Erdwällen umsäumte Gräben, die zur Torfflößerei ausgehoben worden waren und heute noch die Bezeichnung Schiffgraben führen; insbesondere aber erklärt sich dadurch die auffallend scharfe Grenze, mit der die jüngste Torfschicht in den seit ihrer unvollständigen Abtorfung wieder sich selbst überlassenen Torflagern sich gegen die ältere Torfschicht abhebt. In vielen Torfschichten der Wannenmoore (die Niedermoore sind fast durchweg als Wiesenland in Kultur genommen) kann man das folgende Profil beobachten. Unter einem nur wenige Zentimeter dicken Callunarasen mit tiefschwarzem, krümeligem Torf (die Moore des Gebietes sind heute größtenteils entwässert!) folgt ein heller, schwammiger, wenig vertorfter Sphagnumtorf (jüngerer Moostorf) von 20—30 cm Mächtigkeit in entwässerten und 30—40 cm Mächtigkeit in nicht entwässerten Moorflächen. Er lagert auf tiefschwarzem, krümeligem und strukturlosem Muddetorf, in dem sich lose Kieferstubben, gebrochene und abgehackte Äste und Zweige, Splitter und Späne von Kiefern- und Birkenholz finden; er wird an manchen Stellen noch von autochthonem Torf, teils von Zwischenmoor-, teils von Niedermoorcharakter, in schwankender, aber stets geringer Mächtigkeit unterlagert. In anderen Fällen von sich selbst überlassenen Wannenmoorflächen hat sich ein Moliniarasen ausgebreitet, wieder in anderen leitete *Eriophorum vaginatum* die weitere Vertorfung ein, je nach den besonderen örtlichen Verhältnissen des Grundwasserstandes nach der Abtorfung. Daß zur Zeit des Beginnes der Torfbildung in unserer Gegend die Hasel und die Kiefer heimisch waren, wird durch Funde von Haselnüssen und Kiefernholz am Grunde des Moores erwiesen, in dem die Fischteiche halbwegs zwischen Försterei Rehwinkel und Rebberlah angelegt sind.

Herr O. Grupe berichtet über die Aufnahmen auf dem Blatte Kirchohsen (Kr. Hameln).

Den Gegenstand der Aufnahmearbeiten auf dem Blatte Kirchohsen bei Hameln während des Sommers 1912 bildeten einmal die Formationsglieder des Muschelkalkes und Keupers, die bereits in einer besonderen Arbeit »Zur Stratigraphie der Trias im Gebiete des Oberen Wesertals«[1]) behandelt worden sind, und zum andern die aus den verschiedenen Weserterrassen und Glazialbildungen bestehenden Ablagerungen des Diluviums.

Bei der Kartierung dieser letztgenannten diluvialen Bildungen haben sich einige bemerkenswerte Tatsachen ergeben, die als Ergänzung zu den früheren Ausführungen meines Aufsatzes »Die Flußterrassen des Wesergebietes und ihre Altersbeziehungen zu den Eiszeiten[2])« und als weitere Stütze der darin ausgesprochenen Ansichten hier kurz mitgeteilt sein mögen.

Grupe, Obere Terrasse der Weser. Blatt Kirchohsen.

Von der ursprünglich mindestens 60—70 m mächtigen, das pliocäne Wesertal erfüllenden Oberen Terrasse (d_1) des älteren Diluviums sind im Bereiche des Blattes Kirchohsen nur noch ganz vereinzelte Relikte in der weiteren Umgebung von Grohnde, Latferde und Frenke in verschiedenen Höhenlagen (bei 100—105 m, 95—115 m, 95—100 m und 115—125 m) hinterblieben. Besonders interessant ist das wenn auch nur seltene Vorkommen echt nordischer Gesteine (Feuerstein und Granit) in diesen Schottermassen, die einen weiteren Beweis dafür geben, daß es sich bei ihnen nicht um Reste verschiedener präglazialer oder pliocäner Terrassen handelt, sondern um Reste einer einheitlichen, altdiluvialen Schotterablagerung, die zeitlich einer ältesten, nämlich der ersten unserer drei Vereisungen entspricht, die sich auch schon im Wesergebiet bei Hameln ausgebreitet haben muß. Für die Existenz einer ältesten Vereisung spricht auch das Auftreten nordischer Komponenten in der der mittleren Vereisung gleichalterigen Mittleren Terrasse im Emmertal südwestlich Emmern, die sich anscheinend auf sekundärer Lagerstätte befinden und von Süden her

[1]) 4. Jahresber. d. niedersächs. geol. Ver. Hannover 1911, S. 1—102.
[2]) Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1912, S. 264 ff.

aus nachträglich zerstörten altglazialen Bildungen umgelagert erscheinen. Es ist deshalb sehr wohl möglich, daß es das erste Inlandeis gewesen ist, welches den weitesten Vorstoß nach Süden zu gemacht hat, und daß diesem die nordischen, zumeist granitischen Findlinge entstammen, die sich etwa bis zur Linie Eschershausen-Bodenwerder-Pyrmont noch an vereinzelten Stellen finden.

Grupe, Mittlere Terrasse der Weser. Blatt Kirchohsen und Hameln.

Im Gegensatz zur Oberen Terrasse ist die ursprünglich nicht viel weniger bedeutsame, gegen 50 m mächtige Ablagerung der Mittleren Terrasse in größerem Maße erhalten geblieben und zieht sich z. B. südlich Frenke noch als ununterbrochener Schotter- und Sandwall um 40—50 m in die Höhe. Gelegentlich weisen solche Schotterwälle kleine Geländestufen auf, die aber nur eine kurze Strecke zu verfolgen sind und sich dann in der gleichmäßigen Schotterfläche verlieren. Es sind dies nichts weiter als sekundäre Erosionsformen, die aber gleichwohl auf der Karte durch besondere Schraffur gekennzeichnet werden. Auch breitere Flächen und Vorstufen sind bisweilen aus den mächtigen Schottermassen der Mittleren Terrasse herausgeschnitten, wofür gerade die Verhältnisse im Gebiete des Blattes Kirchohsen charakteristische Beispiele liefern. Die ursprüngliche Aufschüttung der Mittleren Terrasse ist also nachträglich — wenn auch nicht in dem bedeutenden Grade wie die Obere Terrasse — denudiert und zumeist zu einzelnen Erosionsstufen und »Erosionsterrassen« abgetragen, die bei kurzer Längserstreckung in den verschiedensten Höhenlagen auftreten können, und die nicht mit selbständigen Aufschüttungsterrassen als markanten Phasen in der Entwicklungsgeschichte des Tales zu verwechseln sind. Rein morphologische Studien können deshalb in solchen Fällen, wo, wie hier an der Weser, die ehemaligen Aufschüttungsterrassen nicht mehr ihre Form bewahrt haben, sondern in verschiedenem und wechselndem Grade nachträglich denudiert und abgetragen sind, nicht zum Ziele führen.

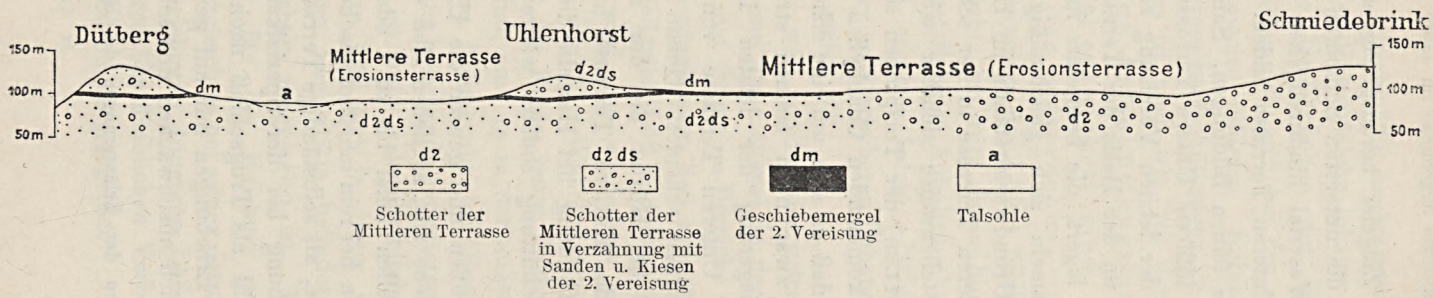
Am Nordrande des Blattes Kirchohsen und am Südrande des anstoßenden Blattes Hameln kommt es dann zu der Vereinigung und Verzahnung der Mittleren Terrasse mit den aus dem nördlichen Seitental der Hamel hinzutretenden Sedimenten der mittleren Vereisung.

Diese Verhältnisse habe ich ja schon des Näheren beschrieben. Es sei nur nochmals erwähnt, daß den unteren Teil dieser gemischten Aufschüttung ziemlich reine Weserschotter bilden mit nur vereinzelten, nach oben allmählich zunehmenden nordischen Gesteinen, während darüber eine Wechselfolge von Weserschottern, nordischen Sanden und Kiesen, Bändertonen und Grundmoräne sich einstellt, die das mannigfache Oszillieren des Inlandeises und den wechselnden Einfluß der Weserwässer und der aus dem nördlichen Seitentale zuströmenden Schmelzwässer anzeigt. Aus dieser einheitlichen, gegen 50 m mächtigen Ablagerung sind dann wiederum durch nachträgliche Erosion und Denudation einerseits die Mittlere Terrasse als Erosionsterrasse, andererseits die äußerlich »endmoränenartigen« Kuppen des Basberges und der Dütberge herausmodelliert worden, wie es das Profil in Fig. 1 veranschaulicht.

Von Wichtigkeit ist die Feststellung von Weserschottern der Mittleren Terrasse auf Strecken, die, weitab von der heutigen Weser, von ihr durch Bergrücken älteren Gebirges getrennt werden, und die — unter gleichzeitiger Berücksichtigung des Umstandes, daß dieselben Terrassenschotter in gleicher Höhenlage auch das benachbarte Wesertal selbst begleiten — als Ablagerungen alter Nebenarme oder Doppelarme der Weser anzusehen sind, die ehemals hier ihren Weg nahmen. Derartige alte Nebenarme der Weser flossen einstmals nördlich Daspe am Südfuße des Eichberges, zwischen Frenke und Latferde um die östliche Seite des Ilseberges herum und zwischen Ohr und Kl. Berkel entlang dem Westhange des Ohrberges. Auch diese Tatsachen weisen wiederum auf die schon in meiner letzten Arbeit über die Weserterrassen des Näheren behandelte Erscheinung hin, daß das diluviale Flußbett der Weser einen viel größeren Umfang gehabt und viel gewaltigere Wassermassen geführt haben muß als heutzutage.

In der großen Kiesgrube östlich Hameln am Sintelberge haben die basalen, z. T. noch unter dem Grundwasserspiegel gelegenen Schichten der Mittleren Terrasse die von Struckmann beschriebene Rixdorfer Fauna geliefert. Da nun aus demselben Niveau die gleichen Tierreste, vornehmlich Zähne von *Elephas primigenius*, auch in der benachbarten, im Bereiche der Unteren Terrasse gelegenen Ton-

Figur 1



Maßstab der Längen 1 : 25000, der Höhen 1 : 8333.

Profil durch die aus gemischtem Diluvium (Terrassenschottern, glazialen Sanden und Geschiebemergel) bestehenden Ablagerungen östlich Hameln, aus denen sowohl die einzelnen Kuppen (Dütberg, Uhlenhorst, Schmiedebrink) wie in ihrer heutigen Form die Mittlere Terrasse — also als Erosionsterrasse — nachträglich herausmodelliert worden sind.

grube der Thöneböhn'schen Ziegelei herausgebaggert werden, so dürfen wir schließen, daß die untersten Schichten der Mittleren Terrasse durch das ganze Wesertal hindurchgehen und das Fundament der jungdiluvialen Unteren Terrasse bilden.

Grupe, Untere Terrasse der Weser. Blätter Kirchohsen und Hameln.

Diese vorzugsweise aus feinen Bildungen, Sanden, Lehmen und Tonen bestehende und lößfreie Untere Terrasse ist, wie gezeigt wurde, als Äquivalent der letzten Vereisung anzusehen. Es ist nun bemerkenswert, daß an der Basis der Terrasse, bei 2 bis 6 m Tiefe eine Torfbildung lagert, die besonders in dem Gebiete zwischen Tündern und Hameln sich gleichmäßig auszubreiten scheint und bei niedrigem Grundwasserstande im Hangenden der untersten Schotter der Mittleren Terrasse in der schon genannten Thöneböhn'schen Ziegelei stellenweise sichtbar wird. Die Bestimmung (durch Herrn Stoller) der Torfproben sowohl wie der in den torfigen Sanden vorkommenden Conchylien (durch Herrn Menzel) hat nun ergeben, daß es sich um eine echte Interglazialablagerung handelt[1]), und zwar nach meinen stratigraphischen Ergebnissen um eine Ablagerung der letzten Interglazialzeit, welche die Schichten der Unteren Terrasse von den tiefsten Schichten der Mittleren Terrasse scheidet. Genau wie das Torflager der Zeche Nachtigall bei Höxter die der mittleren Vereisung zeitlich entsprechende Mittlere Terrasse an ihrer Basis einleitet, so leitet die Torfbildung bei Hameln die Untere Terrasse ein, deren Hauptaufschüttung sodann während der letzten Eiszeit erfolgte.

Dehnt sich auch im großen und ganzen die Untere Terrasse zu einer einheitlichen Talebene aus, so heben sich doch auch aus ihr an einigen wenigen Stellen lokal bis zu 1 oder auch $1^1/_2$ m hohe Stufen heraus, die man bei rein morphologischer Betrachtung zunächst versucht sein könnte, als selbständige Terrassen zu deuten. Aber die nähere Untersuchung bei der Spezialkartierung weist eine derartige Deutung bald als Trugschluß nach. Denn dabei ergibt sich, daß derartige Erhebungen nur auf gewisse Strecken aushalten, nach und nach sich abschwächen und schließlich in der

[1]) Die Fossillisten werden in den Erläuterungen des Blattes Kirchohsen aufgeführt werden.

ringsum sich gleichmäßig ausbreitenden Terrassenfläche völlig auslaufen. Es sind also solche lokalen Erhebungen nichts weiter als ursprüngliche Unebenheiten des Talbodens, oder sie sind als Stufen anzusehen, die sich bei der seitlichen Verlegung des Flußbettes stellenweise bildeten. Keinesfalls aber sind sie als selbständige Terrassenaufschüttungen zu deuten.

Kurz, es ist nach wie vor daran festzuhalten, daß nur drei selbständige Aufschüttungsterrassen diluvialen Alters im Wesertal entwickelt sind, die im wesentlichen den drei Eiszeiten entsprechen.

Grupe, Älterer und Jüngerer Löß. Blatt Kirchohsen.

Die Altersfrage des Lösses bleibe an dieser Stelle unerörtert. Dagegen möchte ich kurz darauf hinweisen, daß sich nach meinen neueren Feststellungen Anhaltspunkte für eine ältere Lößbildung im Wesertal ergeben haben. Nähere Mitteilungen hierüber im Rahmen einer ausführlicheren Behandlung des Weserlösses behalte ich mir für später vor.

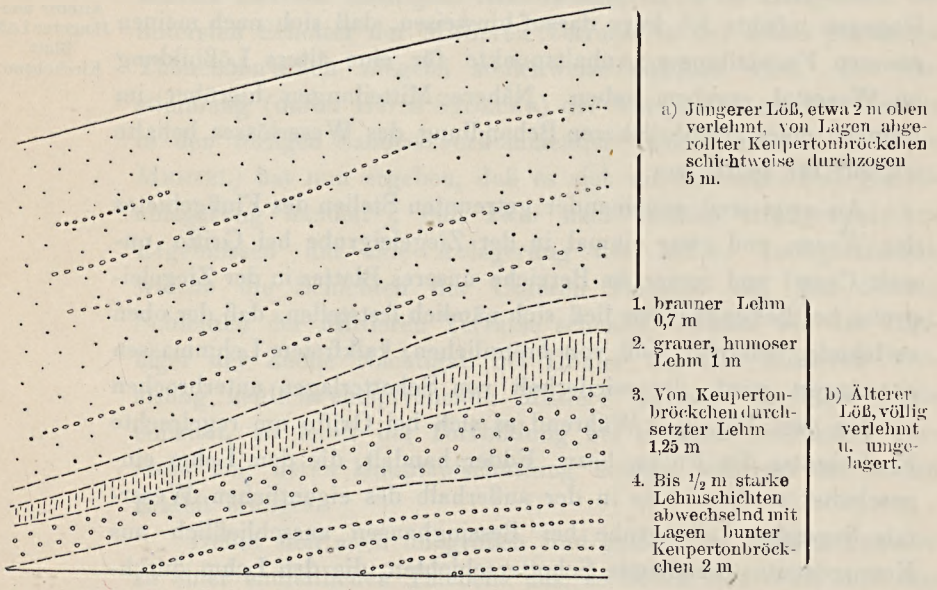
An zwei weit voneinander getrennten Stellen des Flußgebietes der Weser, und zwar einmal in der Ziegeleigrube bei Grifte unweit Cassel und ferner im Bereiche unseres Blattes in der Ziegeleigrube bei Bessinghausen ließ sich nämlich feststellen, daß der oben verlehmte, hellgelbe Löß von bräunlichen, kalkfreien Lehmmassen unterlagert wird, die wiederholt von Schotterlagen unterbrochen werden (vgl. Fig. 2). Während es sich bei Grifte um regelrechte Flußschotter der Fulda, bezw. Edder handelt, die dem Lehm eingeschaltet sind, sind es in der außerhalb des eigentlichen Wesertals liegenden Lehmgrube bei Bessinghausen ausschließlich aus Keuperdetritus bestehende Schotterschichten, die den Lehm durchziehen. Es ist wohl wahrscheinlicher, anzunehmen, daß der verlehmte Ältere Löß sich in dieser Gestalt nicht mehr auf seiner ursprünglichen Lagerstätte befindet, sondern zusammen mit den Schotterschichten umgelagert ist. In jedem Falle aber ist damit der Beweis für die Existenz eines älteren Weserlösses erbracht, wenngleich es bei seiner petrographischen Übereinstimmung mit dem verlehmten Jüngeren Löß unmöglich erscheint, ihn in seiner weiteren oberflächlichen Verbreitung zu erkennen und vom Jüngeren Löß zu unterscheiden.

Grupe, Diluviale Schichtenstörungen. Blatt Kirchohsen und Hameln.

Besonderes Interesse verdienen die Lagerungsverhältnisse des Diluviums in der Gegend von Hameln auch noch dadurch, daß sie an einer Reihe von Stellen durch tektonische Störungen beeinflußt werden. Ich habe schon früher darauf hingewiesen, daß südöstlich Tündern nach dem Ergebnis einer Bohrung mächtigere Weserschotter, die der Oberen oder wahrscheinlicher der Mittleren Terrasse angehören[1]), bis zu einer Tiefe von rd. 60 m eingesunken sind, während das ältere Gebirge sonst im allgemeinen bereits bei 5—7 m unter

Figur 2.

Jüngerer und Älterer Löß in der Lemke'schen Ziegeleigrube bei Bessinghausen.



Profil der südwestlichen Wand der Lemke'schen Ziegeleigrube bei Bessinghausen.

dem alluvialen Talboden auftritt, und daß auf den das Diluvium bei 62,5 m unterlagernden Gipskeuper infolge einer widersinnig einfallenden Verwerfung bei 95 m wieder diluviale Schichten

[1]) Ich habe bisher diese Schotter der Oberen Terrasse zugerechnet. Nachdem ich nun aber inzwischen auch bei der Mittleren Terrasse eine ursprüngliche Mächtigkeit der Schotter von mehreren Dekametern festgestellt habe, ist es in Rücksicht auf die in der Bohrung noch tiefer folgenden diluvialen Schichten mir wahrscheinlicher geworden, daß die Schotter der Mittleren Terrasse angehören.

folgen, und zwar Torflagen und Süßwasserkalke mit einer interglazialen Fauna (*Bithynia tentaculata* u. a.) und darunter geschiebemergelähnliche Schichten, in denen die Bohrung bei einer Teufe von 110 m stehen geblieben ist. Auch die in einer anderen Bohrung südöstlich Kirchohsen bis 30 m tief durchsunkenen Weserschotter dürften durch nachträgliche Störungen in diese Tiefe gelangt sein. In diesen Fällen handelt es sich somit um bedeutendere diluviale Verwerfungen, die Sprunghöhen von mehreren Dekametern besitzen.

Weitere Anzeichen für diluviale Störungen bieten nach meinen neueren Beobachtungen dann noch einzelne Aufschlüsse in Kiesgruben. Besonders schön war im Sommer 1912 eine Verwerfung in der Kiesgrube der Dütberge bei Afferde aufgeschlossen, welche die den Sanden eingeschaltete Geschiebemergelbank (der zweiten Vereisung) durchschnitt und in zwei Teile auseinander riß, die um etwa 1 m gegeneinander verschoben waren, während die Kies- und Sandschichten eine deutliche Schleppung entlang der Verwerfungsspalte zeigten. Auch die Schotter der Mittleren Terrasse weisen zuweilen derartige Schichtstörungen auf, an denen sie um kleinere Beträge gegenseitig verworfen und geschleppt erscheinen, so z. B. in der Kiesgrube an der Chaussee zwischen Ohr und Emmern oder in besonders großem Umfange in der Kiesgrube nördlich Börry, in der Verwerfungsspalten derartig häufig auftreten, daß sich an ihnen die Schotter beim Abbau wiederholt schollenweise ablösen.

Es ist nun von besonderem Interesse, daß alle die bisher aufgezählten diluvialen Schichtenstörungen in der weiteren Umgebung von Hameln im Bereiche oder doch in der Nähe von Hebungslinien liegen, in denen auch schon das ältere Gebirge eine besonders starke Aufpressung und Störung erfahren hat. Die Aufwölbung des älteren Gebirges ist aber das Produkt einer viel älteren Gebirgsbildung, die sich im Wesergebiet bereits in präoligocäner oder gar präcretacischer Zeit abgespielt hat, und die diluvialen Störungen stellen nur die letzten Nachklänge des alten Faltungsprozesses entlang den alten Spalten der Erdkruste dar. Sie bieten ein schönes Beispiel dafür, daß die alten Bruchlinien

der Erdrinde unter dem Einfluß neuer Krustenbewegungen bis in die diluviale Zeit hinein wiederholt aufrissen und auflebten.

Was das genaue Alter der behandelten Störungen anbetrifft, so dürften sie, da sie Bildungen der zweiten Eiszeit und der Mittleren Flußterrasse mitbetroffen haben, frühestens der zweiten Interglazialzeit angehören.

Daß aber selbst noch der Jüngere Löß des Wesergebietes bisweilen durch Störungen in seiner Lagerung beeinflußt wird, zeigen z. B. die Aufschlüsse in der Ziegeleigrube südlich Albaxen unweit Höxter, wo der durch Einschaltung feinster Wesersande gleichsam geschichtete Löß ein gleichmäßiges Einfallen um 10 bis 15° besitzt, das nicht etwa durch Gehängerutschung zu erklären ist, oder die oben schon erwähnten Aufschlüsse der Ziegeleigrube bei Grifte in der Gegend von Cassel, in der die Löß- und Lehmschichten zum Teil deutliche Fältelungen aufweisen, an die gelegentlich auch kleinere Verschiebungen gebunden sind.

Herr E. Harbort berichtet über die Aufnahmeergebnisse auf Blatt Braunschweig.

Am geologischen Aufbau des Blattes Braunschweig sind mit Ausnahme des Tertiärs sämtliche Formationen vom Zechstein bis zum Alluvium beteiligt. Die bei weitem größte Flächenausdehnung besitzt das Diluvium, das von allen Formationen vom stratigraphischen Standpunkt aus noch die interessantesten Probleme bietet.

Die Ewald'sche, auf den Aufnahmen von Strombeck's fußende geologische Karte der Provinz Sachsen, Blatt Braunschweig, bringt bereits eine Übersicht des östlich von Braunschweig gelegenen Teiles des Meßtischblattes. Von der westlichen Blatthälfte hat Kloos[1]) eine geologisch-agronomische Übersichtskarte 1:100000 gegeben.

Die Spezialkartierung hat ergeben, daß die Strombeck'sche Darstellung vielfach auf Konstruktionen nach einzelnen Fossil-

[1]) Kloos, Festschrift zur 69. Versammlung deutscher Naturforscher und Ärzte 1897, S. 52–65.

funden beruht, die sich z. T. wohl auf sekundärer, diluvialer Lagerstätte befunden haben dürften. Nur in verhältnismäßig kleinen Gebieten treten die mesozoischen Schichten direkt zutage, meist werden sie von einer Diluvialschicht, zum mindesten aber von einer Lößlehmdecke verhüllt.

Übersicht über die vordiluvialen Formationen.

Harbort, Zechsteinsalz, Erdöl. Blatt Braunschweig.

Die ältesten von Blatt Braunschweig bekannten Schichten gehören dem Salzgebirge der Oberen Zechsteinformation an, die in zwei Bohrungen bei Rautheim nachgewiesen wurde, über deren Profile seinerzeit Stolley[1]) einige Mitteilungen veröffentlicht hat.

Am Südrande des Blattes befand sich bis zur Mitte des vorigen Jahrhunderts bei Salzdahlum eine Saline, die ihre Sole wahrscheinlich dem gleichen Salzstock entnahm. Die Salzhebungszone ist von Salzdahlum über Rautheim, den Nußberg bis zum Dovensee am Nordrande des Blattes zu verfolgen. Sie verläuft dem Wabetal etwa parallel, ist aber nicht die Fortsetzung des Elmsattels, wie Stille[2]) vermutet, sondern eine selbständige Salzlinie, deren nördliche Fortsetzung anscheinend der Rolfsbütteler Salzstock bildet, deren südliche der Salzaufpressungshorst am Ösel ist. Östlich von Braunschweig wird der Salzstock am Nußberg von Buntsandsteinschichten flankiert. Im Norden des Blattes deuten drei typische Erdfälle im Talsandgebiet, die heute vollständig verlandet und vertorft sind, den weiteren Verlauf des Salzgebirges im Untergrunde an. Am Dovensee, dem größten dieser Erdfälle, hat das Städtische Wasserwerk in einer seiner Bohrungen bereits stark salzhaltiges Wasser angetroffen, so daß der Salzspiegel im östlichen Teil der Stadt Braunschweig, sowie im nördlichen und südlichen Fortstreichen schon in geringer Teufe zu erwarten sein dürfte. An diese Salzhebungszone geknüpft und zwar in ursächlichem Zusammenhange mit ihr steht aber das altbekannte,

---

[1]) Stolley, E. Die Ergebnisse zweier Tiefbohrungen in der Umgegend Braunschweigs. 14. Jahresber. d. Naturw. Ver. Braunschweig. S. 58—62, 1904.

[2]) H. Stille, Der Untergrund der Lüneburger Heide. Jahresber. d. nieders. geol. Vereins 1911, S. 236.

von BORNHARDT[1]) näher beschriebene Erdölvorkommen im Reitling bei Klein-Schöppenstedt.

HARBORT, Buntsandstein, Rät, Lias, Brauner Jura. Blatt Braunschweig.

Von Triasschichten finden sich auf Blatt Braunschweig nur einzelne Schollen. Am erwähnten Salzstock die Buntsandsteinscholle am Nußberge, sowie eine kleine Scholle von Rätsandstein am Kaulenteich, auf deren Existenz kürzlich STOLLEY[2]) aufmerksam gemacht hat. Bei Hötzum ist noch das Vorkommen einer zweiten Rätsandsteinscholle erwähnenswert.

Vom Jura war seinerzeit nach OTTMER[3]) und D. BRAUNS[4]) im Bahneinschnitt der Buchhorst der Lias in sämtlichen Stufen aufgeschlossen. Da heute dieser Einschnitt verfallen und mit Mutterboden bedeckt ist, andererseits aber mit Ausnahme der Posidonienschiefer in kleineren Schürfen, die von mir angelegt wurden, Fossilien kaum zu finden waren, so war es nicht möglich, die in der Buchhorst überall von Löß bedeckten Liasschichten bei der Kartierung genauer zu gliedern. Liasschichten wurden ferner in einzelnen Tiefbohrungen im Ölgebiet des Reitling bei Kl. Schöppenstedt nachgewiesen. Der Jura wurde hier diskordant von der Unteren Kreide (Hauterivien und Barrêmien) überlagert.

Die alte, versteinerungsreiche Fundstätte von Braunem Jura an der Mückenburg ist heute ebenfalls verfallen, da die Steinbrüche eingegangen und zurzeit mit Gebüsch bewachsen sind. Nur gelegentlich werden auch heute noch eisenschüssige Kalke aus den Feldern herausgepflügt mit *Parkinsonia* sp. sp., Belemniten- und einer Anzahl Zweischalerresten. Brauner Jura wurde auch in den bereits erwähnten Ölbohrungen von Klein-Schöppenstedt verschiedentlich angetroffen. Bemerkenswert ist, daß sich im Braunen Jura intensiv rot gefärbte Tone finden, deren Färbung zurückgeführt

[1]) W. BORNHARDT, Über die Erdölvorkommnisse in der östlichen Umgebung der Stadt Braunschweig. Beitr. zur Geol. u. Pal. d. Herzogt. Braunschweig I. S. 61 ff., 1894.

[2]) STOLLEY, C., Geologische Skizze der Umgebung Braunschweigs. V. Jahresber. d. nieders. geol. Vereins zu Hannover, 1912, S. 18.

[3]) OTTMER, Zeitschr. d. D. g. G. 1870, S. 452.

[4]) D. BRAUNS, Die Aufschlüsse der Eisenbahnlinie von Braunschweig nach Helmstedt nebst Bemerkungen über die dort gefundenen Petrefakten, insbesondere über jurassische Ammoniten. Zeitschr. d. D. geol. Ges. 1871, S. 746 ff.

werden könnte auf den Einfluß der Salzsolen vom benachbarten Braunschweig-Rautheimer Salzstock.

Die Kreideformation ist auf Blatt Braunschweig in beiden Abteilungen in weiter Verbreitung ausgebildet. Harbort, Kreide. Blatt Braunschweig.

Die Untere Kreide ist in sämtlichen Zonen vom Unteren Hauterivien bis zum Gault vertreten. Dem Unteren Hauterivien gehört die Erosionsscholle des Hilskonglomerates südlich von den Teerkuhlen bei Hordorf an, welche diskordant dem Jura auflagert. Es sind versteinerungsreiche, gelblichgraue Mergel mit eingelagerten Kalkbänken, die z. T. reichlich Gerölle von Toneisensteinen und Phosphoriten des Jura, selten solche älterer einheimischer Gesteine, z. B. von Wellenkalk und Nodosenschichten führen. Die Muschelkalkgerölle des Hilskonglomerates sind meist stark korrodiert und beweisen, daß zur Hauterivienzeit bereits die umliegenden hercynischen Triassättel als Festland oder Inseln aus dem Meere herausgeragt haben müssen. Hilskonglomerat wurde ferner früher bereits durch Bornhardt am Reitling und neuerdings auch wieder in mehreren Ölbohrungen dortselbst festgestellt.

Oberes Hauterivien, Tone mit *Crioceras capricornu* A. Römer, konnte ich ebenfalls in mehreren neueren Ölbohrungen der Firma Mülter in Königslutter am Reitling feststellen.

Das Barrêmien, Tone mit zahlreichen Exemplaren aus der Gruppe des *Belemnites Brunsvicensis* v. Stombeck, sind zurzeit in der Ziegelei von Klein-Schöppenstedt und in der Tongrube der Ziegelei Moorhütte aufgeschlossen. Bezüglich der Ausbildung der Schichten und ihrer Fossilführung verweise ich auf die Beschreibung von Stolley [1]) und G. Müller [2]). *Brunsvicensis*-Tone sind ferner auf Blatt Braunschweig, nördlich vom Röhlsberge bei Klein-Schöppenstedt und am Kleiberge bei Cremlingen verbreitet, sowie im Wegeeinschnitt am Bahnübergange der Landstraße von Crem-

[1]) Stolley, E., Über alte und neue Aufschlüsse und Profile in der Unteren Kreide Braunschweigs und Hannovers. 15. Jahresber. d. Naturw. Ver. Braunschweig, S. 1—44.

[2]) G. Müller, Beitrag zur Kenntnis der Unteren Kreide im Herzogtum Braunschweig. Dies. Jahrb. 1895.

lingen nach Hordorf aufgeschlossen. Auch gehören hierher die tiefsten Schichten der Ziegelei Mastbruch, aus denen STOLLEY einzelne Exemplare des *Belemnites Brunsvicensis* erwähnt.

Tone des Aptien sind zurzeit am besten in der Ziegeleitongrube Mastbruch angeschnitten. Es liegen hier zu unterst dunkelblaue bis schwarze, fette Tone mit großen Kalkgeoden, die z. T. riesige Dimensionen bis zu 4 qm Ausdehnung und 20—40 cm Dicke erreichen. In gewissen Horizonten kommen auch einzelne eisenhaltige Kalkgeoden bezw. Toneisensteine vor. Das Einfallen der Schichten wechselt zwischen 20 und 40°. Diese Tone des Mastbruches, eines bereits von STROMBECK beschriebenen Profiles, gehören nach STOLLEY[1]) teils den Grenzschichten von Aptien und Barrêmien an, teils führen sie *Hoplites Bodei* v. KOENEN, *Ancyloceras Urbani* D'ORB., *Oppelia nisoides* D'ORB. und *Belemnites* cf. *Ewaldi* v. STROMBECK, gehören also zum Aptien. Etwa in der Mitte der in der Grube aufgeschlossenen Schichten liegen 5 m eines gelbgrauen Mergels mit zahlreichen Rostren von *Belemnites Ewaldi* v. STROMB. In den hangenden, wiederum dunkler gefärbten, kalkhaltigen Tonen findet sich *Belemnites Strombecki* WOLLEMANN häufiger, außerdem *Parahoplites Milletianus* und *Hoplites tardefurcatus*, so daß in der Ziegelei Mastbruch das gesamte Aptien und das Unter-Albien vertreten sind.

Die hangenden Schichten der Ziegelei Moorhütte gehören ebenfalls dem Aptien an und sind charakterisiert durch das Auftreten von *Ancyloceras Urbani* D'ORB. und *Oppelia nisoides*.

Es muß jedoch nach STOLLEY's letzten Untersuchungen zweifelhaft erscheinen, ob die Nisoidestone sämtlich schon dem Aptien angehören, da das gleichzeitig in ihnen vorkommende *Crioceras sparsicosta* Leitfossil für Oberes Barrêmien ist. Ich habe es daher bei der Kartierung vorgezogen, die Grenze von Barrêmien gegen Aptien unmittelbar in das Hangende der z. Z. in der Ziegelei Moorhütte aufgeschlossenen Schichten zu legen.

Das Albien (Mittlerer und Oberer Gault STOLLEY's) war früher in der alten Tongrube von Gliesmarode aufgeschlossen.

[1]) a. a. O. S. 15.

Aus ihr beschrieb v. Strombeck s. Z. die schön erhaltene Fauna der Zone des *Hoplites interruptus*, die er in seiner klassischen Arbeit mit den Gaulttonen von Folkestone identifizieren konnte. Heute ist die tiefe Tongrube leider durch die Müllabfuhr der Stadt Braunschweig vollständig wieder aufgefüllt. Zur Zeit der Kartierung waren Gaulttone mit *Belemnites minimus* Lister nur in einer Ausschachtung am Betriebsbahnhof der Schöninger Eisenbahn zwischen Querum und Gliesmarode aufgeschlossen. Der Obere Gault wird durch Flammenmergel mit *Aucellina gryphaeoides* vertreten, der von Rautheim bis Salzdahlum verfolgt werden konnte, aber nirgends aufgeschlossen ist.

Von den Schichtenstufen der Oberen Kreide sind auf Blatt Braunschweig Cenoman, Turon und Untersenon verbreitet.

Auf den Flammenmergel legen sich grünlich-graue, tonige Mergel mit *Belemnites ultimus*, deren Mächtigkeit recht bedeutend sein dürfte. Sie sind s. Z. nach freundlicher Mitteilung von Herrn Stolley im Wasserleitungsgraben der Salzdahlumer Wasserleitung gut aufgeschlossen gewesen. Auch mir gelang es noch, hier eine Anzahl von Exemplaren des *Belemnites ultimus* zu finden. An der Basis dieser der Tourtia zuzurechnenden Mergel liegt eine Zone glaukonitischer Sande von 1 m Mächtigkeit, aus der offenbar die Salzdahlumer Wasserleitungsquelle gespeist wird. Nach dem Hangenden zu gehen die tonigen Mergel der Tourtia allmählich in Mergel und harte, klingende Plänerkalke über, die der *Varians-* und *Rotomagensis*-Zone angehören. Ein Aufschluß in den Cenomanplänern findet sich in der Nordostecke der Salzdahlumer Forst in einem Plänerkalkbruch.

Das Turon ließ sich gliedern in rote Pläner, die vorwiegend der *Labiatus*-Zone angehören und in hangende Pläner, die die *Brongniarti-*, *Cuvieri-* und Scaphiten-Pläner umfassen. Im unteren Teil der *Brongniarti*-Pläner finden sich indes auch noch Schichtenpakete von lichtfleischroten bis gelblichen Plänerkalken. Am besten aufgeschlossen sind die *Brongniarti*-Pläner z. Z. im Kalkbruch des Mascheroder Kalkbruches, wo sich neben zahlreichen *Inoceramus Brongniarti* einzelne größere Exemplare von *Pachydiscus peramplus* und *Pachydiscus* cf. *Newbergicus* v. Hauer[1]) finden.

[1]) Nach freundlicher Bestimmung von Herrn E. Zimmermann II.

Untersenon ist westlich von Braunschweig zwischen Broitzem und Lehndorf in zahlreichen Ziegeleigruben aufgeschlossen. Es sind Tonmergel mit einem recht hohen Kalkgehalt, die daher im allgemeinen einen wenig festen, aber leichteren Ziegelstein liefern. Von Interesse ist, daß mehrere Ziegeleien bei Braunschweig, welche die Granulatenmergel ausbeuten, dem Tonmergel vor dem Brennen der Ziegel die Chininrindenrückstände der Braunschweiger Chininfabriken zusetzen, wodurch ein noch leichterer und poröserer Ziegelstein erzielt wird. Die Fauna der fossilreichen Senonmergel wurde von G. Müller und A. Wollemann[1]) monographisch bearbeitet.

Harbort, Diluvium. Blatt Braunschweig.

Mit dem Diluvium der näheren Umgebung Braunschweigs hat sich zum ersten Mal Kloos[2]) eingehender befaßt, ohne indes über die Altersbeziehungen der Ablagerungen zu den verschiedenen Eiszeiten Untersuchungen anzustellen. Er konnte daher eine genauere Gliederung der diluvialen Ablagerungen nicht geben, so daß die auf seiner Karte dargestellten Unterabteilungen des Diluviums mehr einen petrographisch-agronomischen als einen stratigraphischen Wert besitzen. Er unterschied zwei Grundmoränenbildungen, die durch interglaziale Sande getrennt sein sollten, ferner Talsand und Löß. Der auf der Sohle des diluvialen Okerbettes mit braunschweigischen Wasserbohrungen angetroffene Blocklehm sollte gleichalterig sein mit dem Geschiebelehm auf den Hochflächen und ältere Grundmoräne darstellen, während eine Grundmoräne im Braunschweiger Stadtgebiet unter dem Talsande der jüngsten Vereisung angehören sollte. Die zwischen beiden Grundmoränen im Untergrunde des Okertales liegenden Sande und Kiese wurden mit den Mascheroder Sanden als altersgleich aufgefaßt und als interglazial angesehen.

[1]) G. Müller, Die Molluskenfauna des Untersenon von Braunschweig und Ilsede. Teil I. Abh. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. 1898, N. F., H. 25.

G. Müller und A. Wollemann, Die Molluskenfauna des Untersenon von Braunschweig und Ilsede. I, II. Cephal. Ebenda 1906, N. F., H. 47.

[2]) Kloos, Geologische Verhältnisse der näheren Umgebung Braunschweigs, mit besonderer Berücksichtigung des Diluviums. Festschrift zur 69. Versammlung deutscher Naturforscher und Ärzte 1897.

Hierzu ist zunächst zu bemerken, daß die nach Kloos nördlich der Stadt unter 2—3 m Talsand aufgeschlossenen Grundmoränenbildungen mit vielen einheimischen Gesteinen keine Grundmoräne sind, sondern verlehmte Okerschotter der mittleren Terrasse, daß weiterhin der im Tiefsten des Okertales angetroffene Geschiebelehm älter sein muß als die auf den Hochflächen lagernde Grundmoräne und endlich, nach meinen früheren Ausführungen[1]), daß das nordische Inlandeis der letzten, dritten Vereisung überhaupt nicht bis in die Gegend von Braunschweig gekommen sein dürfte. Es war daher notwendig, das Diluvium von Braunschweig genauer stratigraphisch zu gliedern und mit den in Norddeutschland nachgewiesenen drei Vereisungen in Zusammenhang zu bringen.

Ein auf dieses Ziel gerichteter Versuch E. Koken's[2]) muß ebenfalls als verfehlt angesehen werden, da auch Koken von der Voraussetzung ausging, daß die Grundmoräne der jüngeren Vereisung, zum mindesten aber Reste derselben, in Form der Steinsohle unter dem Löß im Braunschweigischen ausgebildet seien.

Das Diluvium auf Blatt Braunschweig ist wie folgt zu gliedern:

1. Löß
2. Talsand (mittlere Terrasse)
3. Grundmoräne der mittleren Vereisung
4. Beckentone unter dem Geschiebelehm
5. Obere Terrasse
6. Grundmoräne der ältesten Vereisung.

Als älteste Schicht des Diluviums muß der Geschiebelehm gelten, welcher in einer Tiefe bis 50 m unter der heutigen Talsohle in einigen Wasserbohrungen des Braunschweiger Wasserwerkes bei Melverode erbohrt wurde. Er liegt hier unter den Kiesen und Sanden der mittleren Hauptterrasse der Oker, die ihrerseits wieder von den Talsanden der letzten Vereisung überlagert werden. Diese Grundmoräne scheint nur in Erosionsresten in den tiefsten

[1]) E. Harbort, Exkursion zum Dorm bei Königslutter, III. Jahresber. des nieders. geol. Ver. zu Hannover 1910, S. II.

Ders., Beiträge zur Geologie der weiteren Umgebung von Königslutter. Dieses Jahrb. 1913, Teil I, S. 242.

[2]) E. Koken, Diluvialstudien. Neues Jahrb. für Min., Geol. und Pal. 1909, Bd. II, S. 57 ff.

Rinnen vorhanden zu sein und legt sich hier auf das anstehende Gebirge auf. Größere Bedeutung auf dem Blatt besitzt die Grundmoräne der Hauptvereisung insofern, als sie stellenweise, z. B. nördlich von Mascherode zwischen Weddel und Schapen, Schapen und Querum noch eine größere, flächenhafte Verbreitung hat. Sie wird unterlagert im Bereiche des alten Okertals von mächtigen Sanden, die in den Kiesgruben von Mascherode, am Lindenberge, ferner von Thiede und östlich von Wolfenbüttel auf Blatt Wolfenbüttel aufgeschlossen sind. In den Kiesgruben von Mascherode selbst ist typische Grundmoräne zwar nicht vorhanden, sondern sie wird hier vertreten von deren Auswaschungsprodukten, einem lehmigen und steinigen Kies und Geröllpackungen mit einzelnen großen Blöcken, welche die Hauptmasse der Sande und Kiese überlagern.

In der Sandgrube westlich der Braunschweiger Landstraße war folgendes Profil sichtbar:

0,6 m schwach lehmiger Sand mit einzelnen großen Geschieben
1,4 » Sand
4—5 » sandiger, stellenweise grober Kies und Schotter vorherrschend nordischer Gesteine, vermischt mit einheimischem Material, Kieselschiefer, Buntsandstein, Kreidemergel usw.
6 » heller, reiner, grauer Sand mit schöner, diskordanter Parallelstruktur.

Nur 100 m östlich von den Aufschlüssen beginnt dann unter dem Löß sich typischer Geschiebelehm einzustellen, der diese Sande überlagert. Diese bald kiesige, bald aus wechselnden Sand- und Kiesschichten, bald aus reinen Sanden aufgebaute Terrasse wurde seinerzeit von Koken als letztes Interglazial aufgefaßt. Da sie, wie gesagt, bei Mascherode weiterhin aber auch bei Wolfenbüttel und Thiede von der Grundmoräne der mittleren Vereisung überlagert wird, muß sie älter sein, könnte allenfalls dem ersten Interglazial angehören. Koken beschreibt aus den Mascheroder und Thieder Kiesgruben eine Anzahl von Eolithen, die er nach Rutot's Bestimmungen teils dem Mesvinien, teils dem Chelléen und dem Reutélien zurechnet. Koken erwähnt, daß die Eolithe außerordentlich häufig sind. Zum mindesten die Altersbestimmung dieser angeblichen Feuersteingeräte kann somit nicht richtig sein. Andererseits finden sich aber derartige angebliche Werkzeuge so außerordentlich häufig in den Kiesen und zwar nicht nur in dem

einen Aufschluß, sondern in sämtlichen zahlreichen Aufschlüssen der Braunschweiger und Wolfenbütteler Gegend in diesen von Grundmoräne überlagerten Sanden und Kiesen, daß es mir sehr zweifelhaft erscheint, ob es sich in der Tat um echte Feuersteingeräte des diluvialen Menschen handelt, um sog. Eolithe. Die außerordentliche Verbreitung derartiger Feuersteinstückchen mit sog. Retouchen, sowie ihre große Zahl in zweifellos fluvioglazialen Bildungen erweckt Bedenken, ob es sich wirklich um Artefakte handeln kann. Da ich mir selbst ein Urteil in diesen prähistorischen Fragen nicht erlauben will, würde ich es doch für sehr nützlich halten, wenn die Eolithen-Natur dieser Feuersteine von archäologischer Seite nachgeprüft werden würde.

Ich selbst fasse diese unter dem Geschiebelehm der mittleren Vereisung bei Braunschweig, Wolfenbüttel und Thiede auftretenden Kiese und Sande, die sich bis 30 m über dem heutigen Okerspiegel, d. h. vielfach bis zur 100 m-Kurve finden, als die ältere, obere Okertalterrasse auf. Die Zusammensetzung der in ihr sich findenden Schotter ist außerordentlich wechselnd. Durchweg sind es gemischte Schotter einheimischer, paläozoischer — hercynischer und mesozoischer-subhercynischer und nordischer Gesteine. Bisweilen können die nordischen Elemente fast vollkommen zurücktreten und einheimische Gesteine, Trias, Jura, vor allem aber Plänerkalke fast ausschließlich das Ursprungsmaterial der Kiese liefern. Die Schotter und Sande dieser oberen Terrasse zeigen meist eine unter normalen Verhältnissen horizontale Lagerung, vielfach mit ausgezeichneter diskordanter Parallelstruktur. Gelegentlich fanden sich darin in den Thieder Kiesgruben vereinzelte Zähne von *Elephas primigenius* (nach Mitteilung von Herrn cand. geol. Thies) und nach Koken von *Equus*[1]).

Zwischen den Terrassenschottern und den überlagernden Grundmoränenresten ist vielfach eine scharfe Grenze vorhanden, meist jedoch sind die hangenden Schichten der Terrasse vermischt mit Verwaschungsprodukten, gelben, lehmigen Kiesen der darüber liegenden Grundmoräne. Ich nehme daher an, daß die obere

[1]) Koken, a. a. O. S. 70.

Okerterrasse aufgeschüttet wurde durch die vor dem heranrückenden Inlandeise der Hauptvergletscherung zwischen Harz- und Eisrand angestauten Wassermassen, wie es unter analogen Verhältnissen seinerzeit auch GRUPE für die obere Wesertal-Terrasse angenommen hat. Die obere Okerterrasse gehört somit weder dem ersten noch dem zweiten Interglazial an, sondern gehört zeitlich in den Beginn der Hauptvereisung, womit auch ihre Fossilführung, abgesehen von den Eolithen, übereinstimmen würde.

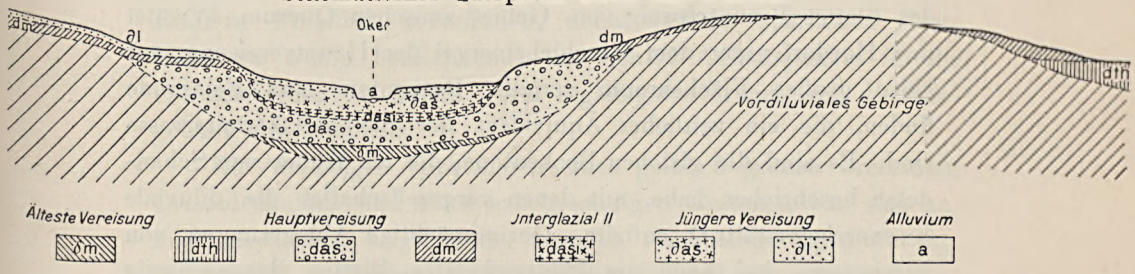
Nach dem Zurückweichen des Eises der Hauptvereisung schnitt sich während der zweiten Interglazialzeit zunächst die interglaziale Oker wieder ein Bett ein, in dem dann während der letzten Vereisung von neuem eine Aufschüttung von Sanden, Feinsanden und kiesigen Sanden stattfand, die heute als die mittlere oder Hauptterrasse der Oker, auf Blatt Braunschweig zwischen 70 und 75 m liegend und bis Börssum auf 90 m ansteigend, auf Blatt Braunschweig in die Erscheinung tritt. Die diesen jüngeren Talsanden unterlagernden Schotter der älteren Terrasse zeigen überall in den Aufschlüssen nördlich von Braunschweig eine stark verlehmte Verwitterungszone, auf die sich mit scharfer Grenze die frischen, unverwitterten Talsande der jüngeren Vereisung auflegen. Ich sehe in dieser Verwitterungs- und Verlehmungszone der älteren Terrassenschotter den Beweis, daß zwischen der Ablagerung der Oberen Terrasse bezw. zwischen Ablagerung der Hauptgrundmoräne, welche sie, wie erwähnt, überlagert, und dem Absatz der Talsande der mittleren Terrasse eine Interglazialzeit liegen muß, nämlich die zweite Interglazialzeit.

Die diskordante Auflagerung der Talsande der Hauptterrasse auf die verlehmten Schotter der oberen Terrasse war zurzeit besonders gut aufgeschlossen in einer Kiesgrube 500 m nördlich der Gasanstalt am Nordbahnhof von Braunschweig, wo folgende Schichtenfolge ansteht:

1 m toniger Feinsand bis lehmiger Feinsand, zeitliches Äquivalent des Lösses und in solchen im Süden der Stadt allmählich übergehend.
3 m diskordant geschichtete, hellgraue Sande (Hauptterrasse).
2 » braun-gelbe, verlehmte Schotter, vorwiegend aus hercynischem Material, Grauwacken, Kieselschiefern, Buntsandstein, Kreide bestehend, daneben auch nordische Gesteine, vor allem Feuersteingerölle.

Die Mittlere Terrasse, die Aufschüttung der Talsande, auf denen die Stadt Braunschweig erbaut ist, verlege ich in die letzte Eiszeit, deren Inlandeis nach der von Stoller[1]), Schmierer[2]) und mir[3]) vertretenen Auffassung nicht bis in die Braunschweiger Gegend gekommen ist. Die mittlere Terrasse wurde von den vor dem Eisrande des letzten Inlandeises aufgestauten Wassermassen und Flüssen in dem zur zweiten Interglazialzeit herausmodellierten Okertalbett aufgeschüttet, während gleichzeitig, wie ich früher auseinandersetzte, eine lokale Vergletscherung des Elms stattfand.

Schematisches Querprofil durch das Okertal.



An den Schluß der letzten Vereisung fällt die Ablagerung des Lösses, der sich im Okertal von Braunschweig bis nach Wolfenbüttel ganz allmählich aus dem Talsand entwickelt und durch stetige Verfeinerung des Kornes von Norden nach Süden hin aus ihm hervorgeht. Gleichzeitig mit diesem, auf der Mittleren Terrasse liegenden aquatisch entstandenen Löß bildete sich aber der Löß, der als jüngste diluviale Ablagerung auf der südlichen Hälfte des Blattes Braunschweig alle älteren Gesteine in dünner, selten mehr als 2 m mächtiger Decke überkleidet und dessen Entstehung zweifellos äolischer Natur ist. In einem etwa 2 km breiten Gürtel am Nordrande der Verbreitung des Lösses ist auch dieser äolische Löß vielfach stark sandig ausgebildet, so daß es

[1]) Stoller, Die Landschaftsformen der südlichen Lüneburger Heide. 2. Jahresber. des Nieders. geol. Vereins zu Hannover 1909. S. 126.

[2]) Schmierer, Über fossilführende Interglazialablagerungen bei Oschersleben und Ummendorf (Prov. Sachsen) und über die Gliederung des Magdeburg-Braunschweigischen Diluviums im allgemeinen. Dieses Jahrbuch 1912. II. S. 400 ff.

[3]) E. Harbort, Exkursion zum Dorm bei Königslutter. 3. Jahresber. des Nieders. geol. Vereins zu Hannover 1910. S. II. — Beiträge zur Geologie der weiteren Umgebung von Königslutter. Dieses Jahrb. 1913. S. 245.

nicht überall möglich ist, eine scharfe Grenze zwischen Löß und Feinsandbildungen zu legen. Ich halte dementsprechend den Löß für eine glaziale bezw. subglaziale Bildung und nicht für interglazial.

Nur wenige Meter, 2—3 m über der heutigen Aue der Oker ist vielfach eine untere Terrasse der Oker ausgebildet, die auf Blatt Wolfenbüttel ebenfalls von Löß bedeckt wird. Ich spreche ihr genetisch keine besondere Bedeutung zu, sondern verlege auch sie an den Schluß der letzten Eiszeit und betrachte sie nur als eine Stufe der Mittleren Terrasse.

Erwähnt sei endlich noch, daß sich im nordöstlichen Teile des Blattes Braunschweig, im Gebiet zwischen Querum, Weddel und Hordorf unter dem Geschiebemergel der Hauptvereisung, auf einen großen Flächenraum verteilt, Beckentone und Feinsande finden, die ein zeitliches Äquivalent der oberen Okertalterrasse sind. Es sind die gleichen Beckentone, die ich früher von Schandelah beschrieben habe, mit denen vergesellschaftet die diluviale Eisenerzlagerstätte[1]) auftritt. Geringmächtige Ablagerungen von Eisenerzen sind auch am Südrande des Blattes Braunschweig zwischen Hordorf und dem Cremlinger Wald durch mehrere Handbohrungen festgestellt worden. Diese diluvialen Beckentone wurden wohl zum großen Teil von Strombeck für mesozoische Kreide- und Juratone gehalten. Das vorherstehende schematische Profil durch das Diluvium des Okertales bei Braunschweig mag die Lagerungsverhältnisse und Altersbeziehungen der verschiedenen Ablagerungen veranschaulichen.

Herr Bode berichtet über die wissenschaftlichen Ergebnisse seiner Aufnahmen auf Blatt St. Andreasberg.

Bode, Hercynisches Unterdevon, Mitteldevon. Blätter St. Andreasberg, Lauterberg, Zorge.

Für die geologische Aufnahme des Blattes St. Andreasberg und die Begehungen der Nachbarblätter standen nur wenige Wochen in den Herbstferien zur Verfügung. Durch den tiefen Einschnitt des Odertales und seiner Seitentäler sind die Gesteine des sogenannten Hauptquarzits und der Diabase und Porphyroide führenden Tonschiefer, die zum Unteren Mitteldevon gerechnet

[1]) E. Harbort, Über das geologische Alter und die wirtschaftliche Bedeutung der Eisenerzlagerstätte von Schandelah in Braunschweig. Zeitschr. f. prakt. Geologie, XIX. Jahrg. 1911. Heft 9, S. 308—312.

werden, stellenweise verhältnismäßig günstig aufgeschlossen. Ein Horizont, der sich als Calceolaschichten deuten ließe, wurde westlich des Odertales und an seinem östlichen Gehänge nirgends beobachtet. Da die stratigraphische Deutung einiger Schichtenglieder im Liegenden des Hauptquarzits auf dem Blatte St. Andreasberg infolge schlechter Aufschlüsse oder mangelnder Fossilführung auf Schwierigkeiten stieß, wurde der Versuch gemacht, auf den Nachbarblättern Lauterberg und Zorge in der streichenden Fortsetzung dieser Schichten Klarheit über ihre Natur zu gewinnen.

Es gelang bisher an zehn neuen Fundpunkten auf den beiden Blättern Fossilien aufzufinden, doch sind die spärlichen Reste meist zu wenig bezeichnend, um sichere Anhaltspunkte für die Horizontierung zu liefern. Am ergiebigsten erwies sich die Umgebung des Knollens.

Ein derartiges Vorkommen eines gelblich-grauen brecciösen Crinoidenkalkes und eines kalkig-sandigen Gesteins, das sich aus ihm entwickelt, zeigten eine ziemlich reichhaltige Fossilführung. Nach den bisherigen Bestimmungen handelt es sich um eine Fauna, welche die nächsten Beziehungen zu dem böhmischen F_2 erkennen läßt. In dem Kalke sind Reste von Trilobiten, Cephalopoden, Gastropoden, Bivalven, Tentaculiten, Brachiopoden, Crinoiden und Korallen enthalten.

Ein anderes Vorkommen krystallinischer Kalke lieferte *Rhynchonella nympha* und *princeps* und bestätigte damit ebenfalls die Deutung der dortigen Tonschiefer als hercynisches Unterdevon.

Ein drittes Vorkommen dagegen, ein rötlicher Flaserkalk, enthält eine sowohl faciell wie dem Alter nach von der der vorigen abweichende Fauna von Trilobiten, Styliolinen, Goniatiten und Bivalven. *Anarcestes lateseptatus* dürfte die leitende Form bilden.

Die Fauna bedarf noch der Vervollständigung, doch läßt sich bereits erkennen, daß hier der tiefere Teil des Mitteldevons in Gestalt von Tonschiefern mit Kalkeinlagerungen entwickelt sein dürfte.

Damit wäre erwiesen, daß sich auf Blatt Lauterberg auch Mitteldevon an der Zusammensetzung der bisher für hercynisch gehaltenen Schichtenreihe beteiligt.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

5. Provinz Schleswig-Holstein.

Herr W. Wolff berichtet über die wissenschaftlichen Ergebnisse der Aufnahmen auf den Blättern Pinneberg und Schleswig.

Wolff, Untermiocän, Sande von Eggerstedt und Friedrichshuld. Blatt Pinneberg.

Auf Blatt Pinneberg konnten einige Beobachtungen über Ausbildung und Lage des Tertiärs gemacht werden. Gottsche gibt in seiner Arbeit über den Untergrund Hamburgs an, daß in Schenefeld (Leimfabrik) das Tertiär bei 66,5 m Tiefe unter NN. erbohrt sei. Auch aus Eggerstedt erwähnt er eine Bohrung (Fischer), die bei 56 m unter NN. ins Tertiär geraten sei. Hierzu kommt nun eine Reihe neuerer Bohrergebnisse, die erkennen lassen daß im ganzen Nordwesten des Blattgebietes — bei Pinneberg, Appen, Esingen und Ütersen — das Miocän nahe unter der Oberfläche ansteht. Bei Schenefeld und Eggerstedt fanden sich sogar zutage gehende Vorkommen.

Diese letzteren beginnen an der Grenze gegen Blatt Niendorf zu beiden Seiten des Friedrichshulder Mühlenteiches. Unter einer Decke von diluvialem Geschiebesand findet man dort Quarzsande von unbekannter Mächtigkeit. Diese sind teilweise sehr grobkörnig und enthalten jene bekannten glatten, wie geölt erscheinenden Quarze bis zu Bohnengröße, die man in Norddeutschland so oft in älteren und jüngeren Tertiärstufen (vom Eocän bis zum Pliocän) beobachten kann. Dagegen wurden Fossilien und fossilhaltige Gerölle irgend welcher Art nicht gefunden. Nördlich des Teiches erscheinen diese Tertiärkiese wieder in derselben Weise; sie sind dort bei der Fundamentierung einiger Häuser aufgegraben. Nordwestlich von hier findet man sie sodann in einer breiten, schildförmigen Anhöhe zwischen Eggerstedt und dem Bredenmoor. Dort befinden sich mehrere Gruben, in denen der Tertiärsand zum Gebrauch in den Baumschulen gegraben wird; auch eine Zementsteinfabrik macht ihn zunutze. Dagegen hat ein Versuch zur Verwertung desselben für die Glasfabrikation kein so günstiges Ergebnis gezeitigt, wie erwartet wurde. Auch in diesen Gruben habe ich vergeblich nach den »lavendelblauen Silur-Hornsteinen« gesucht, die für den Sylter Tertiärsand so bezeichnend sind. Da-

gegen kommen in dem glazialen Decksand über dem Tertiär einige Geschiebearten vor, die mir sonst in dieser Gegend nicht begegnet sind, nämlich: grauer, feinkörniger, dünnplattiger Sandstein mit Wellenfurchen und Glimmerflitterchen; hellgrauer Tonschiefer und schwarzer Tonschiefer. Die Mächtigkeit der tertiären Sande ist offenbar bedeutend und ihr anstehendes, nicht schollenförmiges Vorkommen gewiß. Eine Bohrung bei der Zementsteinfabrik soll sie mit rd. 40 m nicht durchteuft haben. Letten-Zwischenlagen und Braunkohlenflöze sind nicht beobachtet; gleichwohl möchte ich, da pliocäne Sande oder Kiese solcher Art in Holstein nicht bekannt sind, diese Schichten zum älteren Miocän, also zu der im tieferen Liegenden des Glimmertones vorhandenen Braunkohlenformation stellen. Der mittelmiocäne Meeressand, der sich zwischen Glimmerton und Braunkohlenformation einzustellen pflegt, ist in keinem der Eggerstedter Aufschlüsse zu beobachten. J. Stoller hat aber in der fiskalischen Bohrung Unter-Glinde bei Ütersen 1905 in 138—153 m Tiefe graugrüne Sande »mit fossilleeren Glimmersandkonkretionen ähnlich dem Holsteiner Gestein« festgestellt, die ich nicht wie dieser Autor zu Gottsches Braunkohlensandstufe, sondern zum marinen Mittelmiocän stellen möchte, zumal nach einer Mitteilung des Herrn Riedemann, auf dessen Besitzung die Bohrstelle liegt, in diesen Sanden »kleine, spitze Muscheln« vorgekommen sein sollen. Die grünlich-graue Farbe der Sande stimmt zu derjenigen des fossilführenden Mittelmiocäns von Reinbek und anderen Orten der Hamburger Gegend.

Wolff, Marines Mittelmiocän der Bohrung Unter-Glinde. Bl. Pinneberg.

Die Braunkohlensande stehen auch unter Pinneberg an. Eine 1897 ausgeführte Bohrung im alten Wupperman'schen Werk östlich der Moltkestraße traf:

7,5—14,5 m Geschiebemergel
14,5—28 » mittelkörnige kalkhaltige Diluvialsande
28 —35 » feine weiße kalkfreie Quarzsande, untermiocän.

Nicht weit von dort sind in Pinnebergerdorf an der Ostseite der Bahn eine Anzahl Bohrungen für die Wasserversorgung von Pinneberg niedergebracht. Auch dort zeigte sich das Quartär verhältnismäßig wenig mächtig, so daß mehrere Bohrungen das Tertiär erreichten. Diese trafen jedoch ganz verschiedene Schichten

Wolff, Miocän der Pinneberger Wasserwerksbrunnen. Bl. Pinneberg.

an, nämlich: Bohrung PBVI (zwischen der Neuen Fabrik und der Ottostraße) bei 18 m Tiefe dunklen glimmerhaltigen Tonmergel (Glimmerton?); Bohrung IV (55 m südlicher) bei 22 m kalkfreien dunklen glimmerreichen Feinsand; Bohrung PBII (16 m östlich von VI) bei 31,6—46,65 m kalkfreien, feinen dunkelgrauen Quarzsand, und Bohrung BL9 (110 m südöstlich von VI) bei 11,5—19,85 m feinen hellen kalkfreien Quarzsand. Dieser helle Quarzsand dürfte mit dem Sand unter dem alten Werk und bei Eggerstedt zu parallelisieren sein. Ob der dunkelgraue Glimmersand gleichfalls untermiocän ist, steht dahin; man kennt ebensolchen Sand aus dem Hangenden des Glimmertons. Da die Pinneberger Bohrungen nicht tief ins Tertiär eingedrungen sind, bin ich im Zweifel, ob letzteres dort ansteht oder Schollen in der Grundmoräne bildet. Deshalb möchte ich über das gegenseitige Lagerungsverhältnis der verschiedenen Sande und des Tones keine Vermutungen aufstellen.

Auf dem Peiner Hof nordwestlich von Pinneberg wurde nach freundlicher Mitteilung des Herrn Gutsbesitzers Dr. Lienau in einer 1911 gestoßenen Bohrung bei 38—63,5 m Tiefe Glimmerton mit Fossilien getroffen. In einer zweiten Bohrung hatte man zufolge dem Bohrregister von 18—30 m feine graue Sande mit Glimmer, die wohl ins Hangende des Glimmertones gehören. Es hat sich nämlich bei vielen Bohrungen im benachbarten Esingen, in Tornesch und bei Ütersen herausgestellt, daß der typische obermiocäne Glimmerton dort von Glimmersanden überlagert wird. Diese sind also die jüngste Stufe des Tertiärs; sie sind marinen Ursprungs, enthalten in ihren tiefsten, tonigen Lagen die gleiche Fauna wie der Glimmerton und gehören also ebenfalls zum Obermiocän. Vielleicht sind sie eine Seichtwasserbildung in der Nähe des Strandes, der das obermiocäne Meer westwärts zurückdrängte. Neuerdings ist dieser Glimmersand auch bei Blankenese erbohrt, nämlich in einer Wasserwerksbohrung am Sülldorfer Weg, ferner bei der Pumpstation des Altonaer Wasserwerks am Elbstrande und in der Stucken'schen Kiesgrube (bei Rissen). Auffallend ist die Ähnlichkeit des obermiocänen Glimmersandes mit den blaugrauen, glimmerreichen Fein-

Wolff, Obermiocäner Glimmersand im Hangenden des Glimmertons. Blatt Pinneberg.

sand-Zwischenlagen des marinen Diluviums von Glinde; offenbar hat dieses viel Tertiärboden in sich aufgenommen.

Wolff, Obermiocän der neuen Bohrungen bei Appen und Ütersen. Bl. Pinneberg.

In Esingen (südlicher Ortsteil) liegt der Glimmersand nur etwa 12 m unter der Oberfläche. Am Nordende von Appen (Knie des Feldweges nach Unter-Glinde) wurde bereits bei 12,5 m Glimmerton (mit Schalresten von Pelecypoden und *Turritella*) erbohrt. Auf dem Schäferhof fand Herr Brunnenbauer Stölk in Pinneberg von etwa 5—30 m harten tonigen Glimmersand. Die Bohrungen der Stadt Ütersen trafen auf der Nordseite der Pinnau das Tertiär an folgenden Orten:

Bohrung 1 (bei Lohe, Blatt Ütersen):

22,2—28,9 m Glimmersand
28,9—80 » Glimmerton, bis 35 m sehr sandig, dann fetter.

Bohrung 2 (ebenda):

17,3—26,7 m Glimmersand
26,7—60 » Glimmerton, bis 30,5 m sehr sandig.

Bohrung 7 (ebenda):

15 —16,5 m Glimmerton (überschoben?)
16,5—16,8 » Glimmersand
16,8—25 » Glimmerton.

Bohrung 17 (nordwestlich von Tornesch):

14,9—18 m Glimmersand.

Von den übrigen Bohrungen in dieser Gegend liegen mir noch keine Proben vor. Nach den von der Firma Carl Francke-Bremen aufgestellten Verzeichnissen kommt jedoch Tertiär auch vor in Bohrung Nr. 4 bei Lohe (17,3—20 m Glimmersand), Nr. 6 (ebenda) (27,8—30 m Glimmersand), Nr. 7 (ebenda) (15—25 m Glimmerton), Nr. 8 (ebenda) (15,10—20 m Glimmerton), Nr. 9 (ebenda) (14,5—20 m Glimmersand), Nr. 10 (westlich der Neuen Mühle) (14,2—20 m Glimmersand), Nr. 11 (bei Lohe) (27,15—30 m Glimmerton), Nr. 12 (ebenda) (15,84—18 m Glimmersand), Nr. 13 (nordöstlich der Neuen Mühle (18,6—20 m Glimmersand), Nr. 14 (ebenda) (18,5—20 m Glimmersand), Nr. 15 (am Ohrtbroksgraben nördlich der Abdeckerei) (13,85—25 m Glimmerton), Nr. 16 (östlich von 15) (17,5—20 m Glimmersand)[1]. Südlich der Pinnau

[1]) Alle diese Bohrungen sollten lediglich zur Aufklärung des hydrologischen Profils bis zum Tertiär dienen und endigten deshalb, sobald dieses mit Sicherheit erreicht war; es ist nicht zweifelhaft, daß unter dem abwärts an Tongehalt zunehmenden Glimmersand überall Glimmerton folgt.

liegt das Tertiär etwas tiefer. Die Bohrung der Kgl. Geolog. Landesanstalt 1905 erreichte in der alten Riedemann'schen Tongrube zu Unter-Glinde in 48 m Tiefe Glimmerton; etwa 500 m nordöstlich davon wurde durch die städtische Bohrung Nr. 20 in 39 m Tiefe Glimmersand getroffen, der allmählich in Glimmerton überging.

Die Aufnahmen auf Blatt Schleswig betrafen hauptsächlich die engere Umgebung des Schleibeckens und verfolgten die Frage, ob der innere Teil der Schlei Merkmale eines glazialen Staubeckens erkennen läßt. Ferner wurde das für die Gliederung des dortigen Diluviums besonders wichtige diluviale Torfflöz bei Loopstedt in Gemeinschaft mit Herrn Prof. Weber-Bremen aufgeschürft. Die Untersuchung ist noch nicht vollendet.

Herr J. Schlunck berichtet über die Aufnahmen auf den Blättern Pötrau (Gr.-A. 25, Nr. 32) und Trittau (Gr.-A. 25, Nr. 19).

Schlunck, Gliederung des Diluviums. Blatt Pötrau.

Die von C. Gagel vor einigen Jahren begonnene geologische Bearbeitung des Blattes Pötrau, des nördlichen Anschlußblattes von Blatt Lauenburg (Elbe), war mit Genehmigung der Königlichen Geologischen Landesanstalt längere Zeit unterbrochen worden, da es damals infolge der noch geringen Ausdehnung der geologischen Aufnahmen im südlichen Holstein nicht gelungen war, die Schichten des Lauenburger Profiles mit den übrigen Diluvialbildungen Schleswig-Holsteins in Einklang zu bringen. Nachdem jedoch inzwischen — innerhalb von 11 Jahren nach der Aufnahme von Blatt Lauenburg — wichtige Beobachtungen, sowohl bei Lauenburg selbst, als auch an den Tiefbohrungen der Hamburger Gegend, die Gleichaltrigkeit des Lauenburger *Mytilus*-Tones und Cardium-Sandes mit dem im Elbtale erbohrten marinen Interglazial mit ziemlicher Sicherheit erwiesen haben, konnte der Verfasser in der Felddienstzeit 1912 die Aufnahme von Blatt Pötrau unter weit günstigeren Bedingungen abschließen.

Der Lauenburger Ton, der entgegen den Angaben der älteren Literatur in der Lauenburger Gegend mehrfach, auch in größeren Flächen, an die Oberfläche tritt, wird vom Verfasser in Übereinstimmung

stimmung mit F. Schucht und W. Wolff als glaziales Gebilde gedeutet und seine Entstehung an den Schluß der ersten Vereisung verlegt. (Er wird daher, wie der Ton bei Hinschenfelde auf Blatt Wandsbek auf der Karte mit brauner Farbe angegeben.) Die über dem Lauenburger Ton folgenden limnischen Bildungen, *Anodonta*-Bank, Diatomeen-Pelit und das Kohleflöz der Lauenburger Aufschlüsse, haben sich nicht weiter nach Norden verfolgen lassen, da sie als Absätze kleiner Süßwasserbecken wohl schon ursprünglich nur geringe Verbreitung gehabt haben. Dagegen ist sowohl der *Mytilus*-Ton, wie der ihn überlagernde, gleichfalls interglaziale Quarzsand auf Blatt Pötrau wieder aufgefunden worden, wo diese Bildungen mehrfach an die Oberfläche treten und auch in Aufschlüssen zu beobachten sind. Der Ausdruck »Cardium-Sand« wird vom Verfasser auf Blatt Pötrau nicht angewendet, da Cardium dort in dem Quarzsande nicht gefunden wurde und bei Lauenburg auch nur in den liegendsten Partien des Quarzsandes, dicht über dem *Mytilus*-Ton vorzukommen scheint. Die meistens eben geschichteten Quarzsande zeigen stellenweise Kreuzschichtung und Beimischung von nordischem Material, sind also wohl teilweise von den Schmelzwässern der vordringenden zweiten Vereisung umgelagert worden. Bildungen der zweiten Eiszeit lassen sich nicht mit Sicherheit nachweisen, obwohl ihr Vorhandensein wahrscheinlich ist, da jüngeres Interglazial bzw. ihm entsprechende Verwitterungszonen (mit Ausnahme eines etwas zweifelhaften Vorkommens in einer Sandgrube bei Juliusburg, das auch interstadial sein kann) auf Blatt Pötrau nicht gefunden worden sind. Verfasser nimmt an, daß jüngere, der zweiten oder dritten Vereisung angehörige Tone in der Lauenburger Gegend überhaupt nicht vorhanden sind und die bisher dafür gehaltenen Vorkommen aus tief verwittertem, entkalktem und entfärbtem und so bis zur Unkenntlichkeit verändertem Lauenburger Ton bestehen. Bezüglich weiterer Einzelheiten, sowie der Störungen durch Eisdruck, die in diesem Gebiete so verbreitet sind, muß auf die in Vorbereitung befindliche Arbeit des Verfassers: »Das Diluvialprofil von Lauenburg a. E. und seine Beziehungen zum Diluvium der Hamburger Gegend« verwiesen werden.

Schlunck, Eocänschollen im Diluvium. Blatt Trittau.

Die erst eben begonnene Aufnahme auf Blatt Trittau hat ergeben, daß dort verschleppte Schollen von Eocänton im Oberen Diluvium sehr verbreitet sind, von denen eine in der Ziegelei Trittau gut aufgeschlossen ist.

6. Provinz Sachsen und Herzogtum Anhalt.

Herr Barsch berichtet über die wissenschaftlichen Ergebnisse der Aufnahmen auf Blatt Solpke.

Barsch, Tertiär, Diluvium, Alluvium. Blatt Solpke.

Das Alluvium des Blattes Solpke (G.-A. 42, Nr. 30) zeigt genau dieselbe Ausbildung wie auf dem westlichen Nachbarblatt Kunrau; und wie auf diesem, so ist auch auf Solpke das Diluvium entwickelt. Nur in der NO-Ecke des Blattes ziehen sich endmoränenartige Bildungen in fast nord-südlicher Richtung entlang. An zwei Stellen, im SO und in der äußersten NO-Ecke wird das Diluvium vom Tertiär durchragt.

Im NO sind es oligocäne feine Sande und kalkige Tone, die durch tektonische Einflüsse stark aufgepreßt sind, während im SO feinsandige, schwach kalkige Tone, die wahrscheinlich zum Miocän gehören, durch Erosion von ihrer diluvialen Decke entblößt sind.

Herr Schroeder berichtet über die Aufnahmen auf Blatt Derenburg.

Schroeder, Transgressionen und Regressionen der Oberen Kreide. Blatt Derenburg.

Auf Blatt Derenburg wurde die Aufrichtungszone am Harzrande — bestehend aus Zechstein, Trias bis einschl. Mittlerer Keuper, Cenoman und Turon, Emscher, Granulaten- und Quadratenschichten kartiert.

Das Cenoman transgrediert wie im Ohmgebirge, und zwar auf den Blättern Derenburg und Halberstadt und weiter östlich davon über Neocom, Jura und Keuper, während am Nordwestende des Harzes zwischen Harzburg und Langelsheim, wie in der Hilsmulde, überall der Obere Gault (Flammenmergel) an seiner Basis nachweisbar ist. Danach scheint die Grenze zwischen transgredierendem und nicht transgredierendem Cenoman quer über

den Harz weg zu gehen und auf einen mehr im Osten befindlichen Kontinent (?Böhmische Masse) hinzuweisen. Auch die Verbreitung der Rotfärbung des Unteren Turons dürfte einen mehr von Osten nach Westen erfolgenden Wechsel der Facieszonen ahnen lassen; die Rotfärbung, die ja im Westen überall gefunden wird, ist nämlich bei Langenstein und Benzingerode noch sehr deutlich, fehlt aber völlig südöstlich Halberstadt, bei Quedlinburg, Thale und östlich davon.

Cenoman kommt auf Blatt Derenburg nur in schmalen und kurzen Linsen zwischen dem Mittleren Keuper und der jüngeren Kreide westlich Heimburg und am Westende des Struvenberges und Ostende des Austberges bei Benzingerode vor. Turon hat sich nur am letzteren Punkte durch das Auftreten von rotgefärbtem Kalk feststellen lassen. Sonst fehlt auf der ganzen Strecke zwischen Cattenstedt (Bl. Blankenburg) und Benzingerode (Bl. Derenburg) Cenoman und Turon an der Oberfläche, und es stellt sich eine Lücke zwischen der jüngeren Kreide (Emscher, Granulaten- und Quadratenschichten) und der Trias ein. Emscher lagert am Mönchmühlenteich bei Michaelstein aufgeschlossen an Mittlerem Keuper und läßt in diesem Verhältnis sich bis westlich Heimburg verfolgen. Granulatenschichten lagern bei Michaelstein auf Wellenkalk, am Teufelsbach auf Nodosenkalken und rücken zwischen Heimburg und Benzingerode an den Keuper heran. Quadratenschichten grenzen am Nordhange des Austberges bei Benzingerode an Unteren Keuper bezw. Nodosenschichten. Daß hier kein Verwurf, sondern eine Erosionsdiskordanz vorliegt, geht aus der Geröllführung der Schichten hervor. Emscher enthält westlich Heimburg Muschelkalkgerölle, bei Timmenrode-Cattenstedt Kreidekalk, Keuper- und Muschelkalk-Gerölle; Granulatenschichten führen von Blankenburg bis Benzingerode Muschelkalk- und selten Buntsandsteingerölle; Ältere Quadratenschichten (Blankenburgerschichten) enthalten in Blankenburg zahlreiche Gerölle von Unterem Buntsandstein; jüngere Quadratenschichten (Ilsenburgmergel) führen hercyne Gerölle. Je jünger die Schichten, desto älter sind im allgemeinen ihre Gerölle. Die Heraushebung des Harzes und eine

Denudation seiner mesozoischen Decke hat sich im Laufe des Absatzes von Emscher und Unter-Senon allmählich vollzogen.

Im Emscher beginnt eine Verflachung, eine Regression des Meeres, die ihren Höhepunkt in den Älteren Granulatenschichten (Heidelberg-Schichten) erreicht und sich durch die zahlreichen Vorkommen von Pflanzenresten und die brackischen tonigen Einlagerungen im Sandstein bemerkbar macht. Die Jüngeren Granulatenschichten (Heimburg-Schichten) und die Quadratenschichten bezeugen dagegen eine erneute, wenn auch vielleicht geringe Vertiefung des Meeres und eine Transgression.

Weissermel, Emscher, Tektonik, Diluvium, Rotliegendes. Blatt Ballenstedt.

Herr Weissermel konnte bei Abschluß des Blattes Ballenstedt (G.-A. 56, Nr. 18) für den Emscher die gleiche Gliederung feststellen, wie sie bei Quedlinburg durch G. Müller und Schroeder gegeben ist, nur mit dem Unterschied, daß die Stufen des Mergels und des Formsandes kartographisch nicht zu trennen sind. Der Emscherquader (Involutusquader), in großer Mächtigkeit bis zu mindestens 150 m entwickelt, bildet den felsgekrönten Sandsteinwall des Schierberges bei Rieder und der Gegensteine bei Ballenstedt, der also der Teufelsmauer bei Thale nur morphologisch, nicht stratigraphisch entspricht. Im Hangenden des Quaders ist der Salzbergmergel als durchgehende Zone zu verfolgen, noch steil aufgerichtet, aber nicht mehr seiger gestellt wie der Quader. In dem dann folgenden Senon, das durch ziemlich reichliche Entwicklung von Tonen neben dem Sandstein ausgezeichnet ist, verflacht die Lagerung schnell. Im Nordflügel der südlichen Spezialmulde (Blankenburger Mulde), also südlich der Seweckenberge, liegt der Salzbergmergel noch flach, der Emscherquader, dem der Kleine Trappenberg angehört, zeigt ein Einfallen von etwa 45°, und der Cenoman-Turon-Pläner an der Gersdorfer Burg ist bereits mit 80° aufgerichtet, eine Schichtenstellung, die den ganzen übrigen Südflügel des Seweckenberg-Sattels bis zur Sattelspalte beherrscht.

Im Diluvium ist bemerkenswert ein wenig mächtiger Zug hercyner Schotter, der von der höheren Terrasse der Getel um den Ballenstedter Galgenberg herum nach Westen abbiegt und,

zuletzt sandig werdend, südlich von Badeborn und den Seweckenbergen zur gleichalterigen Bodeterrasse hinüberführt, eine Erscheinung homolog derjenigen, die im Bericht für 1910 für die entsprechende Terrasse der Eine von Blatt Aschersleben geschildert wurde, die bei Westdorf gleichfalls mit ihren obersten Metern nach Westen abbiegt (und zwar dem Rande einer kleinen Endmoräne folgend).

Für das Rotliegende von Opperode-Meisdorf-Endorf wurde durch Auffindung von Porphyrtuffen das unterrotliegende Alter sichergestellt.

7. Thüringische Staaten.

Herr E. Naumann berichtet über die Aufnahme auf Blatt Salzungen.

Naumann, Krystallines Grundgebirge, Rotliegendes, Zechstein. Bl. Salzungen.

Neben der Kartierung des Buntsandsteins links von der Werra wurde vor allem die Gliederung und Ausbildung des Rotliegenden und des Zechsteins zwischen Schweina, Möhra und Etterwinden untersucht und das krystalline Gebiet des Silbergrundes und der Arnsberge aufgenommen. Der Gneis des Silbergrundes ist als ein Eruptivgestein aufzufassen und wird von zahlreichen Porphyrgängen durchsetzt, von denen nur wenige in die Glimmerschieferdecke hinaufreichen. Die Zahl der bekannten Porphyrvorkommen konnte vermehrt werden. Die Sedimente des Rotliegenden keilen nach SO. immer mehr aus, so daß schließlich das Rotliegende ganz geringmächtig dem Glimmerschiefer auflagert oder ganz fehlt. Einige Verwerfungen ließen sich im Rotliegenden festlegen. Im Zechstein konnte an der bisher gewonnenen Gliederung festgehalten werden.

Herr Scheibe berichtet über die Aufnahmen auf Blatt Mehlis.

Scheibe, Buntsandstein, Flußschotter. Blatt Mehlis.

Die Aufnahmen auf Blatt Mehlis im Jahre 1912 bezweckten die weitere Duchführung der gleichmäßigen Gliederung des Buntsandsteins, insbesondere die Prüfung, ob die im westlichen und südlichen Teile des Blattes von den früheren Bearbeitern im An-

schluß an die Nachbarblätter ausgeschiedenen Schichtenfolgen des Unteren Buntsandsteins einander und den im mittleren Teile des Blattes ausgehaltenen, und endlich den weiter im NW. und SO. vor dem Thüringer Wald verzeichneten entsprechen.

Was früher schon von mir für die übrigen Teile des Blattes hervorgehoben wurde, hat sich auch für seinen Südwesten bestätigt. Der Mittlere Buntsandstein (sm), wie ihn FRANTZEN zunächst auf Blatt Wasungen darstellte, und wie er im Anschluß daran nach NW. hin und auf Blatt Mehlis dargestellt wurde, entspricht nur dem oberen Teile des Mittleren Buntsandsteins, dem geröllfreien »groben« Teile (sm_2) auf dem nach SO. hin folgenden Gebiete, so namentlich den von LORETZ bearbeiteten Blättern im südöstlichen Thüringen.

Der Untere Buntsandstein (su_2) des Blattes Wasungen und der anstoßenden Teile des Blattes Mehlis umfaßt zugleich den »geröllführenden« Mittleren Buntsandstein (sm_1) des übrigen Teiles von Mehlis und der nach SO. hin anschließenden Blätter mit, und die dieser geröllführenden Abteilung entsprechenden Teile des Buntsandsteins auf Blatt Mehlis führen in beträchtlichem Umfang auch noch Gerölle. Nur im nordwestlichen Teile des Blattes verschwinden sie. Das Korn der Sandsteine ist aber feiner geworden, als es weiter im SO. ist.

Der unter dem geröllführenden Buntsandstein (sm_1) liegende eigentliche Untere Buntsandstein (su_2) des südöstlichen Thüringens wird nach NW. hin, zunächst auf dem Blatte Mehlis, wesentlich mächtiger (bis 100 m), als er z. B. noch auf dem Nachbarblatte Schleusingen ist, trennt sich aber von dem aufliegenden geröllführenden Buntsandstein meist nur unsicher ab. Dieser erreicht bis 200 m Stärke. Der darauffolgende »grobe« Buntsandstein wird auch 200 m mächtig.

Die diluvialen Flußschotter des Blattes sind in zwei verschiedenen Terrassen erhalten.

8. Provinz Brandenburg.

Herr C. Gagel berichtet über die wissenschaftlichen Ergebnisse der Aufnahmearbeiten auf Blatt Gransee.

Gagel, Südliche baltische Hauptendmoräne. Blatt Gransee.

Der Aufbau und die Gestaltung des Blattes Gransee ist bedingt durch seine Lage im Zuge der südlichen Hauptendmoräne und nördlich von dem sogenannten Thorn-Eberswalder Haupttal.

Diese südliche baltische Hauptendmoräne war bisher nur bekannt in ihrem Verlauf von Schleswig-Holstein durch Mecklenburg bis in die Gegend von Zühlen, südwestlich von Rheinsberg; ihre weitere Fortsetzung nach Osten dagegen war völlig unerforscht. Daß sie hier nicht zu Ende sein konnte, sondern ebenso wie die nur wenig weiter nördlich gelegene, sogenannte »Große« baltische Endmoräne, die schon lange bis ins Weichselgebiet verfolgt ist, sich weiter nach Osten erstrecken müsse, war völlig sicher, nur fehlten anscheinend in ihrer Verlängerung nach Osten zu die großen Geschiebepackungen und Geschiebewälle, nach denen als dem »Hauptcharakteristikum« sowohl ihr Verlauf durch Mecklenburg bis Zühlen wie auch der Verlauf der »Großen« Endmoräne im wesentlichen verfolgt war.

Aber schon bei den Kartierungsarbeiten im südlichen Holstein und in Lauenburg hatte sich gezeigt, daß dort diese südliche Hauptendmoräne in wesentlich anderer Ausbildung auftritt, als man es bisher von der sogenannten »Großen« (nördlichen) baltischen Hauptendmoräne gewohnt war; statt der schmalen aber mächtigen Geschiebepackungen und scharf abgesetzten Geschiebewälle trat dort eine viel mehr sandige Entwicklung mit sehr charakteristischen Oberflächenformen und viel größerer Höhen- und Breitenentwicklung auf. Geschiebesande und grobe Kiese, zum Teil in typischer Kamesform, verhältnismäßig wenig und kleine Geschiebepackungen, dagegen oft recht viel normaler Geschiebemergel beteiligen sich dort an dem Aufbau des sehr breiten und hohen Endmoränenzuges, dessen Verlauf vor allem durch den riesigen, sich außen vorlegenden Sander bezeichnet wird, sowie durch die sich aus der Endmoräne entwickelnden Schmelzwassertäler.

Ganz ähnliche Verhältnisse finden sich nun auf Blatt Gransee, das zwei Meßtischblätter östlich von Zühlen, dem letzten bekannten Punkt der südlichen Hauptendmoräne, liegt. Auf diesem Blatt Gransee, dessen allgemeine Höhenlage etwa 50—80 m beträgt, kommen nur einige deutliche, zum Teil ungewöhnlich schroff heraustretende Höhenzüge vor, die sich bis zu 93—102 m bei Gr. Woltersdorf-Zernickow, bis zu 113 m in der Granseer Stadtforst (Wartberg) erheben und zum Teil aus mehr oder minder steinigen Kieskuppen und sehr steinreichen Geschiebesanden bestehen, zum Teil sehr schöne, kamesartige Sandkuppen enthalten und bis 60 m relative Höhe erreichen (Warteberg bei Gransee!).

Gagel, Geschiebebestreuung. Blatt Gransee.

Bemerkenswert ist oder vielmehr war ferner besonders in der Gegend von Woltersdorf-Zernickow eine ungewöhnlich starke Bestreuung mit zum Teil recht großen Geschieben, die aber jetzt sehr der Steinindustrie zum Opfer fällt, so daß man meistens nur noch die Löcher und Abfälle der großen Geschiebe sieht. Zwischen diesen steinigen Geschiebesanden und Kiesen, die diese Höhen bedecken, treten größere oder kleinere Flächen von Geschiebemergel auf; die Geschiebesande dieser Höhenzüge gehen großenteils ganz allmählich und unmerklich in feinere, eben oder fast eben gelagerte Sande über, die da, wo die Ebenflächigkeit unverkennbar wird, ungefähr 65—60 m Meereshöhe haben und von da ab ganz unmerklich in die nach dem Thorn-Eberswalder Haupttal herunterziehenden Talsandflächen des oberen Haveltales übergehen. Zusammen mit diesen Talsanden treten mächtige Taltone auf den östlich und südwestlich gelegenen Blättern auf, die auf dem vor etwa 10 Jahren kartierten Blatt Dannenwalde bereits richtig als solche kartiert und dargestellt sind; auf den im SW. gelegenen und schon vor 30 Jahren aufgenommenen Blättern aber noch als »Untere« Tone erscheinen, gemäß der damals unbestritten herrschenden Ansicht von dem unterdiluvialen Alter aller geschichteten Diluvialtone.

Gagel, Mächtigkeit des Diluviums. Blatt Gransee.

Über die Mächtigkeit des Diluviums auf Blatt Gransee und in seiner näheren Umgebung sind wir durch eine größere Anzahl relativ tiefer Bohrungen recht gut unterrichtet.

Diese in den letzten Jahren heruntergebrachten und großen-

teils schon durch die Herren Dr. Schulte und Dr. Schneider bearbeiteten Bohrungen ergaben folgendes:

Braunkohlenbohrung	am Dölltzgraben	49 m	Diluvium	(über	Miocän)	
»	» Eierberg	52 »	»	(»	»	)
»	Wartestraße	56 »	»	(»	»	)
»	Margarethenhof	70 »	»	(»	»	)
»	Wendefeld	80 »	»	(»	»	)
»	am kleinen See	94 »	»	(»	»	)
Villa Klagemann	(Gransee)	über	63 m	Diluvium		
» Wernicke	(»)	»	70 »	»		
Bohrung	Zernickow	»	62 »	»		
»	Neu-Lägow	»	85 »	»		
»	Ziegelei Gransee	»	98 »	»		
»	am Wege nach Badingen	»	99 »	»		
»	» Entenpfuhl	»	98 »	»		
»	» »Haideschloß«	wahrscheinlich über	125 m	Dil.		
»	» Bahnhof Gransee	über	163 m	Diluvium.		

Die Unterkante des Diluviums schwankt also in der Umgebung der Stadt Gransee auf verhältnismäßig sehr geringe Horizontalentfernungen ganz unregelmäßig von + 5 m NN. bis zu tiefer als — 103 m NN, auf 1 km Entfernung um mehr als 108 m Höhenunterschied. Ob es sich dabei um prädiluviale Erosionsformen oder um diluviale tektonische Störungen handelt, dafür liegen bis jetzt auf Blatt Gransee selbst genügende Anhaltspunkte nicht vor; in einer Bohrung (Margarethenhof) enthält das Diluvium eine 19 m mächtige Scholle von Miocän eingeschaltet.

Gagel, Tektonik im Untergrund? Blatt Gransee.

Es ist aber sehr bemerkenswert, daß die Verbindungslinien der höchsten und der tiefsten Punkte der Diluvialunterkante sich in NO.-SW. beziehungsweise zum Teil auch in NW.-SO.-Richtung zu erstrecken scheinen, wenn man diese wenigen Punkte für die Konstruktion derartiger Linien für genügend halten will, und es ist ferner sehr bemerkenswert, daß wir ähnliche Verhältnisse noch an zwei anderen Stellen der Mark kennen, wo mehrere tiefe Bohrungen dicht beieinander stehen.

Bei Strasburg in der Uckermark schwankt die Mächtigkeit

des Diluviums von 42 bis zu mehr als 204 m und die Lage seiner Unterkante von + 32 m NN. (über Miocän) bis zu tiefer als 142 m unter NN.

Bei Rüdersdorf schwankt die Mächtigkeit des Diluviums von 9,2—178 m, die Lage seiner Unterkante von + 60,8 m NN. bis zu — 117,5 m NN., die Oberkante des das Diluvium unterlagernden Tertiärs von + 12 m NN. bis zu — 76,4 m NN., die Oberkante der Trias von + 27 m NN. (Röt!) zu — 117,5 m NN. (Mittlerer Keuper!). Da hier große tektonische Dislokationen der Trias erwiesen sind und das mächtigste Diluvium (178 m) über der Stelle der am tiefsten eingebrochenen Trias liegt (Mittlerer Keuper — 117,5 m NN.), so sind das immerhin sehr erhebliche Argumente, die auch für die Gegend von Gransee größere tektonische Dislokationen annehmen lassen.

Auf ganz ähnliche, aber noch extremere Verhältnisse ist erst ganz kürzlich[1]) in bezug auf das Hamburger Gebiet hingewiesen, wo die Mächtigkeit des Diluviums von 25 m bis zu mehr als 300 m schwankt, und die Lage des Untermiocäns von + 20 m NN. bis zu — 188 m NN., und wo hieraus und aus anderen Beobachtungen ebenfalls sehr wesentliche diluviale tektonische Dislokationen festgestellt sind.

Gagel, Gliederung des Diluviums. Blatt Gransee.

Für die Gliederung dieses 49 bis mehr als 163 m mächtigen Diluviums liegen bisher folgende Anhaltspunkte vor:

Die oberste einheitliche Grundmoräne hat eine Stärke von 10 m in den Bohrungen Villa Klagemann und Umgebung (liegt dort über 20 m Tonmergel, Mergelsand und frischem Sand, sowie 25 m tieferer Moräne, unter der der Wasserhorizont folgt), 10 m in der Stärkefabrik, 10 m in der Aktienziegelei (über 10 m Mergelsand und weiteren 16 m Geschiebemergel, unter dem der Wasserhorizont folgt), 10 m in der Bohrung Wendefeld (über 15 m kalkhaltigen Sanden, unter denen eine deutliche Verwitterungszone folgt); mehr als 12 m in Schulzendorf, mehr als 14 m in Zernickow, mehr als 16 m in Dierberg, mehr als 15 m im Bahn-

[1]) C. Gagel, Neuere Fortschritte der geologischen Erforschung Schleswig-Holsteins. Schriften des Naturwissenschaftlichen Vereins von Schleswig-Holstein Band XV, Heft 2, S. 229—230.

hofsbrunnen; 17 m in der Bohrung Wartestraße (über 5 m trockenem, frischem Sand und weiteren 26 m Geschiebemergel); 18 m im Abbau Rheinsberg, 18 m in Neu-Lüdersdorf, mehr als 18 m in Hindenberg, 28 m in Schulzendorf, 27 m in Heinrichsfelde, mehr als 24 m in Rheinsberg, mehr als 28 m in Rheinsberg, mehr als 30 m in Sonneburg, mehr als 45 m in einer Bohrung in Gransee; 50 m (mit 6 m Einlagerung von trockenem, frischem Sand) am Eierberg; 48 m in der Bohrung Rauschendorf (über ganz wenig wasserführendem Sand), mehr als 19 m in Schönermark, mehr als 30 m in Schulzendorf; 32 m in Zernickow (unter 21 m grobem Moränenkies und über 3 m Tonmergel und weiteren 6 m Geschiebemergel); 60 m im Ziegeleibrunnen westlich Gransee; 18 m mit Einlagerung von 9 m ∂ms, 0,6 m ∂h und 15 m trockenem Sand in Neu Lögow (über 7,3 m Kies und 38 m dm!).

Gagel, Verwitterungszone. Blätter Gransee und Dannenwalde.

Die vorerwähnte Verwitterungszone in der Bohrung Wendefeld unter den 10 m Geschiebemergel und den 15 m kalkhaltigen Sanden besteht aus 3 m kalkfreiem Lehm, kalkfreiem Sand und einem sehr auffallenden, hellgrauen, sandigen, kalkfreien Ton unter dem wieder 50 m normales kalkhaltiges Diluvium folgt.

Eine ähnliche Verwitterungszone ist auf dem Nachbarblatt Dannenwalde bei Alt-Lüdersdorf unter 5 m normalem Geschiebemergel in 5—16 m Tiefe gefunden, und unter den auf dem Magistrat in Gransee aufbewahrten Proben einer Braunkohlenbohrung am Dölltzgraben ist unter 21,7 m normalem kalkhaltigem Diluvium (Geschiebesand, Kies und Geschiebemergel) 8 m verwitterter kalkfreier Sand über 20 m tieferem, wieder kalkhaltigem Diluvium gefunden.

Wir haben also in ziemlich zahlreichen Fällen einen einheitlichen Geschiebemergel von 10—60 m Mächtigkeit; mehrfach einen solchen von etwa 26—50 m, in dem kleinere, trockene Sandlagen sowie Tonmergel und Mergelsandschichten vorkommen; zweimal ein 22—25 m mächtiges, normales kalkhaltiges Diluvium über einer 3—8 m mächtigen Verwitterungszone; einmal 5 m Geschiebemergel über einer 11 m mächtigen Verwitterungszone; ferner mehrfach unter der 10 m mächtigen obersten Grundmoränenbank eine Folge von 10—25 m mächtigen Mergelsanden, Ton-

mergeln und frischen trockenen Sanden und eine weitere 16—20 m mächtige Moränenbank, unter der dann erst der Wasserhorizont folgt; endlich einmal 21 m Moränenkies und 32 m einheitlichen Geschiebemergel, 3 m Tonmergel und nochmals 6 m Grundmoräne über dem Wasserhorizont!

Die Oberen Sande, die die Oberfläche des Gebietes zum großen Teil bedecken, haben folgende Mächtigkeiten:

Zechow	> 10 m	Grünenplan	9 und 14 m
Zernikow	12 »	Kl. Zerlang	12 m (üb. > 10 m ∂m)
Hindenberg	11 »	Gr. Zerlang	> 10—15 m
Köpernitz	11 » , > 15 m	Pelzkuhl	> 10 m
Abbau Rheinsberg	> 12 m	Adamswalde	> 10 »
Braunsberg	10—>20 m, >22 m	Zechliner Hütte	> 8—>14 m
Banzendorf	> 14 m	Beerenbusch	> 10—>12 »
Schulzendorf	15 »	Rheinsberg	12 m (über > 24 » bis > 28 m ∂m)
Heinrichsfelde	16 »		
Dollgow	> 17 »	Braunsberg	25 m.
Schwanow	> 24 »		

Aus diesen Angaben folgt mit beträchtlicher Sicherheit, daß wir es hier im Zuge der südlichen Hauptendmoräne tatsächlich mit einem Gebiet sehr erheblicher jungglazialer Akkumulation zu tun haben.

Leider sind von dem tiefsten Diluvialprofil, dem zweiten Bahnhofsbrunnen mit mehr als 163 m Mächtigkeit keine Proben mehr vorhanden und in dem Schichtprofil ist nichts von Verwitterungszonen erwähnt, so daß sich darüber an dieser Stelle nichts nachprüfen läßt.

Gagel, Alter der Diluvialbildungen. Blatt Gransee.

Aus der nachgewiesenen großen Mächtigkeit des frischen, jungen Diluviums, aus der im allgemeinen ziemlich tiefen Lage der Verwitterungszone und des ersten ergiebigen Wasserhorizontes und aus den sehr flachen und sehr flach abgeböschten Talformen nach dem Eberswalder Haupttal zu ergibt sich des weiteren, daß hier nicht eine Erosionslandschaft mit in den Talsohlen angeschnittenem Unteren Diluvium vorliegt, wie es auf den südlich gelegenen, vor 30 Jahren aufgenommenen Blättern dargestellt

ist, sondern, daß dies alles Oberes Diluvium und unregelmäßige Akkumulation mit nur ganz geringen Erosionswirkungen ist, wie auch schon aus der vorerwähnten Tatsache sich ergibt, daß die unregelmäßig kuppigen Decksande des Endmoränengebietes ganz allmählich und ohne scharfe Grenze in die feinen, flach gelagerten Talsande übergehen, und daß die flachen Hohlformen, in denen diese Talsande liegen, niemals irgend welche Abschnittsprofile zeigen.

In den Erläuterungen des südlich gelegenen Blattes Gr.-Mutz ist es noch ausdrücklich hervorgehoben, daß die Grenzen zwischen dem Oberen und dem sogenannten »Unteren« Geschiebemergel größtenteils konstruiert — nach den damals herrschenden Anschauungen —, aber im Felde nicht zu beobachten sind. Die Täler sind nicht so tief, als die oberste einheitliche Grundmoränen- oder die oberste Sandbank mächtig ist (10 m im Minimum!). Tatsächlich ist es auch alles Oberer Geschiebemergel, und die »Unteren Tone«, die zum Teil zur Abgrenzung des »Unteren« Geschiebemergels benutzt sind, sind, wie ebenfalls schon erwähnt, Taltone, die immer dem Oberen Geschiebemergel aufliegen, niemals aber von ihm überlagert werden.

Gagel, Fortsetzung der südlichen baltischen Hauptendmoräne.

Über die weitere Fortsetzung der südlichen baltischen Hauptmoräne nach SO. ist vorläufig nur zu sagen, daß mindestens eine Staffel derselben über die Höhen südöstlich von Gransee (Rackenberge, Hangelberg $\frac{\partial g}{\partial s}$ 83 m hoch, den Timpberg und den Hohen Timpberg bei Kl. Mutz $\frac{\partial g}{\partial s}$ 97 m) bis südlich Zehdenick und die Rollberge bei Bergsdorf bis westlich Liebenberg geht. Jenseits des nordsüdlich streichenden Haveltales ist die Fortsetzung wohl zu suchen in den steinigen $\frac{\partial g}{ds}$ Flächen bei Liebenthal-Liebenwalde. Die Seenrinne des Treptow- und Kuhpanzsees gehört sicher ursächlich dazu. Dann folgt das sehr kuppige Moränengelände zwischen Schönebeck und Wehrbellinsee, die Kuppen von ∂g, (dg) und ∂m (89 m); dann jenseits des Schmelzwassertales in der Verlängerung des Wehrbellinsees das Moränengelände zwischen Eichhorst und Dorf Wehrbellin mit Kuppen von ∂g (dg) (nördlich

von der Schmelzwasserrinne des Üdersees) am Buckowsee und $\frac{\partial g}{\partial s}$ am Britzsee (85 m) und die vielen Kieskuppen bei Altenhof (87 m) ∂g (dg). Vor allem gehört dazu aber die schöne Kameslandschaft östlich Altenhof bis Golzow (118 m).

Die oberdiluvialen Bildungen dieser Endmoräne (∂s, ∂g) sind bei der Kartierung vor 35 Jahren natürlich als Unterdiluvium (dg) dargestellt, gemäß den damaligen Anschauungen von G. Berendt.

Jenseits der Unterbrechung durch das Thorn-Eberswalder Haupttal ist die Fortsetzung der südlichen Hauptmoräne dann zu suchen in den mächtigen Kiesablagerungen von Eberswalde (dg), in dem Gebiet südlich von Eberswalde und Freienwalde, östlich von Wölsickendorf und um den Baasee, das sich in mächtigen Durchragungen bis über 157 m Meereshöhe erhebt und ganz unverkennbar typischen Endmoränencharakter aufweist. Hier in der Gegend von Wölsickendorf-Steinbeck, wo ich meine ersten Kartierarbeiten 1891 auszuführen hatte, fiel mir schon damals die enorme Beschüttung des Geschiebemergelgebietes mit großen Blöcken auf, die leider auf der Karte geologisch nicht zum Ausdruck gebracht ist, weil ich damals noch keine Vergleiche mit anderen weniger geschiebereichen Gebieten anzustellen Gelegenheit gehabt hatte, die aber schon aus den vielen Steinzäunen der Topographie hervorgeht. Das Brunnental bei Freienwalde ist eine unverkennbare subglaziale Schmelzwasserrinne dieses Endmoränengebietes, die in nordsüdlicher Richtung ausgefurcht wurde, keine postglaziale Erosionsrinne, was sich aus dem ganz unregelmäßigen Längsprofil und Sohlengefälle, überhaupt aus seinen höchst auffallenden Geländeformen ergibt, aus dem Umstand, daß es zahlreiche in sich abgeschlossene, verbreiterte, jetzt mit Moorerde, Abschlämmassen, Torf erfüllte, wannenförmige, abflußlose Vertiefungen enthält, mit dazwischen liegenden Engpässen, welche Wannen bei postglazialer, südnördlich laufender Erosion unmöglich entstehen konnten, und die jetzt noch unverkennbar ihre glaziale Entstehung als Kolke erweisen. Daß dieses erhebliche Tal nicht durch postglaziale Erosion entstanden sein kann, ergibt sich vor allem auch daraus, daß es bei seiner Mündung auf der tiefsten

Diluvialterrasse keinerlei Schuttkegel dort zeigt[1]) — wo sind denn die angeblich postglazial nach Norden ausgeräumten Erosionsmassen geblieben? Als subglaziales Schmelzwassertal aufgefaßt, das von unter hohem Druck ausströmenden Schmelzwassern der Endmoräne ausgeräumt beziehungsweise ausgekolkt ist, bietet es nicht die geringste Auffälligkeit oder Schwierigkeit. Ob der hier klargelegte Verlauf der südlichen Hauptendmoränen die ganze südliche Endmoräne oder nur die Hauptstaffel darstellt, beziehungsweise ob weiter im SW. noch eine andere Vorstaffel verläuft, habe ich bisher noch nicht feststellen können.

Gagel, Miocän. Blatt Gransee.

Von dem Miocän, das im Untergrunde des Diluviums an einer ganzen Anzahl Stellen erbohrt wurde, ist nur zu erwähnen, daß es die normale Entwicklung zeigt: Quarzsande, feine, glimmerige Quarzsande, Braunkohlentone und Letten, sowie daß es eine Anzahl zum Teil nicht unbedeutender Flöze enthält, die bis gegen 4 m stark, aber meistens ziemlich unrein zu sein scheinen.

In einer Bohrung, Rauschendorf, ist in etwa 100—130 oder 150 m Tiefe unter dem blauen, steinigen Geschiebemergel und unbestimmten Schichten ein höchst auffallender und eigentümlich bläulich-grauer »Letten« erbohrt worden, der »völlig abweichend von gewöhnlichem Ton« war, stark am Bohrer klebte und wie »Glaserkitt« sich anfühlte. Das ist nun eine sehr ungewöhnliche aber charakteristische Bezeichnung, die nach meinen Erfahrungen in Schleswig-Holstein nur auf gewisse Unter-Eocäntone, auf diese aber ganz ausgezeichnet paßt; leider sind keine Proben davon mehr aufgehoben; das Wasser, das in einer dünnen Schicht innerhalb dieses »Glaserkitts« auftrat, war völlig unbrauchbar.

Tal- und Geschiebesande. Blatt Gransee.

Erwähnenswert wäre noch, daß die Talsande, ebenso wie sie zum Teil ganz allmählich und unmerklich im Gelände sich aus den Oberen Geschiebesanden entwickeln und topographisch keine scharfen Grenzen zu diesen zeigen, so auch in ihrer Beschaffenheit stellenweise durch die Führung großer beziehungsweise sehr

[1]) Vergl. Erläuterungen zu Blatt Freienwalde, Lieferung 81.

großer und schön geschliffener Geschiebe sich den Geschiebesanden nähern, obgleich es im übrigen recht gleichmäßig feinkörnige Sande sind.

Andererseits werden die Geschiebesande bisweilen so steinig und lehmig und gehen zum Teil so allmählich in den stellenweise sehr ausgewaschenen und sandigen Geschiebelehm über, daß eine scharfe Grenze gegen diesen zum Teil überhaupt nicht zu finden ist und die auf der Karte ausgezogenen Grenzen an manchen Stellen nur durch den Zwang der kartographischen Darstellung gerechtfertigt sind.

9. Provinz Pommern.

Herr Keilhack berichtet über die Aufnahme auf den Blättern Misdroy, Lebbin, Kaseburg und Swinemünde.

Keilhack, Staumoränenlandschaft, Jura- und Kreideschollen im Diluvium, Ortsteinbildungen. Blätter Misdroy, Lebbin, Kaseburg, Swinemünde.

Die diluvialen Hochflächen, welche die Swinepforte im Osten und Westen begrenzen, besitzen mit geringfügigen Ausnahmen den Charakter einer aus Kiesen und Sanden aufgebauten Stau-Endmoränenlandschaft (Kameslandschaft) und enthalten nur wenig Geschiebemergel der jüngsten Eiszeit. Dagegen tritt in ihnen steil aus der Tiefe emporragend an einer Anzahl von Stellen Tonmergel und Grundmoräne älterer Eiszeiten an oder nahe an die Oberfläche; außerdem finden sich Ablagerungen von Braunem Jura (Haffufer östlich Lebbin, Stengow) und von turoner Kreide (Lebbin, Kalkofen, Stengow, Latziger Ablage, Misdroyer Friedhof, Forst Misdroy, Ostseeküste, Heringsdorf, Golm). Es gelang bei allen diesen Vorkommnissen den Nachweis zu erbringen, daß es sich nicht um anstehendes Gestein, sondern um Schollen handelt, die allerdings zum Teil riesenhafte Ausmaße (bis zu 800 m Länge und über 30 m Mächtigkeit) besitzen. Außerdem wurde auf Grund einer Reihe photographischer Aufnahmen ein geologisches Bild der Ostsee-Steilküste von Swinhöft bis Misdroy aufgenommen. Unter den Oberflächenbildungen wurde besondere Anfmerksamkeit dem über Höhen und Niederungen weit verbreiteten Ortstein zugewandt, der im wesentlichen als Humusortstein entwickelt und von charakteristischen Bleichsanden begleitet

ist. Insbesondere wurde die Einwirkung dieses Humusortsteins auf die Forstkulturen und der Einfluß der Waldvegetation auf die Entstehung des Ortsteins unter Mitwirkung des Kgl. Forstmeisters Schultze in Misdroy einer genaueren Prüfung unterzogen.

v. Linstow, Septarienton-Schollen im Diluvium, jung-interglaziale Verwerfungen, Solquellen. Blatt Stettin.

Herr v. Linstow stellte bei der Fortsetzung der Revisionen von Bl. Stettin fest, daß der oberflächlich im Plateau zutage tretende Septarienton fast ausnahmslos im Diluvium schwimmende Schollen bildet; ferner, daß die im Untergrund auftretende Kreide (?Untere Mucronatenschichten) von einer Anzahl von Verwerfungen durchsetzt wird, deren jung-interglaziales Alter wahrscheinlich gemacht wird. Auf den Spalten steigen Solquellen auf.

Herr L. Schulte berichtet über die Aufnahmeergebnisse auf Blatt Stuchow (G.-A. 29, Nr. 5):

Schulte, Aufpressungsoser, Talstufen. Hochmoore. Blatt Stuchow.

Das Blatt ist ausschließlich aus Quartärschichten aufgebaut. Die tiefsten bisher erreichten Schichten sind Sande und Feinsande, die den Geschiebemergel der jüngsten Eiszeit unterlagern. Letzterer ist die am weitesten verbreitete Hochflächenbildung. Bemerkenswert ist das Auftreten zahlreicher Aufpressungsoser, die sich teilweise zu Zügen anordnen und auch auf dem südlichen Anschlußblatte Schwessow zahlreiche deutlich ausgeprägte schmale Rücken bilden. Ein mehrere Kilometer langer Oszug, der auf dem Blatte Schwessow beginnt, tritt in der Südwestecke des Blattes Stuchow auf und streicht in nordwestlicher Richtung auf dem noch nicht kartierten Blatte Schwirsen fort.

Wie auf den nördlichen und östlichen Anschlußblättern konnte auch auf Blatt Stuchow die Gliederung des Taldiluviums in drei Talstufen durchgeführt werden.

Von den Niederungsbildungen sind einige kleine z. T. gut erhaltene Hochmoore erwähnenswert; die eingehende Untersuchung eines großen, zwischen Tressin und Gedde einerseits und Grandshagen andererseits liegenden ausgedehnten Hochmoores soll im kommenden Sommer erfolgen.

Herr Soenderop berichtet über die Aufnahme der Blätter Zachan und Ravenstein.

Soenderop, Sandige Grundmoränenlandschaft. Blätter Zachan, Ravenstein.

Das wichtigste wissenschaftliche Ergebnis bei der Aufnahme der Blätter Zachan und Ravenstein ist, daß sich die im letzten Bericht ausgesprochene Vermutung über die weitere Verbreitung der bei Dölitz beginnenden sog. »sandigen Grundmoränenlandschaft« vollauf bestätigt hat.

Diese ausgesprochen sandige und vorwiegend kuppige Landschaftsform nimmt noch den ganzen südlich der Großen Ihne gelegenen Teil des Blattes Ravenstein ein. Sie ist dort in der gleichen Weise durch das Auftreten größerer und kleinerer Kies- und Tonflächen ausgezeichnet, wie es von Blatt Dölitz und Zachan bereits beschrieben wurde.

Diese sandige Grundmoränenlandschaft beschränkt sich nicht lediglich auf das Gebiet südlich der Großen Ihne. Schon auf dem Blatte Zachan liegt sie als ein nicht sehr breiter Streifen unmittelbar nördlich der Ihnealluvion. Sie beginnt etwas südöstlich vom Dorfe Schöneberg, bildet die Feldmark von Suckow, weiter die Südhälfte der Zadelower Feldmark und den Grund und Boden des Zachaner Buchwaldes. Nunmehr tritt sie über auf Blatt Ravenstein, ist hier aber nicht mehr bloß als schmaler Streifen nördlich der Ihne entwickelt. Auch die Nordhälfte von Blatt Ravenstein wird von der sandigen Grundmoränenlandschaft eingenommen und das Blatt Jacobshagen scheint im wesentlichen zu dieser Landschaftsform zu gehören.

Herr Menzel berichtet über die Ergebnisse seiner Aufnahmen auf Blatt Kordeshagen.

Menzel, Endmoränen, Oser, Schmelzwasserrinnen. Blatt Kordeshagen.

Im Sommer 1912 wurde das Blatt Kordeshagen nahezu vollständig aufgenommen und dabei der Verlauf des Endmoränenzuges Köslin-Alt-Belz-Parnow nach Westen zu verfolgt, die Verbreitung der glazialen Tone auf diesem Blatte festgestellt und eine Reihe weiterer Oszüge und Schmelzwasserrinnen beobachtet. Über diese im einzelnen noch nicht abgeschlossenen Untersuchungen wird im nächsten Jahre eingehend berichtet werden.

10. Provinz Schlesien.

Herr Berg untersuchte den nördlichen und westlichen Teil des Blattes Krummhübel und berichtet Folgendes:

Berg, Granit und Ganggesteine. Blatt Krummhübel.

Das Hauptgestein ist hier überall Granit, der sich in eine porphyrische und eine gleichkörnige Abart gliedern ließ. Aplitgänge durchschwärmen das Gestein. Die größeren von ihnen wurden auf der Karte dargestellt. Die basischen Differentiationsprodukte sind neben den meist nur kopfgroßen basischen Schlieren Gänge von hornblendeführendem Granitporphyr und Kersantit. Von ersteren wurden 7, von letzteren 3 nachgewiesen; außerdem ein Gang von dichtem Syenit. Alle diese basischen Gänge streichen NNO.—SSW. An jüngeren Eruptivgesteinen sind zu erwähnen ein Felsitgang (im Eulengrund) und eine ostwestlich sich hinziehende Reihe getrennter Basaltfundpunkte. An einem von ihnen konnte ein 30 cm starkes Basalt-Trum anstehend nachgewiesen werden.

Diluvium. Blatt Krummhübel.

Das Diluvium besteht zumeist aus Schuttkegeln, die besonders im Nordosten des Blattes große Ausbreitung annehmen und nach Norden zu in 2 verschiedene Terrassenstufen übergehen. Von besonderem Interesse war die genaue Untersuchung und Festlegung der Glazialbildungen einheimischer Gletscher am Großen und Kleinen Teich. Es konnte eine Reihe von Rückzugstaffeln festgelegt werden, von denen jede aus einem Zungenbecken mit umgebender Endmoräne besteht. Die Natur der Zungenbecken wird nach dem Gebirgskamm zu deutlich von Staffel zu Staffel jugendlicher.

Herr E. Zimmermann I berichtet über die Aufnahmen auf den Blättern Ruhbank und Bolkenhain (Südteil).

Im Jahre 1912 brachte ich das Blatt Ruhbank durch Aufnahme von dessen Nordhälfte zum Abschluß und kartierte dann einen großen Teil von der Südhälfte des nördlich anstoßenden Blattes Bolkenhain. Hierbei gelangte ich auf beiden Blättern zu folgenden Ergebnissen.

Zimmermann I. Gebirgsbau. Blatt Ruhbank und Bolkenhain.

Quer über das ganze Blatt Ruhbank, in $2\frac{1}{2}$—$3\frac{1}{2}$ km Abstand von dessen Nordrande, zieht sich von West nach Ost quer durch Thomasdorf die große Grenzscheide zwischen der sogenannten Grünschiefer- und Phyllitformation des Katzbach-Gebirges im Norden und der Culmformation, d. h. der äußersten Randzone der Mittelsudetischen Mulde, im Süden. Diese Grenzscheide verläuft sehr glatt, fast geradlinig, und berechtigt schon hierdurch zu der Annahme, daß sie eine Verwerfung sei, und ich nenne sie vorläufig die Thomasdorfer Verwerfung. Sie ist zufolge der geschilderten Bedeutung eine der wichtigsten in Niederschlesien und gehört in die Gruppe der vielen Ost-West-Verwerfungen, die ich schon auf dem östlichen Nachbarblatte Freiburg nachgewiesen und in der zugehörigen Erläuterung beschrieben habe. An deren eine schließt sie sich, allerdings nachdem sie zuvor am Oberende des Dorfes Oberbaumgarten durch eine hercynische Verwerfung eine Verschiebung ihres Ostteiles um 1 km nach Süd erfahren hat, mit diesem Ostteile auch an. Im Westen dagegen, westlich von Streckenbach, auf Blatt Kupferberg, tritt sie auf einige Kilometer ganz in Grünschiefer über, ist hier nicht ohne weiteres (aber doch aus dem Verlauf von Talzügen) nachweisbar und in der Tat auf dem Kartenblatt und in den Erläuterungen zu genanntem Blatt auch nicht dargestellt; nachdem sie aber weiterhin — auf demselben Blatt — eine von SO. kommende Verwerfung aufgenommen hat, läuft sie als »Innersudetische Hauptverwerfung«, wie G. Berg sie (in Erl. zu Blatt Kupferberg) benannt hat, zwischen dem Riesengebirge (Granit) und dem Bober-Katzbachgebirge (Palaeozoicum) weit nach WNW. fort.

In dieselbe Gruppe gehört auf Blatt Ruhbank eine zweite, von der erstgenannten kaum 1 km nordwärts entfernte, durch den Ort Halbendorf verlaufende Verwerfung, die aber geringere Längserstreckung, nämlich nur etwa 3 km hat, im Westen sich verliert, im Osten aber von der eben schon genannten hercynischen (Oberbaumgartener) Spalte abgeschnitten wird. — Östlich von letzterer Spalte verläuft in der Verlängerung der Halbendorfer Verwerfung, also ostwärts, eine Grenzlinie, die wahrscheinlich auch eine Verwerfung ist; und zwar liegt südlich von

ihr, bis zur erstgenannten westöstlichen Hauptverwerfung, jene Gebirgsscholle, deren Schiefer und Quarzite ich in der Erläuterung zu Blatt Freiburg als Jüngere Phyllitformation zusammengefaßt habe.

In das Gebiet der Grünschieferformation ist nördlich der Halbendorfer Verwerfung, in dem spitzen Winkel zwischen dieser und der Oberbaumgartener, nach Würgsdorf und weiterhin nach Wiesau sich fortziehenden Verwerfung, Rotliegendes eingesunken und kleidet nun das Würgsdorfer Becken aus, das aber trotzdem noch als eine tiefe Einsenkung erscheint. Der Westrand dieses Rotliegenden verläuft ebenfalls hercynisch, ist aber höchstens nur stückweise eine — dann nicht sehr beträchtliche — Verwerfung, dagegen meist wohl eine ursprüngliche, aber natürlich übergreifende, Auflagerungsgrenze. Dasselbe gilt auch für den bei Alt-Röhrsdorf und Wiesau befindlichen Nordrand des Würgsdorfer Beckens.

Das östlich von der Oberbaumgarten-Würgsdorf-Wiesauer Hercynspalte liegende Grünschiefergebiet verliert sich in etwa $2^1/_2$ km östlichem Abstand von dieser Spalte unter dem Rotliegenden eines zweiten, viel größeren, nämlich des Wolmsdorfer Beckens, das von Herrn Haack kartiert wurde; und zwar ist die Grenzlinie auch hier wieder hercynisch gerichtet und teils durch übergreifende Lagerung, teils durch Verwerfungen bedingt und demnach im einzelnen bald gelappt, bald ziemlich geradlinig. Es ist also ein hercynisch gerichteter Halb-, z. T. auch Voll-Horst.

Wir haben also auf Blatt Ruhbank und der Südhälfte von Blatt Bolkenhain folgende Hauptschollen zu unterscheiden:

1. im Süden den Nordrand der Mittelsudetischen Mulde, gebildet von dem großen Culmgebist, das 3 Viertel des Blattes Ruhbank ununterbrochen einnimmt;
2. im Norden das Katzbachgebirge, das wieder zu gliedern ist in zwei altpaläozoische hercynisch begrenzte und einen ostwestlich streichenden Horst, und in zwei jungpaläozoische hercynische Gräben, nämlich von West nach Ost
   a) im Westen das große durch die Orte Streckenbach, Nimmersatt, Nieder-, Ober- und Neu-Kunzendorf, Groß-Hau und Neu-Würgsdorf bezeichnete Grünschiefergebiet,
   b) das Halbendorf-Würgsdorf-Wiesauer Rotliegend-Becken,

c) den von Oberbaumgarten über die Stadt Bolkenhain nach Hohendorf sich erstreckenden Horst, der im Norden aus mannigfaltigen Sedimenten und Eruptivgesteinen, in der Mitte aus Grünschiefern, im Süden, in einer besonderen Teilscholle, aus Gesteinen der »Jüngeren Phyllitformation« besteht,

d) im Osten das Wolmsdorf-Niederbaumgartener Rotliegendbecken,

e) im Süden, quer vor der Scholle b den schmalen, kaum 1 km breiten, 4 km langen, scharf begrenzten und hochaufragenden Grünschiefer-Wall des Heinzen- und Halbendorfer Waldes.

Von weiteren großen geologischen Einheiten sind hier schließlich noch zu nennen der Porphyrstock des Sattelwaldes und das im Würgsdorfer Becken und in sehr vielen Tälern sich einstellende und dann oft weite Verebnungen in dem sonst hügeligen bis gebirgigen Gelände bedingende Diluvium, das teils nordisch-glazial, teils einheimisch ist. — Nur wissenschaftlich von Interesse sind ein ostwestlich gerichteter Gangzug von Eruptivgesteinen zwischen Thomasdorf und Folgenau, sowie eine Anzahl von Einzelgängen.

Zimmermann I, Sog. Grünschiefer. Blatt Ruhbank und Bolkenhain.

Nach dieser allgemeinen Übersicht mögen die wichtigsten Erscheinungen der einzelnen Formationen besprochen werden.

Das älteste Palaeozoicum des Niederschlesischen Schiefergebirges, das Beyrich als »Grün- und Urtonschiefer-Formation« bezeichnet hatte, hat mir im untersuchten Gebiete auch bis heute noch keine sichere Versteinerung geliefert, außer einem einzigen, überdies auch nur recht undeutlichen Graptolithen in einem Kieselschiefer in der Quellschlucht der Wütenden Neiße bei Ober-Röhrsdorf. Die Beziehungen dieses Schiefers zu den andern Schiefern der Umgebung sind noch ungeklärt. — Die Gebirgsschollen 2a und 2c bestehen in ihren südlichen Teilen fast ausschließlich aus wirklichen Grünschiefern, nur äußerst spärlich enthalten sie Phyllite und Kieselschiefer eingeschaltet; nördlich der Linie Nimmersatt-Neuwürgsdorf-Stadt Bolkenhain werden aber Phyllite verschiedener Art fast vorwaltend, dazu

treten auch Kieselschiefer und Kalksteine reichlich auf, und die Grünschiefer nehmen an Mannigfaltigkeit der Arten zu. Aber es fehlt bisher noch immer jede Kenntnis über die regelrechte Reihen- und Altersfolge all dieser Schichten; sie scheinen mehr ein unregelmäßiges Schollenmosaik als ein System wirklicher Falten zu bilden. Aus den beobachteten Streich- und Fallrichtungen ist noch nichts Sicheres zu entnehmen, nur scheint allerdings ostnordöstliches Streichen und ein steiles Fallen nach Südosten vor anderen Richtungen und Stärken vorzuherrschen. Ob die beobachteten Streich- und Fallrichtungen aber solche der ursprünglichen Schichtung oder der nachträglichen Schieferung sind, ist übrigens nur in seltenen Fällen sicher zu entscheiden; in den Grünschiefern, die z. T. sicher aus Diabasen hervorgegangen sind, kann es natürlich nur Schieferung sein. Für die Diabasnatur sprechen teils Übergänge in grobkörnige Abänderungen, wie solche besonders bei Oberhohendorf vorkommen, teils Mandel- (echte »Blatter«-)Steine, teils die mehrfach sehr schön (z. B. an der Bolkoburg, an der Würgsdorfer Bergschenke, am Butterberg, am Scholzenberg zwischen Bodenbusch und Bärstein und a. a. O.) beobachtbare Kugel- oder Kissenstruktur, die nur bei wirklichen Eruptivgesteinen möglich ist. — Bei Hohendorf fand ich auch die ersten deutlichen grobkörnigen bis grobstückigen Diabasbreccien, konnte aber ihre Lagerungsverhältnisse noch nicht ermitteln.

Daß mindestens ein Teil der Grünschiefer auch der vorliegenden zwei Blätter blaue Hornblenden führt, wie dies von den Nachbarblättern Freiburg und Kupferberg schon bekannt und beschrieben ist, sei doch noch besonders hervorgehoben; Hr. Finckh hat hierüber auch in der Deutschen Geol. Gesellschaft schon kurz berichtet.

Zimmermann I, Phyllit, Tonschiefer, Kieselschiefer und Kalkstein. Blatt Ruhbank und Bolkenhain.

Die kleinen Phyllitpartien, die sich im südlichen Grünschiefer-Gebirgsteile bei Ober-Baumgarten, Thomasdorf und Ober-Kunzendorf finden, zeichnen sich durch wirkliche phyllitische Beschaffenheit aus. Dagegen führen die großen Schiefergebiete beiderseits des ganzen Alt-Röhrsdorfer Tales, sowie östlich von Neu-Röhrsdorf, am Pfaffen-, Hopfen-, Baum-, Sau- und Winkler-Berg bei Bolkenhain nur phyllitähnliche bis gewöhnliche Ton-

schiefer. Ein großer Teil dieser Schiefer ist hellgrau bis grünlichgrau, sekundär auch blutrotfleckig, reich an feinsten Muscovitschüppchen, oft etwas feinsandig und dann ausnahmsweise auch einmal gebändert oder in feinstkörnigen tonigen Quarzitschiefer übergehend; diese Schiefer erinnern manchmal (Hopfenberg) ganz auffällig an die Gesteine der thüringischen Phycodenschiefer. Die Aufschlüsse lassen selten eine deutliche Schichtung, ebenso selten eine schöne glatte Schieferung, vielmehr vielfache Quetsch- und Ruschelzonen, Verwerfungen und kleine Quarztrümer erkennen. Als Feldlesesteine trifft man an sehr vielen Stellen kleine, unregelmäßig linsenförmige, etwa faustgroße Trümer von Quarz, der mit gelblich- bis hellfleischrotem, grobkörnigem Feldspat unregelmäßig durch- und verwachsen ist, wobei aber beide Mineralien kaum je in Krystallenden auslaufen. In der großen Eintönigkeit dieser Schiefer fällt nur ein Gestein als Einlagerung besonders auf; es ist das ein grob- (bis über 2 mm) und meist rundkörniger Arkosesandstein mit sericitischem Bindemittel, der aber meist nur in losen Feldsteinen von $^1/_2$—2 dm Dicke anzutreffen ist (reichlich am Rothenberg bei Oberröhrsdorf, Baumberg bei Klein-Waltersdorf, Hügel nördlich vom Bahnhof Alt-Röhrsdorf, spärlicher an vielen anderen Stellen); anstehend findet er sich im Bahneinschnitt bei Wiesau sowie am Winklerberg und zwar beidemal nur als dünne, leicht zu übersehende Linsen innerhalb einer etwa 0,4 m starken Schieferzone.

Ein anderer Teil der Schiefergebiete führt nur dunkelblaugraue bis schwarzgraue Tonschiefer, ist von den eben besprochenen meist räumlich getrennt, aber da, wo er es nicht ist, sondern als Einlagerung (oder Einmuldung?) von diesem umgeben wird, nicht leicht und sicher abzugrenzen. Sehr gewöhnlich werden diese dunkelblauen Tonschiefer von kohlschwarzen, gut geschichteten Kiesel- und Alaunschiefern begleitet, die, wie auch anderwärts, oft recht schön eine Kleinfaltung zeigen. In einzelnen Lagen solcher Alaunschiefer kommen nuß- und nierenförmige, bis 4 cm große Knollen eines hellgelblichen bis weißen, erdigen, indes immerhin festen Minerals vor, das vielleicht Alunit ist. Daß ich bei Alt-Röhrsdorf an einer Stelle darin ein Exem-

plar eines Graptolithen (*Monograptus?*) gefunden habe, ist schon vorn erwähnt.

Von Kalksteinen fand ich zwar einige kleine, vor Zeiten in kleinen Schürfen aufgeschlossene, jetzt aber ganz verwachsene Vorkommen bei Ober-Röhrsdorf neu auf, ohne aber ihre Lagerungsverhältnisse klären zu können.

Über die Schiefer und Quarzite der Jüngeren Phyllitformation bei Oberbaumgarten ist nichts Neues zu berichten, vielmehr nur auf ihre Beschreibung in der Erläuterung zu Blatt Freiburg hinzuweisen.

Im Gebiet der hellgrauen und der dunkelgrauen Tonschiefer zwischen Wiesau und Oberhohendorf tritt an sechs, auf einer Linie von SSW. nach NNO. sich anordnenden Stellen ein hellaschgraues, äußerst festes und hartes, wenn auch stark zerklüftetes, dichtes, blasenfreies Gestein auf, das erst durch das Mikroskop als Eruptivgestein, und zwar durch Hrn. Finckh als ein arfvedsonitführender Keratophyr erkannt wurde. Es hebt sich meist in auffälligen, kärglich bewaldeten, steinigen Kuppen von mehr oder minder elliptischem Grundriß (Durchmesser der Ellipsen 50 : 100 bis 300 : 700 m) ein wenig über das umgebende flachere Gelände empor und wird nahe dem Wiesauer Chausseehaus und am Pfarrbusch neben der Bolkenhain-Oberhohendorfer Straße gelegentlich zu Straßenschotter gewonnen; aber in keinem Aufschlusse sieht man die Beziehungen zum Nebengestein und so ist vorläufig noch unentschieden, ob man es mit Resten einer diskordant aufgelagerten Decke oder mit stockförmigen Durchbrüchen zu tun hat und welches Alter dies Gestein besitzt. Nach seiner Beschaffenheit und den darin aufsetzenden Quarz-Feldspat-Trümern hat seine Zugehörigkeit zum alten Gebirge die größere Wahrscheinlichkeit für sich.

Zimmermann I, Keratophyr. Blatt Bolkenhain.

Einige Ähnlichkeit hat ein Gestein, das nördlich von Nimmersatt an der Grenze der Blätter Bolkenhain und Kauffung ein größeres Gebiet einnimmt, stellenweise von Quarz-Feldspat-Trümern in dichtem Netz durchzogen wird und in einem schmalen Streifen auch durch Feldspatkryställchen porphyrisch ist. Ob man es aber

mit dem erstgenannten Keratophyr vereinigen darf, bedarf noch weiterer Untersuchung.

Zimmermann I, Culm. Blatt Ruhbank.

Die nächst jüngere Formation des aufgenommenen Gebietes ist der Culm. Wie schon gesagt, ist seine Verbreitung nach N. hin scharf begrenzt durch die große ostwestliche Thomasdorf-Oberbaumgartener Verwerfung. Nur an einer einzigen kleinen, etwa $^1/_5$ qkm großen Stelle greift er über diese nordwärts hinüber: am Warner Berg südlich vom Westende des Dorfes Oberbaumgarten. Es lassen sich 6 Hauptstufen unterscheiden.

1) Am Warner Berg liegt der Culm anscheinend diskordant auf dem Baumgartener Quarzit der Jüngeren Phyllitformation auf und besteht aus einem grauen, polygenen, felsigen, groben Konglomerat. Ähnliche, aber z. T. auch rote Konglomerate treten dicht benachbart auch nördlich desselben Dorfendes am Kessel- und Kuhberg auf bis gegen Folgenau hin. Diese Schichten sind auf Blatt Ruhbank von allen am Aufbau der großen (»Mittelsudetischen«) Mulde teilnehmenden die am weitesten von der Achse entfernten und darum ältesten, vorausgesetzt, daß keine Störung vorliegt; leider ist über diese Frage nach den vorhandenen Aufschlüssen nichts Sicheres zu sagen, denn manches deutet zwar auf eine solche Störung hin, aber durchverfolgen läßt sie sich nicht.

2a) Das eventuell nächst jüngere, sonst aber das älteste Glied des Culms ist ein kleinstückiges, infolge nur geringer Abrollung breccienhaftes, wenig polygenes Konglomerat von roter Farbe, also eine rote Schieferbreccie; zufolge mürben, tonigen Bindemittels ist diese leicht zerstörbar, erzeugt milde, von keinen härteren, steileren Stufen oder Felsbildungen unterbrochene Geländeformen und bildet so jenes auffällige, dem Schichtenstreichen von Thomasdorf über Hohenhelmsdorf ostwärts über 5 km weit folgende Längstal, das sich als flache Mulde zwischen dem sich 100 m darüber erhebenden Grünschieferwall des Heinzen- und Halbendorfer Walles im N. und dem sogar über 150 m höheren, von der nächsten Culmstufe gebildeten Thomasdorf-Altreichenauer Bergzuge im S. hinzieht. In dem Bett des kurzen, geographisch auffälligen Hohenhelmsdorfer Baches, der dieses Längstal quer durchschneidet und alsbald nachher auch den Grünschieferwall in enger Schlucht durchbricht, ist die

Schieferbreccie in leidlich guten Aufschlüssen zu beobachten, andere Aufschlüsse sind auch noch nahe bei Folgenau, namentlich am südlichsten Hause, sonst aber recht selten. Aus dem im Helmsdorfer Graben überall zu beobachtenden Einfallen von 30—45° nach SSO. ist eine Mächtigkeit der eben beschriebenen Stufe von 400 bis über 500 m zu errechnen.

2b) Etwa 2 km vor Erreichung des östlichen Blattrandes verschwindet die rote Färbung und vielleicht auch die brecciöse Natur der besprochenen Schieferbreccie; wegen ungenügender Aufschlüsse (Bedeckung durch Gehänge- und Verwitterungsschutt) ist letzteres aber nicht sicher festzustellen; es scheint ein Übergang im Streichen in graue Konglomerate von der Beschaffenheit derer in jüngeren Gliedern des Culms sich auszubilden. Hier ist es nun auch, wo sich zum erstenmal eine Geländestufe, und zwar gleich von 20 m Höhe und von großer Steilheit und mit felsigen Schichtenausbissen einstellt, wie sie im höheren Culm so häufig sind. Diese auf Blatt Ruhbank fast 2 km im Streichen zu verfolgende Stufe heißt die Leitenwand oder der Leitenberg, der sich auch auf das Blatt Freiburg fortsetzt. An ihrem Fuße, gerade südlich vom Westende Oberbaumgartens, hat man vor einigen Jahrzehnten einen Kohlenbesteg aufgefunden und durch einen kurzen Stollen erschlossen, der aber die Unabbauwürdigkeit ergab, da er nicht mächtig genug (nur 30 cm) war und vereinzelt blieb.

2c) Nach ihrer Lage unmittelbar unter dem sogleich zu beschreibenden »Groben Konglomerat« und auch nach ihrer hauptsächlich aus kantigen Schieferbrocken bestehenden Zusammensetzung gleicht die Hohenhelmsdorfer Schieferbreccie der untersten, bei Rudelstadt entwickelten Culmstufe (cg^{x}) des Nachbarblattes Kupferberg in hohem Maße, die ja auch in bezug auf die Lage zu dem Meridian von Thomasdorf (vergl. meinen Aufnahmebericht für 1910) ihr symmetrisches Gegenstück ist. Auch die örtliche Kohlenführung könnte man als gemeinsames Merkmal anführen. Aber ein Gegensatz besteht zwischen beiden schon in der Farbe (bei Hohenhelmsdorf vorwiegend rot, bei Rudelstadt grau), noch mehr aber in der Verkittung, die bei Rudelstadt überaus fest ist, so sehr, daß die dort sehr ausgeprägte und am Bahnhof Rudelstadt ausgezeichnet

aufgeschlossene Klüftung glatt und in großen Flächen quer durch Bindemittel und Einschlüsse hindurchsetzt. Anhangsweise sei für diesen Aufschluß am Bahnhof Rudelstadt erwähnt, daß hier auch ein über 3 dm im Durchmesser haltender unverwitterter Block des in dem nur 4 km entfernten Bergwerk zu Rohnau abgebauten schwefelkiesreichen Sericitschiefers anstehend in der Breccie zu beobachten war, ein Fund, dessen Bedeutung darin besteht, daß, falls die auch in der Erläuterung zu Blatt Kupferberg (S. 68) von G. Berg offen gelassene Möglichkeit einer sekundären, und dann meines Erachtens kontaktmetamorphischen Bildung des Kieses zutrifft, der Riesengebirgsgranit, der dann diese Metamorphose erzeugt hätte, sehr viel älter als unser hiesiges unterstes Culmglied sein müßte. — In der Kohle bei Rudelstadt fand ich auch Carbonat-Knollen mit ausgezeichnete Struktur bietenden Pflanzenresten. —

Die Gliederung der weiter folgenden Schichten des Culms auf Blatt Ruhbank schließt sich eng an die auf Blatt Kupferberg zur Darstellung gebrachte an und konnte also noch mehr ins Einzelne durchgeführt werden, als dies auf dem Blatte Freiburg geschehen ist.

3) Zu unterst folgt ein Konglomerat mit guter bis sehr guter, oft ganz vorzüglicher Abrollung seiner Gerölle; diese überschreiten gewöhnlich Apfel- bis Faustgröße, erreichen sehr häufig Kopfgröße, ja nicht selten auch 3—4 dm, in manchen Fällen sogar bis über 1, vielleicht selbst 2 m Durchmesser. Das Konglomerat ist also ein »Grobes«, manchmal sogar ein »Riesenkonglomerat« (cg1α). Seine Farbe ist fast durchgängig rot, wenn auch in verschiedenen Stärken, nur ganz untergeordnet grau. Nur untergeordnet sind auch feinerkörnige, ja in Grauwacken übergehende Konglomerate. Die Gerölle lösen sich hier und in allen folgenden Konglomeraten, besonders bei Verwitterung, leicht aus dem Gestein heraus oder treten wenigstens als Buckel aus den Bruchflächen vor. Die Sortierung nach der Größe ist sehr unvollkommen, die ganz großen Gerölle liegen meist sogar nur vereinzelt zwischen vorherrschenden viel kleineren, manchmal aber bilden sie geradezu Blockpackungen. Vorzügliche Aufschlüsse hat die Eisenbahn von Merzdorf nach Thomasdorf an verschiedenen Stellen geliefert. An einer Stelle, beim Übergang des Weges nach Kunzen-

dorf, fand sich hier auch (an der Grenze einer grauen Einlagerung, in einer Grauwackenlage mit eingebackenen apfelgroßen Geröllen) die schon in meinem Bericht für 1910 erwähnte Gruppe großer *Cardiopteris*- (dort fälschlich *Cycadopteris* genannter) Wedel, die sehr dickblättrig gewesen sein müssen. Die die Gerölle bildenden Gesteinsarten sind ziemlich mannigfaltig, sowohl im ganzen betrachtet, wie oft auch von Bank zu Bank. So gibt es einzelne Stellen, wo man fast ausschließlich Grünschiefergerölle findet, andere, wo kleinkörnige, oft glimmerreiche Grauwacken (? oberdevonischen Alters) herrschen, oder wo große und sehr große Gerölle krystallinen Kalksteins nicht gar selten sind; letztere findet man gerade in diesem Konglomerat besonders häufig, und zwar in der ganzen, 14 km betragenden Länge seines Ausstriches von Merzdorf über Thomasdorf bis Alt-Reichenau. Von sonstigen Geröllen sei noch erwähnt, daß auch sog. »Variolit« und roter, grobkörniger, nordischen Graniten ähnlicher Granit gelegentlich vorkommen. Dies »Grobe Konglomerat« hat eine Mächtigkeit von wohl über 1000 m. Die Verkittung der Gerölle ist verschieden fest und ebenso ist die Mächtigkeit der festeren Bänke verschieden. Dementsprechend wechseln quer zum Streichen schroffe und mildere, mächtige und niedrigere Geländestufen und zwischenliegende Hohlkanten, Furchen oder Täler miteinander in bunter Reihe ab; auch im Streichen bleibt sich das Verhalten der einzelnen Bänke nicht gleich, sondern sie schwellen in ihrer orographischen Bedeutung an und ab und werden dann von anderen Bänken abgelöst; mehrfach kann man aber doch dieselbe Stufe oder Rippe auf 2 und mehr km Länge ununterbrochen verfolgen. Nicht selten kommt es aber auch vor, daß die Furchen ausgeprägter und leichter und auf längere Strecken zu verfolgen sind als die Rippen. Indem man aber die Leitlinien von diesen beiderlei Geländeformen in der Karte einträgt (denn aus den Höhenlinien sind sie nur teilweise abzulesen!), erhält man ein ausgezeichnetes Bild über den sonst sehr viel weniger klar zum Ausdruck gelangenden Schichtenverlauf und Gebirgsbau und kann das fast halbkreisförmig umlaufende Schichtenstreichen sofort in die Augen springen lassen. So ergab sich auch, wie ich schon im Bericht für 1910 hervorgehoben habe, daß alle die in konzen-

trischen Halbkreisen verlaufenden Schichten ihren nördlichsten Punkt auf dem Meridian von Thomasdorf haben. So ergab sich aber ferner auch, daß keine Verwerfung von einiger Bedeutung unser Halbringsystem durchsetzt, außer — vielleicht — einer hercynischen, auf die man eventl. im Dorfe Ober-Hohenhelmsdorf eine — nicht ganz deutliche — Verschiebung mehrerer Geländestufen zurückzuführen hätte.

4) Das nächstfolgende Schichtenglied des Culms (cg1β) ist ein in der unteren Hälfte graues, in der oberen meist rotes, im Westen aber ebenfalls graues Konglomerat von oft auch noch beträchtlicher Größe der Gerölle (bis über 1 dm), aber doch kaum noch mit Riesengeröllen, dagegen öfter mit Zwischenlagen von Grauwacken, ja selbst von tonigen Sandsteinlagen oder sandigen Tonschichten. Infolge dieser Wechsellagerung ist auch hier in den Geländeformen ein Stufenbau und der halbkreisförmige Verlauf der Stufen ausgezeichnet über das Blatt hin zu verfolgen, zumal viele Konglomeratbänke als Felsriffe hervorzutreten lieben (besonders schön die Rabensteine bei Wernersdorf). Die Zusammensetzung dieser Konglomerate ist anscheinend noch bunter als die der vorigen Stufe, sie sind darum als »polygene Konglomerate« bezeichnet worden. Besonders häufig findet man hier auch Quarz, Kieselschiefer, variolitische Adinolen (Dathes »Variolite«), rötliche Granite, rötliche Gneise, auch Granitporphyre; dagegen fallen Kalksteine und die oben als fraglich oberdevonisch bezeichneten Grauwacken nicht mehr auf oder sind wenigstens viel seltener. Calamiten, Lepidodendren und Stigmarien in mangelhaften Resten sind an den Rabensteinen gefunden worden. Die Mächtigkeit dieses Schichtengliedes beträgt über 1000 m, in der südwestlichen Blattecke allerdings viel weniger, vielleicht nur 250 m. Die Bergrücken, die es bildet, ragen nirgends imponierend empor, bleiben im Gegenteil zwischen den Rücken der älteren und der nächst folgenden Stufe zurück, ja bilden so insgesamt nur eine Längstal; eine lange Strecke dieses Tales wird vom Boberle durchflossen, eine andere lange Strecke birgt das Dorf Gießmannsdorf in sich.

5a) Es folgt nunmehr das in meinem Bericht für 1910 schon kurz geschilderte sekundär bunte, breccienhaft-stückige,

meist nur vereinzelt wohlgerundete Gerölle einschließende Konglomerat des Buch- und Beutenbergs, Kreglers, Rahmen- und Heidelbergs (cg1,); zur Bildung solcher klotzigen, besonders hoch aufsteigenden, ihre Umgebung auffällig überragenden Berge ist es durch seine massige oder wenigstens nur undeutlich gebankte Struktur und durch sein kieseliges oder festes (braun- oder rot-) eisenschüssiges Bindemittel besonders befähigt, und eben darum liefert es auch ungemein viele große Blöcke, die die Abhänge weithin überschottern. In einem Straßenschotterbruch am Ostabhange des Kreglers fand ich in dieser bunten Breccie ein Stammstück von *Lepidodendron Veltheimi* mit einer ausgezeichneten *Ulodendron*-Narbe. Auch sonst findet man nicht selten groben Häcksel von Calamiten und Lepidodendren, übrigens stets in Rot- (oder Braun-)eisenmulm umgewandelt. Die Mächtigkeit dieser Stufe beträgt am Beutenberg und Kregler bei 1200—1600 m Ausstrichbreite und 40—55° Einfallen wohl weit über 1000 m; in der südwestlichen Blattecke (in der Umgebung der Honigbaude) nimmt auch sie, wie die des vorhergehenden Gliedes, sehr stark ab.

5b) Nach O hingegen verliert die »bunte Breccie« ihre besondere Beschaffenheit und geht, ohne Wechsel in der Gesamtmächtigkeit, in gewöhnliches graues Konglomerat über, das von dem der Stufe 2a) und 4) nicht mehr unterschieden werden kann, oder höchstens etwas reichlicher Zwischenlagen von Schieferton und mildem Sandstein enthält. Der Übergang vollzieht sich in einigen Horizonten schneller als in anderen, so daß man auch von auskeilender Wechsellagerung zwischen bunter Breccie und grauem Konglomerat reden kann; jedenfalls findet er im wesentlichen zwischen den beiden Nord-Südtälern des Kalten Floßes und des Gießbaches statt, wo der Rahmen- und Heidelberg die letzten, östlichsten, Breccienberge darstellen. Nebenbei bemerkt tritt nach allem Anschein auch in dem grauen (»polygenen«) Konglomerat der Stufe 4) örtlich eine eisenschüssige Verkittung und ein Übergang in »bunte Breccie« ein (nördlich bei Wernersdorf). — Sobald die bunte Breccie in »graues Konglomerat« überzugehen beginnt, verliert sie auch die Massigkeit ihrer Bergformen und den Mangel an feinerer Gliederung

und es tritt jene Modellierung des Geländes in Rippen oder Bergkanten und Stufen mit zwischenliegenden Hohlkehlen oder Furchen ein, die schon bei den beiden vorausgehenden Stufen als bemerkenswerte Eigentümlichkeit zu erwähnen war. Es tritt aber innerhalb dieser Zone (d. h. also in der streichenden Fortsetzung der »bunten Breccie«) gegen SO hin eine Neigung des »grauen Konglomerates« hervor, seine graue Farbe zu verlieren und eine hellrostige anzunehmen. In solcher Beschaffenheit, oft nur noch als rostiger kiesiger Sand ausgebildet, setzt es bis in die äußerste Südostecke des Blattes und darüber hinaus fort. — Wahrscheinlich gehört auf dem Blatte Freiburg derselben Stufe das buntfleckige Gestein des Engelberges an.

6) Die oberste Stufe des Culms, die man vielleicht als Oberculm absondern kann, nimmt den noch übrigen Süd-Teil des Blattes ein. Sie besteht vorwiegend aus milden tonigen Sandsteinen und sandigen Tonen mit nur vereinzelten, aber nicht seltenen flachen Linsen oder langgestreckten Lagern kleinstückiger Konglomerate, die aber zuweilen noch als ganz ansehnliche Felsrippen, kahl oder bewaldet, aus dem im übrigen sanftwelligen, niedrigen, dem Feldbau dienenden und reich besiedelten Gelände emporragen. Daß ich an der Basis dieser Zone beim Wasserwerk Ruhbank eine marine Fauna gefunden habe, habe ich schon im Bericht für 1910 erwähnt; die weitere Ausbeutung dieses Fundortes, die ich Herrn W. Zimmer zu Löwenberg verdanke, ergab nach den inzwischen erfolgten Bestimmungen des Herrn Zimmermann II unter anderem folgende — für die Visé-Stufe sprechende — Fossilien:

Productus semireticulatus Mart. (sehr häufig),
» *pustulosus* Phil.,
» *hemisphaericus* Sow.,
» cf. *giganteus* Mart.,
Fenestella plebeja M'Coy, 2 Ex.,
Aviculopecten Mecki Kon.,
» *reticulatus* Kon., 2 Ex.,
» *anisotus* Phil.,

Aviculopecten proteus Kon., 2 Ex.,
Crenipecten sp.,
Pecten (Streblopteria) pleurophorus Kon.,
Leiopteria laminosa Phil.,
Carbonicola ovalis Mart.,
Edmondia corrugata Kon.,
» cf. *elegantula* Kon.,
» *selecta* Kon.,
» *sublamellosa* Kon.,
» *subtornacensis* Tornq.,
» *unioformis* Phil.,
» *rugata* Kon.,
Myalina Redesdalensis Hind,
Modiola sp.,
Parallelodon divisus M'Coy,
Protoschizodus sp.,
Pinna sp.,
Sanguinolites cf. *apertus* Kon.,
mehrere Gasteropoden und Ostracoden.

Ebenfalls ganz nahe der Liegendgrenze dieser Stufe liegen aber auch jene mit Stigmariatonen verbundenen, also autochthonen, dünnen Steinkohlenflöze, die man in den Gruben »Antonie im Walde«, »Aurelie« und »Johannes« westlich von Krausendorf auszubeuten versucht und am Nordostfuß des Wacheberges bei Ober-Merzdorf angeschürft hat. Die Lage eines bei Vogelsdorf angeblich erschürften Kohlenbestegs ist mir nicht bekannt geworden. Die Mächtigkeit dieser Stufe, oder genauer: nur des auf unser Blatt entfallenden Hauptteils, beträgt bei 3500 m Ausstrichbreite entlang dem Thomasdorf-Ruhbanker Meridian und bei zwischen 28—60° wechselndem, im Durchschnitt wohl 40° betragendem Einfallen etwa 3000 m, die des auf Blatt Landeshut entfallenden obersten Teils auch noch gegen 500 m. — Meine Auffassung von diesen hohen Mächtigkeitzahlen habe ich in dem Bericht für 1910 mitgeteilt.

Zimmermann I. Mesovulkanische Ernptivgesteinsgänge. Blatt Ruhbank und Bolkenhain.

An Eruptivgesteinen treten außer den schon vorn besprochenen Diabasen und Keratophyren, die man als paläovulkanisch bezeichnen muß, auch mesovulkanische Gesteine auf, meist aber nur als schmale und kurze, z. T. sogar als winzige Gänge, eines aber auch als ein mächtiger Stock. — Auf Blatt Bolkenhain haben sich solche Gänge nur in der nächsten Umgebung der Stadt Bolkenhain gefunden, und auch da nur spärlich, sowohl in Grünschiefer, wie in hellgrauem Tonschiefer und in Kieselschiefer; und zwar sind es stets winzige Gänge von weißlichem bis hellrötlichem Felsitporphyr, anscheinend immer von ungefähr meridionaler Richtung. — Auf Blatt Ruhbank zieht sich ein ganzer Gangzug solcher Gesteine in ostwestlicher Richtung von Thomasdorf über Hohenhelmsdorf und Folgenau bis an den östlichen Blattrand fort und findet dann auf Blatt Freiburg auch noch sehr viel weiter über Krähendörfel hin seine Fortsetzung. Er begleitet — wenigstens auf unserm Blatte — recht genau die große Thomasdorf-Oberbaumgartener Verwerfung: einzelne Gangstücke setzen direkt in der Verwerfungsspalte auf, die Mehrzahl nur 50—600 m davon nach Süd hin entfernt, alle also im Culm. Sie bestehen aber nicht alle aus demselben Gestein, vielmehr die westlichen Gangstücke (zwischen Thomasdorf und Hohenhelmsdorf) und ebenso wieder die östlichen (südlich von Oberbaumgarten) aus Felsitporphyr, die mittleren Gangstücke (von Ober-Hohenhelmsdorf über Hohenhelmsdorf bis Folgenau) aus einem 1—4 m mächtigen grüngrauen dichten, melaphyrähnlichen Orthophyr. Endlich setzt am Ringelbach bei Thomasdorf noch ein Kersantit auf, der teils reich an großen Biotitblättchen, teils dicht, basaltähnlich schwarz und olivinführend ist. Abseits von diesem Gangzug finden sich noch ein paar zerstreute Gängchen von Felsitporphyr und von Kersantit bei Ober-Kunzendorf, im Krausendorfer und im Merzdorfer Wald, in letzterem auch ein kleiner Porphyrstock, ein Melaphyrgang endlich noch bei Wittgendorf.

Porphyrstock des Sattelwaldes. Blatt Ruhbank.

Von besonderer Bedeutung ist aber durch seine räumliche Ausdehnung (über fast 3 qkm) und seine tektonische Erscheinungsform der Porphyrstock des alle übrigen Berge unseres Gebietes

überragenden, 779 m hohen Sattelwaldes, von dem der größte Teil auf das Blatt Ruhbank, ein kleiner Teil im Osten auf das schon veröffentlichte Blatt Freiburg[1]) entfällt. Dieser Porphyr bildet im großen ganzen eine geschlossene Masse von fast kreisförmiger, schwach elliptischer Gestalt, deren größerer, etwa 2200 m langer Durchmesser meridional gerichtet ist und — was für spätere Angaben hervorzuheben wichtig ist — etwa 350 m westlich vom Ostrande des Blattes Ruhbank verläuft. Der Umriß ist indessen nur im SW-Quadranten glatt, in den drei übrigen Quadranten aber zeigt er tiefgehende Einstülpungen oder weite Abzweigungen, in denen er sich mit dem umgebenden Culm sehr unregelmäßig verzahnt; und zwar sind diese — selbst wieder recht unregelmäßigen breiten oder schmalen — Abzweigungen teils echte Quergänge, teils verlaufen sie mehr oder minder parallel dem Schichtenstreichen. Die bedeutendste dieser Abzweigungen, die 1600 m weit den Kern und Kamm des vom Nordende des Längsdurchmessers ausgehenden, nach NW sich im Schichtenstreichen vorstreckenden Kieferrückens bildet, ist an ihrer Wurzel gegen 500 m breit, an ihrer Nordwestspitze nur noch ein paar Meter. — Bezüglich der Einfügung dieses Stockes in die Sedimente dürfte folgendes Verhalten nach den Kartierungsergebnissen anzunehmen sein: Der Stock setzt auf in den grauen und roten Konglomeraten der oben mit 4) und 5b) bezeichneten Glieder des Culms und zwar so, daß er — wenigstens auf dem daraufhin beststudierten Blatte Ruhbank — ihre von NW her geradlinig in parallelen Bändern auf ihn zukommende Schichten, deren Verlauf durch die oben besprochenen Bergrücken, -kanten oder -furchen bezeichnet und ziemlich gut zu verfolgen ist, glatt abschneidet, während diejenigen Schichten, denen er nicht mehr im Wege steht, also die liegendsten und hangendsten eines gewissen Schichtenbündels, nördlich und südlich an ihm wie Tangenten zunächst ein Stück weit glatt vorbeiziehen; etwa da aber, wo diese Schichten die nördliche und südliche Verlängerung der oben bezeichneten Längsachse des Stockes erreichen und überschreiten, verlassen sie ziemlich plötzlich ihr

[1]) Hier ist auch über Gesteinsbeschaffenheit und Zusammensetzung Näheres zu ersehen.

südöstliches Streichen und schwenken nach Nordosten um! Dies auffällige Verhalten setzt sich auch in den tieferen wie in den höheren Schichten in der weiteren Verlängerung der genannten Achse fort und läßt sich z. B. im »Groben Konglomerat« (Stufe 3) nordwärts bis über Alt-Reichenau hinaus, — in den Stufen 5b und 6 südwärts (auf Blatt Landeshut und Waldenburg) bis über Gaablau hinaus, hier gerade besonders gut, feststellen, und selbst die Waldenburger Schichten des Obercarbons machen noch diesen auffälligen Knick mit, der so die Veranlassung oder geradezu das innere Wesen des altbekannten »Gaablauer Culmvorsprunges« darstellt! Innerhalb dieses »Vorsprunges«, also im Süden des Stockes, findet der geschilderte große Knick im Schichtenstreichen unter Mitwirkung von Verwerfungen statt, nämlich jener Spalten, auf denen die ehemals abgebauten, kupfer- und silbererzhaltigen Schwerspatgänge aufsetzen und von denen ein letzter, nördlichster, schwerspatführender Ausläufer auch noch in Abteilung 43 des Sattelwaldforstes sich ein Stück weit als SW-Grenze des Porphyrstockes betätigt. Im Norden dieses Stockes aber, auf Blatt Ruhbank und Freiburg, wo die ganze Erscheinung überhaupt weniger ausgeprägt ist, haben sich solche Spalten bisher nicht nachweisen lassen. — Von anderen auffälligen Erscheinungen, die vielleicht mit dem Empordringen des Stockes in Verbindung zu bringen sind, ist ferner die von mir schon in der Erläuterung zu Blatt Freiburg erwähnte, aus den von Dathe eingetragenen Streich- und Fallzeichen zwischen Sattelwald, Lerchenberg und Liebersdorf zu entnehmende flache Mulde auf der Südostseite des Stockes, und endlich das verkehrte Schichteneinfallen (nach NO, statt nach SW) zwischen Gaablau und Wittgendorf (Blatt Landeshut) im Südwesten des Stocks zu nennen, welches ich nicht mit einer Schichtenfaltung, sondern mit einer Aufrichtung der Schichten bis zur Überkippung erkläre. — Eine gewisse Ähnlichkeit mit den Verhältnissen bei der Intrusion des benachbarten Hochwaldporphyrs, die die bekannten beiden Steinkohlenmulden des Waldenburger Reviers erzeugt hat, ist also vorhanden, aber eben doch nur eine gewisse; eine große Übereinstimmung aber besteht darin, daß beide Porphyrstöcke

ebensowenig die petrographische Ausbildung als Tiefengestein, wie einen Kontakthof um sich herum besitzen, wie er doch an viel kleineren Granitstöcken, z. B. an dem thüringischen Hennberggranit, so schön ausgebildet ist.

Zimmermann I, Alter der großen O-W-Verwerfungen. Blatt Ruhbank.

Das Obercarbon greift vom Blatte Landeshut aus nicht mehr auf Blatt Ruhbank über und fehlt samt dem Culm auf Blatt Bolkenhain. Das Rotliegende des Würgsdorfer und des Wolmsdorfer Beckens liegt vielmehr unmittelbar — und natürlich diskordant — auf dem alten Schiefergebirge auf; auch besitzt es in seiner besonderen Schichtenfolge keine enge Verwandtschaft zu dem Rotliegenden der Mittelsudetischen Mulde, das sich dem Carbon auflegt. Demnach scheint der Halbendorfer Grünschieferhorst schon von der frühen Carbonzeit ab eine wichtige Grenzscheide zwischen der Mittel- und der Nordsudetischen Mulde gebildet zu haben; diese Grenzscheide muß wohl bis in die Oberrotliegendzeit wirksam gewesen sein, dann aber allerdings vielleicht ihre Bedeutung verloren haben, wie die nahe Übereinstimmung des Zechsteins, des Buntsandsteins und der Oberkreide in beiden Mulden beweist. Aus diesen Verhältnissen darf man wohl den Schluß ableiten, daß die Thomasdorfer (südliche) Randspalte des Halbendorfer Horstes schon präculmisch und die Halbendorfer (nördliche) Randspalte früh- oder präpermisch angelegt ist; wie aber dann letztere sicher nach der Rotliegendzeit weitergebildet worden ist, so ist es erstere in postculmischer Zeit und sie ist auch von mesovulkanischen Eruptivgängen teilweise benutzt worden.

Rotliegendes. Blatt Ruhbank und Bolkenhain.

Das Rotliegende beider Blätter gehört zwei gegenwärtig durch einen hercynischen Halbhorst getrennten Becken an; nur das Würgsdorfer Becken gehört in mein besonderes Aufnahmegebiet. In diesem bildet das Rotliegende offenbar nur eine wenig mächtige Decke auf dem Beckenboden und ist hier nur mit einem einzigen Schichtenglied ausgebildet, das dem »Unteren Konglomerat« des Wolmsdorfer Beckens entspricht (vergl. Erläuterungen zu Blatt Freiburg und W. Haack's nachstehenden Aufnahmebericht). Es besteht aus dunkelroten sandigen Tonen und tonigen Sandsteinen mit dünnen Schmitzen und Lagen von ebenso gefärbtem, wenig abgerolltem Konglomerat und hat bestimmbare Fossilien

nicht geliefert. Seine Lagerung ist fast horizontal oder flach nach der Beckenmitte zu geneigt, nur an der Würgsdorfer Verwerfung ist es stellenweise (aber nicht durchgehend) steiler aufgerichtet. Es tritt aber nur an wenigen Stellen frei zutage, meist ist es von Diluvium überdeckt, schimmert indeß vermöge seiner roten Farbe oft genug durch dieses hindurch. Einen schönen Aufschluß bietet jetzt der Bahneinschnitt bei Neuwürgsdorf, wo es vorher so stark unter Gehängeschutt und Geschiebelehm verdeckt lag, daß man ohne jenen Einschnitt seine dortige Anwesenheit kaum vermuten würde. Das zweite Schichtenglied des Wolmsdorfer Beckens, ein z. T. schön pisolithischer hellroter Porphyrtuff, ist im Würgsdorfer Becken nur in einem einzigen, vom Hauptgebiet abgetrennten winzigen Rest südlich vom Westende Ober-Würgsdorfs erhalten geblieben, wo es unmittelbar, ohne das erste Glied, auf Grünschiefer zu liegen scheint.

Zimmermann I, Diluvium, präglaziales. Blätter Ruhbank und Bolkenhain.

Das älteste Glied des Diluviums dürfte ein einheimischer Kies sein, der in 30 und mehr Meter Tiefe unter der Sohle des heutigen Bober- und Lässigtales durch die Bohrungen des Wasserwerks Waldenburg bei Ruhbank und Merzdorf zutage gebracht wurde. Er lag noch unter Becken-(Bänder-)ton und ist also wohl präglazial. Da er an den genannten Stellen z. T. bis zu einer absoluten Höhe von 375,36 m hinabreicht, die felsige Sohle des heutigen Bobertales in der engen Kupferberger Schlucht sogar 3 km unterhalb Ruhbanks aber erst etwa die 400 m-Kurve anschneidet und in allen anderen Ausgängen (Pässen) aus dem Bobertale heraus der prädiluviale Boden noch höhere Lage besitzt, so ist zurzeit nicht mehr zu ersehen, wohin jener präglaziale Bober überhaupt seinen Abfluß gehabt hat, falls man nicht ganz jugendliche, örtlich verschiedene Höhenänderungen annehmen will.

Glaziales Diluvium. Blätter Ruhbank und Bolkenhain.

Ähnliche Schwierigkeiten machen sich auch bei dem glazialen Diluvium der beiden Blätter geltend, sei es, daß man die einzelnen Vorkommen unter sich, sei es, daß man sie mit gleichzeitigen aus anderen Teilen Deutschlands vergleicht.

Geschiebelehm, mit mehr oder minder viel einheimischem Material (darunter auch Braunkohle-Ligniten) neben nordischem, ist in dem flachen und niedrigen Gelände bei Bolkenhain und Würgs-

dorf und ebenso wieder im Bobertale bei Merzdorf verbreitet, aber auch noch auf den umgebenden Höhen, z. B. bis 420 m in der Kolige zwischen Würgsdorf und Oberbaumgarten; meist ist er freilich unter einer Hülle des nachher zu besprechenden merkwürdigen — nämlich auch über flaches Gelände sich weithin ausbreitenden — lehmig-tonigen Gehängeschuttes verborgen. Gute Aufschlüsse bieten die Ziegeleigruben südöstlich bei der Stadt Bolkenhain (320—340 m über NN), in denen auch Bernstein gefunden ist; eine Kiesgrube in 380 m Höhe östlich vom Südende Würgsdorfs, wo der Geschiebelehm in 1,5—2 m Mächtigkeit ausnahmsweise einmal über (nicht wie sonst: unter) glazialem Kies liegt; ferner die Langesche Ziegeleigrube bei Bahnhof Merzdorf in 425 m Höhe und die Rudelstädter Ziegeleigrube (schon auf Blatt Kupferberg) in 410 m Höhe; geschliffene und geschrammte Blöcke, darunter solche von Kauffunger Kalkstein, sind namentlich in letzterer Grube häufig, aber auch in der Lange'schen Grube und bei der Stadt Bolkenhain gefunden. Ein ausgezeichneter dunkelgrauer Geschiebelehm mit geschrammten Granitblöcken war auch auf dem Thomasdorfer Paß auf der Sohle des dortigen tiefen Eisenbahneinschnitts bei Gelegenheit von dessen Verbreiterung in etwa 470 m Höhe bloßgelegt. In den drei genannten Ziegeleigruben liegt der Geschiebelehm auf grauem Bänderton auf. Derselbe Bänderton war auch in den oben genannten Waldenburger Bohrungen unter dem Boberalluvium, oberhalb des präglazialen Kieses, in Mächtigkeiten bis zu 20 m aufgeschlossen; ob aber sein nächstes Hangendes auch hier noch Geschiebelehm bildete oder ob die Steinführung des hangenden Tones anders zu deuten ist, muß vorläufig dahingestellt bleiben.

Häufiger aufgeschlossen sind Kiese und Sande mit nordischem Material (und bryozoenreichen Feuersteinen), die man für glaziale Schmelzwasserabsätze ansehen muß. Sie sind gut geschichtet und wechseln mit einander ab, wobei von Aufschluß zu Aufschluß das Mengenverhältnis von Sand zu Kies sehr — und anscheinend regellos — wechselt; ebenso ist die Beteiligung einheimischen Materials verschieden. Unter letzterem scheint Quadersandstein zu fehlen; Basalt wurde am Heidelberg südwestlich von Hohendorf

(Blatt Bolkenhain) mehrfach getroffen. Häufig ist Pisoliththuff aus dem Rotliegenden des Wolmsdorfer Beckens, so z. B. bei Heinzenwald und Niederkunzendorf (während er in dem zwischenliegenden Kies- und Sand-Vorkommen am Bahnhof Thomasdorf nicht beobachtet wurde), ferner sehr reichlich und in großen Blöcken in der Kiesgrube an der Straße Giesmannsdorf-Wittgendorf, wie er auch bei Alt-Reichenau sich fand (vergl. Erl. zu Blatt Freiburg). — Wie schon angedeutet, liegt der Kies und Sand meistens über dem Geschiebelehm und setzt sich in deutlicher Stufe gegen diesen ab, bildet aber nirgends auffällig aufgesetzte Kuppen, sondern eher eine Art Terrassen. Das ist auch da der Fall, wo er ohne Geschiebelehm unmittelbar auf älterem Gebirge liegt. — Die Höhenlage der einzelnen Vorkommen ist ebenfalls recht verschieden: Auf Blatt Bolkenhain liegt Kies bei Schweinhaus in 360 m; ostnordöstlich von Hohendorf in 370 m, am Heidelberg beim Hohendorfer ehemaligen Wirtshaus zum Feldschlößchen in 400—410 m, auf Blatt Ruhbank bei Heinzenwald in 460, bei Thomasdorf im und am Bahneinschnitt in 460—480 m; bei Nieder-Kunzendorf in 490—510 m, am Kirchhof von Nimmersatt (schon auf Blatt Kauffung) in 480 m; bei Bahnhof Merzdorf und Rudelstadt in 430 m, an der Unterführung des Nieder-Merzdorf—Nieder-Kunzendorfer Verbindungswegs unter der Eisenbahn bei km 34,0 in etwa 450 m (hier war vorübergehend eine Art Blockpackung aufgeschlossen!), bei Neu-Wernersdorf in 470 m; nördlich vom Ostende von Giesmannsdorf und am oberen Ende von Neu-Reichenau in 500—520 m (!), am Wege von Giesmannsdorf nach Wittgendorf in 500 m; bei Hartmannsdorf im Bobertale mehrfach in 450—455 m, bei Ober-Merzdorf östlich in 460, westlich in 435 m Höhe. Für alle diese Zahlen wurden nur Punkte mit guten Aufschlüssen (meist Kiesgruben) verwendet. Bringt man diese Lager, die offenbar nur die geringen Reste früher viel ausgedehnterer, seitdem aber durch die gerade in unserem Gebiet sehr kräftige Erosion (unsere Flüsse sind amtlich alle als besonders hochwassergefährlich bezeichnet!) zerstörter Ablagerungen sind, mit den heutigen Flußläufen in Beziehung, so ergibt sich die merkwürdige Tatsache, daß sie (oder mindestens viele von ihnen) gleichsinnig mit diesen aufsteigen, den Paß überschreiten (viele

der genannten Vorkommen liegen gerade auf Pässen!) und drüben in einem anderen Tale sich mit diesem wieder abwärts senken! Am klarsten ist dies zu verfolgen von Kolonie Heinzenwald im Neißetal über den Thomasdorfer Paß nach Neu-Wernersdorf und Merzdorf im Krummbach- und Bobertal.

Die so sehr verschiedene Höhenlage des glazialen Diluviums auf den verschiedenen Teilen unserer beiden Blätter wiederholt sich auch bei den einzelnen erratischen Blöcken, ohne daß man berechtigt erscheint, für die tieferen immer Verrutschung anzunehmen: während diese in dem flachen, nur (hier und da) bis 391 m Höhe aufsteigenden Ostteile von Blatt Bolkenhain, nahe dem Gebirgsrande (vergl. den Bericht von W. Haack!) in Höhen über 360 m kaum noch gefunden werden und bei Neu-Würgsdorf auch nur bis 380 m sehr zahlreich sind, auf den nächsten Höhen aber fehlen, steigen sie am Südrande des Würgsdorfer Beckens in der Halbendorfer Schlucht bis 410 m, in der Kolige am Paß zwischen Würgsdorf und Baumgarten bis 420 m, bei Bahnhof Großhau bis 460 m empor; in der engen Schlucht von Alt-Röhrsdorf liegt ein gewaltiger Granitblock von 2,4 × 1,6 × 1 m Durchmesser bei 445 m Höhe im Bachbett, also wohl schon wieder etwas tiefer als ursprünglich; eine ganze Schaar von $^1/_3$—$^1/_2$ m großen nordischen Blöcken liegt ferner unweit westlich dieses Blockes an der südlichen Talwand in 490 m Höhe; auf Blatt Ruhbank wird vom höchsten Block, einem 7 × 8 × 10 dm großen Biotitgneiß in einer Schlucht nördlich von Giesmannsdorf, die Höhe von 555 m[1]) erreicht; ein großer Gneisblock von 1,45 × 0,55 × 0,3 m Durchmesser liegt endlich an der Straße von Neu-Röhrsdorf nach Seitendorf sogar in 565 m Höhe! Das sind Höhen, die den sonst noch für nordisches Material in Schlesien bekannten höchsten Höhen

[1]) Noch etwas höher als dieser Block liegen in derselben und einer benachbarten Schlucht ebenso große gerundete Quarzblöcke, die ich aber für einheimisch und für ausgewitterte ehemalige Gerölle des »Groben Konglomerats« des Culms halte, in dessen Gebiet sie ja auch heute noch liegen. Anstehend findet sich solcher Gangquarz, gewaltige Blöcke bildend, unter anderem am Wiesauer Kalkhaus auf Blatt Bolkenhain. Für die genannten Granitblöcke aber zweifele ich nicht an ihrer nordischen Herkunft und ihrer glazialen Herbeischaffung.

(Sattelwald, Gottesberg, Heidelberg bei Wüstewaltersdorf) gleichstehen!

Bei einer Anzahl diluvialer Bildungen unseres Gebietes ist die glaziale Entstehung zweifelhaft. So wird an mehreren Stellen auf Blatt Ruhbank, nämlich in Kiesgruben bei Rudelstadt und bei Hartmannsdorf, reiner sandiger Kies des vorhin besprochenen glazialen Horizontes, mit normaler horizontaler Lage seiner Gerölle, von einer lehmig schmutzigen, $1^1/_2$ m mächtigen Kiesschicht überlagert, in der im Gegensatz zur Unterlage, die flachen oder langgestreckten Gerölle senkrecht, auf einer Kante oder gar einer Spitze, stehen und in der sich außerdem manchmal scharf umgrenzte, bis über $^1/_2$ m große Nester oder Taschen von Geschiebelehm typischer Struktur finden; die Grenzlinie beider Kieslagen ist scharf, aber ganz unauffällig. Eine Erklärung dieser Erscheinungen ist mir bisher nicht gelungen. Wollte man hier an Gürich's »Taschenlehm« denken, den ich aber nicht aus eigener Anschauung kenne, und wie diesen so auch unseren Kies als eine größtenteils ausgewaschene Grundmoräne ansehen, so würde die enge Packung und aufrechte Stellung der Gerölle doch noch unklar sein, außerdem würde man dann damit einen zweiten Geschiebelehmhorizont aufstellen, da ja für den darunter liegenden Kies, wenigstens bei dem Rudelstädter Vorkommen, sicher ist, daß er auch selbst wieder von Geschiebelehm unterteuft wird! Ein zweiter Geschiebelehmhorizont ist aber für diesen Teil Schlesiens anderwärts noch nicht unzweideutig nachgewiesen, und um seine Annahme zu vermeiden, müßte man die andere Annahme machen, daß es sich um die Erzeugnisse zweier auf verschiedenen Wegen eingedrungener, aber nicht gleichzeitig am selben bestimmten Punkte eingetroffener Zungen desselben Inlandeises handele, — eine Annahme, die plausibel, aber doch noch nicht als richtig erwiesen ist. Die andere Deutung, an die man denken könnte, nämlich als Gehängelehm und Aufrichtung der Gerölle durch Gehängerutschung, begegnet bei den Geländeverhältnissen an beiden Vorkommensgebieten nicht minderen Schwierigkeiten.

Nördlich des Krummbachs bei Nieder-Merzdorf, in dem Winkel, den die beiden Eisenbahnlinien dort machen, trifft man

über dem dortigen vorwiegend aus einheimischem Material bestehenden Kies, der in etwa 10 m Mächtigkeit den Geschiebelehm überlagert, wiederum Geschiebelehm (freilich nicht anstehend aufgeschlossen, sondern auf freiem Feldgelände, also nur nach der Bodenbeschaffenheit bestimmt), aus dem überdies reichlich kleine, sicher nordische Geschiebe vom Regen ausgewaschen sind; vorläufig habe ich dies Gebiet auf der Feldkarte noch als Geschiebelehm dargestellt, obwohl ich mir hier erst recht wieder der Schwierigkeit in der Annahme eines zweiten Geschiebelehmhorizontes bewußt bin. Weiter nach Kunzendorf zu verschwinden die nordischen Geschiebe und die besondere für echten Geschiebelehm bezeichnende Bodenbeschaffenheit und man denkt nur noch an gemischten Verwitterungs- oder Gehängelehm. — Auch über dem mächtigen weißen Glazialsand des Thomasdorfer Bahneinschnittes, der zur Zeit der Kartierung gerade verbreitert und gut aufgeschlossen wurde, liegt, mit haarscharfer Grenze, eine $^3/_4$—1 m mächtige, die Erdoberfläche bildende Bank von geschiebelehmähnlichem Aussehen, ein lehmigtoniges, schwach humoses, zäh zusammenhaltendes, von einzelnen Gesteinsstücken durchsetztes Gestein, in dem nordische Blöcke zu fehlen scheinen oder, falls vorhanden, auch als auf sekundärer Stätte liegend gedeutet werden können.

Zimmermann I. Postglaziales Diluvium. Blätter Ruhbank und Bolkenhain.

Solch zäher steiniger Lehm ist überhaupt auf dem Blatte Ruhbank und Bolkenhain weit verbreitet und bildet hier meist glatte, fast horizontale oder nur ganz flach aufsteigende und dadurch sehr auffällige Verebnungen in dem doch sonst so bergigen oder kurzwelligen Gelände. Wo sich in solcher Ebene eine wenn auch nur sanfte und kleine hügelige Erhebung zeigt, kann man mit großer Wahrscheinlichkeit ein Emportauchen älteren Untergrundes, also »Nunatakr«, erwarten. In vielen Fällen darf man als Unterlage der Verebnung in geringer Tiefe glazialen Lehm oder Kies vermuten. Die schönste Ebene dieser Art ist jene über 1,8 km lange, 400 m breite, in der das Dorf Giesmannsdorf liegt und die man plötzlich mit Verwunderung vor sich sieht, wenn man von Osten her durch die enge Erosionsfurche von Neu-Reichenau aufsteigend den obersten Teil dieser Furche, die »Gurgel« mit ihrem

Glazialkieslager, eben durchschritten hat. Der Schindersberg nördlich der »Gurgel« bildet in dieser Ebene einen deutlichen, allerdings ganz randlich gelegenen Nunatak. Ganz ähnlich ist die Ebene, die sich westlich und südwestlich bei Thomasdorf um den Kirchberg-Nunatak herumzieht und zu der der oben beschriebene steinige Deckenlehm des Bahneinschnitts gehört. Auch zwischen Nimmersatt und dem Oberhof von Oberröhrsdorf, sowie nördlich vom Bärsteinrücken, westlich von Neu-Röhrsdorf, breiten sich sehr große solche Verebnungen aus; auf der letztgenannten ist es, wo der oben als höchstgelegener (565 m) aufgeführte Granitblock liegt. Äußerlich ähneln viele dieser langen Verebnungen mit den beiderseits sie begrenzenden Bergrücken den Tälern mit U-förmigem Querschnitt; doch ist ihr Boden eben nicht felsig, sondern lehmig-steinig. Ich möchte bei diesen Lehmen an schwach verschwemmten Gehängeschutt aus einer Zeit denken, in der noch nicht die scharfe Erosionsarbeit der Gegenwart eingesetzt hatte. — Alter lehmiger oder verlehmter Gehängeschutt ist auch sonst im Gebiet weit verbreitet; er bildet am Fuß vieler Bergabhänge einen allmählichen sanften Übergang in die Talsohlen und ist dabei meist nur auf eine Talseite beschränkt, ohne indes eine auffällige Gesetzmäßigkeit in der einseitigen Verbreitung erkennen zu lassen. Er ist ungeschichtet, die Steinbrocken regellos eingestreut, daher schwer von Geschiebelehm zu unterscheiden. Diese Schwierigkeit zeigt sich z. B. in der Ziegelei-Tongrube an der Chaussee zwischen Hartmannsdorf und Giesmansdorf, wo ich die 4—5 m mächtig aufgeschlossene, im unteren Teile fast steinfreie, geschichtete und bändertonartige, im oberen ungeschichtete steinreiche hellgelbgraue Tonmasse nur deswegen nicht als Geschiebelehm dargestellt habe, weil sie trotz günstiger Lage und trotz eifrigsten langen Suchens nicht ein einziges fremdes oder gar nordisches Gesteinsbröckchen darbot, sondern nur Schutt der nächsten Nachbarschaft, insbesondere »bunte« culmische Breccie des Heidelbergs (in allerdings durchgängig durch Humuswasser gebleichten Stücken).

An geeigneten Stellen, insbesondere in dem breiten flachen Würgsdorfer Becken vor der Mündung von einigen aus den hohen

und steilen Nachbarbergen herabkommenden Seitentälchen, strecken sich diese tonigsteinigen Abschlämmassen von den Ursprungsstellen aus 1—2 km weit in die Ebene vor und nehmen die Gestalt äußerst sanft geneigter Schuttkegel (Deltas) an, die, da unter den herabgeschwemmten Massen auch Gerölle nordischen Granits, Porphyrs u. dergl. vorkommen, zuerst ebenfalls wieder den Eindruck von Geschiebelehm machen können und da, wo sie sich über wirklichen solchen hinweglegen, nur schwierig und willkürlich davon abgegrenzt werden können. Die größten solcher postglazialen Schuttkegel liegen vor den Mündungen der zwei bei Neu-Würgsdorf aus dem Kunzendorfer Grünschiefermassiv austretenden Täler; sie sind hier nur deswegen nicht als alluviale Schuttkegel aufzufassen, weil die geringen Bäche aus diesen Tälern sie gegenwärtig gar nicht mehr zu überströmen die Macht haben. Demgegenüber habe ich einen ebenso großen und ganz ähnlichen Schuttkegel, der sich vor der Hohenhelmsdorfer Schlucht von Halbendorf bis zur Würgsdorfer Kirche erstreckt, als alluvial dargestellt, weil er doch noch gelegentlich in allen Teilen überflutet werden zu können scheint. Der Unterschied ist also kein grundsätzlicher. Kleinere und recht kleine Schuttkegel jungen Alters sind außerdem noch vielfach zu finden; von ihnen möge hier nur auf jene in zwei ostwestlich verlaufenden Reihen zu je 5—6 Stück neben einander angeordneten, durchwegs nach Nord gerichteten hingewiesen werden, von denen sich die eine Reihe an die Hohlkante auf der Halbendorfer Verwerfung zwischen dem Grünschieferhorst des Heinzen- und Halbendorfer Waldes und dem Rotliegenden des Würgsdorfer Beckens, — die andere an die Hohlkante zwischen der Schieferbreccie und dem darüber hochaufragenden »Groben Konglomerat« des Culms beiderseits von Hohenhelmsdorf anschließt.

Auch postglaziale Diluvialterrassen sind an verschiedenen Stellen vorhanden; am deutlichsten und ausgedehntesten ist jene, die auf Blatt Ruhbank die Chaussee Thomasdorf-Bolkenhain entlang der oberen Hälfte des Dorfes Würgsdorf begleitet und nur wenige Meter die heutige Alluvialfläche überragt. Es muß aber hervorgehoben werden, daß in eben diese Alluvialfläche das heutige

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Flußbett selbst wieder in einer ganz engen Rinne bis 6 m tief eingeschnitten ist und man bei örtlichen Verbreiterungen dieser Rinne vor die Frage kommt, ob man nicht lieber bloß sie als Jüngeres Alluvium ansieht, den höheren Talboden aber dem Altalluvium zuweist.

Aus der ganzen vorausgehenden Darstellung des Diluviums geht wohl hervor, wie schwierig bei vielen einzelnen seiner Ablagerungen sei es die genetische Deutung, sei es ihre Altersbestimmung, sei es ihre Abgrenzung auf der Karte ist. Diese Schwierigkeiten beruhen z. T. darauf, daß Tiefe, Verlauf und Abflußrichtung der präglazialen Täler nicht oder unvollkommen bekannt sind, z. T. darauf, daß das nordische Eis in diese Täler sehr weit vordrang, aber nicht als geschlossene Masse, sondern in einzelnen Zungen (in unserem Gebiet mindestens in 3, vielleicht in 5 oder 6 Zungen), daß dadurch ferner verschiedentlich Aufstauungen, Verlegungen der Schmelzwasserabflüsse und Änderungen in der Höhe der örtlichen Erosionsbasis geschaffen wurden, und daß das heutige Abflußsystem überhaupt sich nicht einfach aus dem älteren weiterentwickelt hat; vermutlich haben sogar örtliche Bodenschwankungen noch erheblich mit eingegriffen. Es wird noch mancher Forschungen bedürfen, bis alle diese Umstände aufgeklärt sind, und es kann sein, daß dann auch die Kartendarstellung sich in gewissen Einzelheiten ändern muß.

Herr W. Haack berichtet über die Aufnahme-Ergebnisse aus dem östlichen Rotliegendgebiete des Blattes Bolkenhain (Gr.-A. 73, Nr. 5).

Auf Blatt Bolkenhain lassen sich in der Hauptsache zwei durch einen schmalen SO.-NW. verlaufenden Riegel von paläozoischem Schiefergebirge getrennte Rotliegendgebiete unterscheiden, deren südwestliches den Untergrund des Beckens von Würgsdorf bildet, während das größere östliche Gebiet das hügelige Gelände des Wolmsdorfer Beckens von Nieder-Baumgarten bis zur Talsenke von Langhelwigsdorf und Falkenberg zusammensetzt. Nur auf das letztere, das übrigens durch einen westlichen, noch nicht untersuchten Ausläufer mit dem Rotliegenden der Gegend von

Schönau zusammenhängt, beziehen sich die folgenden kurzen Mitteilungen.

Haack, Rotliegendes. Blatt Bolkenhain.

Das Rotliegende. Von oben nach unten lassen sich unterscheiden:

Das Obere Konglomerat,
Der Schweinhaus-Porphyr nebst zum Teil pisolithischem Porphyrtuff,
Das Untere Konglomerat mit einem dünnen Lager von Porphyr und Porphyrtuff, im Norden vertreten durch eine tonig-sandige Facies,
Arkosekonglomerate und -sandsteine.

Das zuletzt genannte Glied besteht aus meist nicht sehr festen weißlich und violett gefärbten, groben Sandsteinen und Konglomeraten; diese führen an Geröllen ganz überwiegend leidlich gerundete Gangquarze, zwischen denen, wie die obige Gesteinsbezeichnung schon andeutet, mehr oder weniger zersetzte Feldspäte stecken. Porphyrgerölle fehlen bemerkenswerterweise anscheinend ganz. Wohl aber finden sich beinahe butterweich zersetzte, bis walnußgroße, grauviolette Gesteine, die sich vielleicht auf Melaphyrtuffe zurückführen lassen. Schlecht aufgeschlossene rotbraune Letten bilden einige Meter starke Zwischenlagen, die sich im Gelände durch schwache Dellen zu erkennen geben. Diese Arkosestufe findet sich nur südlich und nordwestlich vom Eichberg bei Langhellwigsdorf. Ob sie, wie hier angenommen wird, wirklich das älteste der in der Gegend von Bolkenhain zu unterscheidenden Rotliegendglieder ist, war in dem bisher aufgenommenen Gebiete noch nicht mit Sicherheit zu entscheiden. Dafür spricht jedenfalls, daß nach freundlicher mündlicher Mitteilung des Hrn. Prof. Dr. Kühn die im Städtchen Schönau anstehenden Arkosen von ihm zum Unterrotliegenden gerechnet werden.

Das Untere Konglomerat bildet ein ziemlich wirres Haufwerk von oft wenig abgerollten Ton- und Grünschieferbrocken, Gangquarz, krystallinen Kalken, Diabasmandelstein, gelegentlich auch von sogen. Variolit (dem gleichen Gestein, das ein so charakteristisches Merkmal mancher Konglomerate des Culms auf den Blättern Walden-

burg, Freiburg und Ruhbank darstellt), denen sich ziemlich selten noch kleine Gerölle eines lavendelblauen Quarzporphyrs zugesellen. In der Gegend östlich von Bolkenhain und bei Schweinhaus stehen die festen klotzigen Bänke dieses Konglomerates mehrfach in steilen Felswänden zu Tage, weiter nach Norden aber bei Langhelwigsdorf und südlich Falkenberg nimmt anscheinend die Festigkeit ab, und Aufschlüsse sind recht selten. Der höhere Teil verliert überhaupt bald nördlich von Schweinhaus seinen konglomeratischen Charakter und wird durch eine sandig-tonige Facies vertreten, in der nur noch vereinzelte schwach konglomeratische Lagen vorkommen. Die Farbe dieser Serie ist ebenso wie die des Konglomerates durchweg braun- oder blutrot. Bemerkenswert ist in manchen Lagen ein geringer Kalkgehalt, und an einigen Stellen finden sich auch reine Kalke, die aber leider nicht anstehend zu beobachten waren: weißlich bis schwach rötlichgraue dichte Gesteine mit eigentümlich höckeriger Oberfläche, die bisweilen roten Hornstein führen, von organischen Resten jedoch nichts erkennen lassen. Bei Blumenau wurden sie in alter Zeit mittels Göpeln aus Gruben gewonnen, die jetzt mit Wasser gefüllt sind, in deren Umkreis man aber noch immer Gesteinsbrocken findet.

An der der Burgruine Schweinhaus im NW. gegenüberliegenden waldbedeckten Höhe beginnt ein nur wenige Meter mächtiges Lager eines rötlichen bis schwach grünlichen Quarzporphyrs sich dem Unteren Konglomerat einzuschalten, das weiter im Norden von einem ebenfalls geringmächtigen hellroten Porphyr-Lapillituff abgelöst wird, welcher aus der Gegend von Langhelwigsdorf über Blumenau und Falkenberg bis über den Ostrand des Blattes hinaus zu verfolgen ist.

Der Schweinhaus-Porphyr mit zugehörigem Tuff. Die waldbedeckten Berge des Dreiecks Schweinhaus-Treppe-Fichtenberg werden von einer einheitlichen Porphyrdecke gebildet, die auf der Westseite sich über das vom Unteren Konglomerat und dessen sandig-toniger Facies eingenommene Gelände mit einem Steilabfall erhebt, im O. und SO. unter dem Oberen Konglomerat ver-

schwindet, während sie im übrigen nach S. zu von Porphyrtuff abgelöst wird. Die Mächtigkeit der Decke mag bis zu 70 m betragen. Das Gestein enthält in der violett- bis blaßroten oft fluidal struierten felsitischen Grundmasse etwa hanfkorngroße Krystalle von Quarz und von meist etwas zersetztem Feldspat, der gewöhnlich in größerer Anzahl vorhanden ist als ersterer. Dazu gesellt sich gelegentlich auch in Roteisen verwandelter Biotit. Als hauptsächliche Abänderung sei nur eine helle, wenig feste, vielleicht auf Zersetzung zurückzuführende Ausbildung erwähnt, die z. B. im Steinbruch 350 m nördlich Ruine Schweinhaus eine breite helle Zone innerhalb des normalen Porphyrs einnimmt. Hier mag auch des Schwerspates gedacht werden, der in großblätterigen Trümern und Nestern im zerklüfteten Porphyr nahe dem nördlichen Ende der Decke bei Blumenau auftritt.

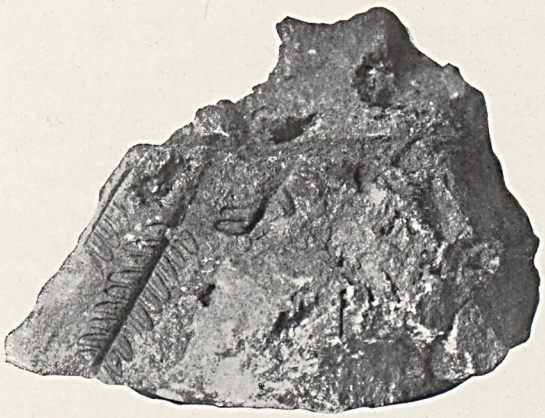
Wie der eben behandelte Porphyr den älteren des Unteren Konglomerates an Verbreitung und Mächtigkeit übertrifft, so auch der ihn im Süden ablösende Tuff den mit jenem vergesellschafteten. Er bildet kein einheitliches Lager, enthält vielmehr ziemlich verschiedenartige Elemente, überall jedoch das auch aus dem Rotliegenden der Mittelsudetischen Mulde bekannte feinkörnige, gut geschichtete Gestein, das wegen seiner erbsengroßen, aus dem gleichen Material bestehenden kugeligen Konkretionen den Namen Pisolithtuff erhielt. Den besten Aufschluß bietet der Bahneinschnitt südöstlich Schweinhaus. Über dem Unteren etwa 10—20° nach O. einfallenden Konglomerat folgen hier zunächst 10,40 m feste, krummschalige, hellrote Schiefertone mit untergeordneten feinkörnigen, etwas kalkhaltigen Sandsteinen. Darauf legen sich 3 m Pisolithtuff, durchweg rot gefärbte, ziemlich feste Bänke, die bis zu $^1/_2$ m stark werden, in Wechsellagerung mit viel weicherem, lettenartigem Material, ebenfalls Pisolithe führend. Ein 5 cm starkes Bänkchen, das solche nur in geringer Anzahl und mangelhafter Ausbildung einschließt, enthält dafür hühnereigroße sehr feste Knollen anscheinend ähnlicher Entstehung. Im Hangenden zeigt der gleiche Einschnitt einen anderen Typus des Porphyrtuffes: 20—25 m klotzigen, fast ungeschichteten, roten, grüngefleckten, festen Aschentuff, der ziem-

lich gleichmäßig in seiner ganzen Masse in etwa apfelgroße Kugeln abgesondert ist, eine Bildung, die im Gegensatz zur vorigen offenbar nicht im Wasser abgesetzt wurde. Die obersten, etwas besser geschichteten Lagen enthalten übrigens wieder einige Pisolithe. An einer Stelle finden sich in diesem Gestein wenig ausgedehnte Linsen von sandsteinähnlichem Krystalltuff, der hauptsächlich aus Feldspat- und Quarzkrystallen zusammengesetzt wird, daneben aber noch kleine Phyllit- und Milchquarzbrocken führt. Das ganze Profil wird abgeschlossen durch das Obere Konglomerat, dessen tiefste Bänke hier noch einigermaßen deutlich aufgeschlossen sind. Bemerkenswert ist, daß an dieser Stelle die ganze Tuffserie nur wenig klastisches Material enthält, während schon 800 m weiter südlich an der Roten Höhe wirkliche Sandsteine eingelagert sind. Wenig nördlich vom Bahneinschnitt, nahe dem Rande der Porphyrdecke, trifft man Platten, die in rotem sandig-tonigem Bindemittel eckige Bimssteinstückchen umschließen. Im SO. des Blattes, bei Nieder-Baumgarten, gewinnt der Krystalltuff an Mächtigkeit: also ziemlich starker Wechsel auf geringe Entfernung!

Das Obere Konglomerat. Das am weitesten verbreitete und zugleich mächtigste Glied des Bolkenhainer Rotliegenden ist das Obere Konglomerat, das jedoch westlich von der großen Porphyrdecke fehlt, möglicherweise hier auch niemals abgelagert gewesen ist. Außerhalb des Verbreitungsgebietes des Porphyrs und des zugehörigen Tuffes, so südlich Falkenberg, legt es sich unmittelbar auf das Untere Konglomerat. Die Ausbildung ist überall recht gleichartig: Bänke ziemlich grobstückiger, polygener Konglomerate, deren Mächtigkeit von einigen Dezimetern bis zu mehreren Metern schwankt, und die seitlich häufig in Sandsteine übergehen, wechseln ab mit rotbraunen, seltener grünen oder violetten Schiefertonen von geringerer Stärke. Der Hauptunterschied gegenüber dem Unteren Konglomerat ist durch das reichliche Vorkommen von Quarzporphyrgeröllen gegeben, die man hierin kaum irgendwo vergeblich sucht. Es sind verschiedene Porphyr-Typen vorhanden, die dem Schweinhausporphyr nahestehen, ohne ihm völlig zu glei-

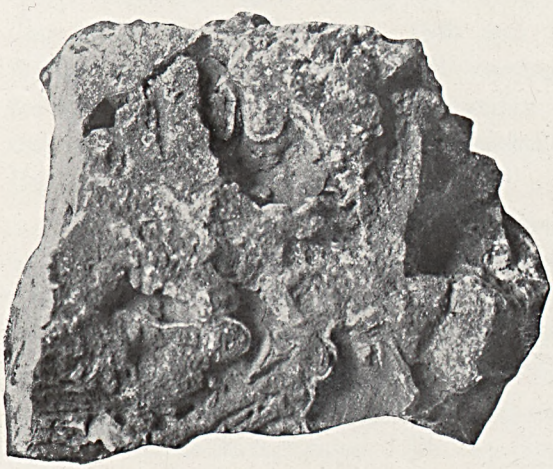
Zu Seite 557 und 558.

Fig. 1.



Pecopteris cf. **paleacea** Zeill. (Nat. Gr.)

Fig. 2.



Kalktuff mit Höhlungen. (Nat. Gr.)

Fig. 3.



Kalkzylinder aus Unterem Konglomerat.
(Querschliff; nat. Gr.)

Fig. 4.



Osteocolla.
(1/4 d. nat. Gr.)

chen. Nächstdem sind sehr häufig Gangquarz- und Kieselschiefergerölle vertreten, nicht selten auch der schon aus dem älteren Konglomerat erwähnte Variolit. Besonders im Gebiet der Forst Wederau finden sich ferner größere Klumpen von rötlichem, grünlichem und gelblichem Achat sowie gelegentlich unvollkommene Amethystdrusen. Da die Festigkeit des Gesteins nicht groß ist, zerfällt es zu einem kiesigen Boden und bildet natürliche Felswände nur am rechten Steilufer der Wütenden Neiße, wo es der Flußerosion unmittelbar ausgesetzt ist.

In dem oben genannten Bahneinschnitt findet sich bei km 19,2 ein interessantes Kalkvorkommen von allerdings sehr geringer Ausdehnung. Das Konglomerat tritt hier in einer kleinen, von der Bahn spießeckig durchschnittenen Scholle auf, die im Unteren Konglomerat eingesenkt liegt. Nahe der westlichen Randverwerfung nun springt in Form kubikmetergroßer Klötze eine zerrissene Kalkbank in seigerer Stellung aus der Nordwand heraus. Es ist ein dunkelgraues, bituminöses Gestein, das bald grobkrystallin entwickelt ist und fast als Anthrakonit bezeichnet werden kann, bald ziemlich dicht und dann von teils unregelmäßigen, teils deutlich röhrenförmigen, häufig mit Kalkspat ausgekleideten Hohlräumen durchzogen. In beiden Fällen bemerkt man einen konzentrisch-schaligen Aufbau, der sich den Formen der Höhlungen anschließt (Fig. 2). Erinnert schon die Struktur an einen rezenten Kalktuff, so noch mehr der Umstand, daß das Gestein zahlreiche Pflanzenreste, Blätter, Stengel und Zweige umschließt und zwar in einer Lagerung, wie wir sie bei jenem zu sehen gewohnt sind. An bestimmbaren Pflanzenresten[1]) sind folgende vorhanden: *Walchia piniformis* (Schloth.) Sternberg, *Pecopteris* cf. *oreopteridia* Brgn. und *Pecopteris* cf. *paleacea* Zeiller (Fig. 1), ferner ein an *Artisia* erinnerndes gekammertes Fossil. Im Gegensatz zu sonstigen Kalkvorkommen im niederschlesisch-böhmischen Rotliegenden fand sich aber keine Spur von tierischen Organismen. Die im Hangenden der Bank folgenden Konglomerate enthalten mehr oder minder gerundete

[1]) Die Bestimmung führte Herr Dr. Gothan aus, wofür ihm auch an dieser Stelle gedankt sei.

Blöcke verschiedener Größen von einem sehr ähnlichen Kalk, der sich nur durch das Fehlen größerer Hohlräume sowie etwas hellere Farbe unterscheidet, im übrigen aber auch Pflanzenreste führt. Man geht wohl nicht fehl, wenn man sie als Zerstörungsprodukte eines gleichartigen benachbarten Kalklagers ansieht.

Es sei hier kurz darauf hingewiesen, daß ähnliche Ablagerungen in der Krakauer Gegend angetroffen werden, worauf mich Herr Dr. GOTHAN freundlichst aufmerksam machte. Es sind das die ebenfalls dem Rotliegenden zugerechneten Kalke von Karniowice und Philipowice, die außer Annularien und Sphenophyllen sowie *Taeniopteris*- und *Neuropteris*-Arten ebenfalls *Pecopteris*-Formen einschließen, aber anscheinend keine Walchien[1]). Nach den in der Sammlung der Kgl. Geologischen Landesanstalt aufbewahrten Stücken scheint ihnen auch die konzentrisch-schalige Struktur zu fehlen.

Noch in einer anderen Form tritt Kalk in den Konglomeraten auf und zwar sowohl im Unteren wie im Oberen. In den Konglomeratbänken selbst nämlich oder in konglomeratischen Sandsteinen finden sich etwa zweifingerdicke zylindrische Körper, deren Länge, da man gewöhnlich nur einzelne Bruchstücke zu Gesicht bekommt, selten festzustellen ist. Bei km 18,1 der mehrfach genannten Eisenbahn war jedoch einmal auf der Schichtfläche eines konglomeratischen Sandsteins ein solcher von 75 cm Länge zu beobachten, und das eine Ende deutete darauf hin, daß dies noch nicht die ganze Größe darstellte (Fig. 4). Der sonst rote Sandstein ist in der nahen Umgebung des Körpers grün gefärbt. Er selbst ist in mehreren Richtungen schwach gekrümmt und der Querschnitt ist nicht rein kreisförmig, sondern teils mehr elliptisch, teils nach einer Seite etwas ausgezogen. Die Oberfläche ist durch anhaftende Sandkörner rauh. Fast stets zeigt der Kalk schon makroskopisch erkennbare konzentrische Struktur: Lagen hellgrauen, dichten Kalkes wechseln ab mit dünnerem, kleinkrystallinischem, von dem häufig auch eine kleine Partie im Zentrum ausgefüllt wird (Fig. 3).

[1]) F. ROEMER, Geologie von Oberschlesien. Breslau 1870, S. 114—115.

Wie sind nun diese Dinge zu deuten? Daß es sich nicht um Gerölle handeln kann, ist von vornherein klar. Sie hätten bei auch nur geringem Transport zerbrechen müssen. Knochen können es wegen der unregelmäßigen Gestalt auch nicht sein. Man könnte noch an verkalkte Pflanzenteile denken. Dünnschliffe — Quer- und Radialschnitte — zeigen aber nichts von organischer Struktur. Doch könnte man wohl daran denken, in ihnen fossile Osteokollen[1]) zu sehen. Die rezenten, kalkigen Osteokollen weisen ebenfalls meistens konzentrische Struktur auf und sind, wie mir Stücke aus der Sammlung der Kgl. Geologischen Landesanstalt zeigten, bisweilen fast bis in die Mitte ausgefüllt. Ihren Kalklagen dürften die dichten der Bolkenhainer Pseudofossile entsprechen, während die ehemaligen Hohlräume hierin durch den krystallinen Kalk vertreten werden. Es wäre zur Bestätigung natürlich recht interessant, wenn man die Kalkzylinder auch einmal senkrecht zur Schichtung gestellt fände, was freilich, wenn man an Pflanzen mit hauptsächlich flach ausgebreiteten Wurzeln denkt, nur selten der Fall sein würde.

Ist die Deutung der letztgenannten Bildungen und der pflanzenführenden Kalke richtig, dann ergibt sich bezüglich der Entstehung des Unteren wie auch des Oberen Konglomerates, daß sie, worauf schon ihre Struktur hinweist, echte Landbildungen sind, daß sie jedenfalls nicht unter dauernder Wasserbedeckung abgesetzt sein können. Auf das Klima zur Rotliegendzeit lassen sich aus ihnen wohl keine Schlüsse ziehen, denn die mit ihnen verglichenen Gebilde entstehen heute unter recht verschiedenen klimatischen Bedingungen. So zeigte mir Herr Landesgeologe Dr. Koert freundlichst Kalkosteokollen, die er in den Dünen bei Lamu in Britisch-Ostafrika gesammelt hatte, und daß auch in sehr trockenem, heißem Klima ebenso wie bei uns mächtige Kalktufflager zustande kommen können, sah ich selbst in dem durch seine Trockenheit bekannten Tale von Tehuacan im südlichen Mexiko.

[1]) Es sei hier noch bemerkt, daß schon Herr Prof. Dr. Zimmermann, der einige Jahre früher Bruchstücke solcher Kalke im südlichen Teile des Blattes sammelte, diese auf der Etikette als fragliche Osteokollen bezeichnet hat.

Hier hielt sich an den wasserreichen, kalkabsetzenden Quellen eine kräftige Baum- und Strauchvegetation, während die umliegenden Berge ausgesprochene Xerophyten trugen.

Mit dem Oberen Konglomerat schließen die Rotliegendbildungen bei Bolkenhain, soweit bekannt, ab.

Auch Zechstein war nirgends festzustellen und die alte Angabe von Lütke und Ludwig[1]), daß solcher in früherer Zeit bei Blumenau durch unterirdischen Bau gewonnen worden sei, kann sich nur auf die schon oben S. 554 erwähnten hellen, wulstigen Kalke beziehen, die dort in den Schiefertonen des Unteren Konglomerates auftreten.

Was nun die Frage anlangt, in welcher Beziehung das hier besprochene Rotliegende dem Alter nach zu dem der mittelsudetischen Mulde steht, so ist diese wegen der isolierten Stellung und der noch nicht ganz zu Ende geführten Aufnahme des ersteren nicht mit Sicherheit zu beantworten. Die geringe Mannigfaltigkeit der Gesteine könnte zunächst vermuten lassen, daß die gesamte Schichtenfolge nur vielleicht einer der drei Hauptabteilungen des anderen entspräche. Denkt man sich aber jede von ihnen reduziert und gleichsam verarmt, so kann man doch auch bei Bolkenhain zu einer entsprechenden Dreiteilung gelangen. Es würde dann sein:

das Obere Konglomerat	Ober-Rotliegendes
der Schweinhaus-Porphyr nebst Tuff und das Untere Konglomerat mit seinem Porphyr- und Tufflager	Mittel- »
die Arkose-Stufe	Unter- »

Wir haben also unten eine von vulkanischen Bildungen freie Stufe; in der Mitte eine mit zwei Eruptivphasen, und oben wieder eine ohne solche, jedoch mit sehr vielen Porphyrgeröllen, mutatis mutandis also das Bild, das uns auch in der Gegend von Friedland und Landeshut zum Beispiel entgegentritt.

[1]) Lütke und Ludwig, Geognostische Bemerkungen über die Gegend von Görrisseifen, Lähn, Schönau und Bolkenhain, am nördlichen Abfall des Riesengebirges. Karstens Archiv 1838, Bd. 11, S. 269.

Die Basaltgänge. Die bedeutenden Basaltvorkommen der benachbarten Striegauer Gegend haben im hier behandelten Gebiet nur noch schwache Vertreter und zwar auch nur in der nördlichen Hälfte, wo mehrere in Stunde 7—9 streichende, schmale Gänge auftreten, zu denen sich noch einige sehr kleine rundliche gesellen. Einige enthalten statt des Basaltes eine aus feinem Tuffmaterial, eckigen und runden Basaltblöcken, sowie Brocken von Tonschiefer und Rotliegendem zusammengesetzte Breccie, den Schlotbreccien der Rhön und der Schwäbischen Alb vergleichbar. Während bei den meisten dieser Gänge eine Beziehung zum Gebirgsbau nicht nachzuweisen ist, zeigt sich eine solche recht deutlich bei drei südlich Langhelwigsdorf festgestellten Durchbrüchen. Hier springt das paläozoische Schiefergebirge als dreieckig gestalteter Sporn weit in das Gebiet des Rotliegenden vor, das ringsum durch Verwerfungen gegen ihn abgesetzt ist. Auf allen drei Seiten findet sich nun Basalt: parallel der Südverwerfung und nur durch ein wenige Meter breites Band von Rotliegendem vom Diabas des Spornes getrennt ein in Stunde 7 streichender, 350 m langer mit Breccie gefüllter Gang; an der Nordostseite auf der Verwerfung selbst ein rundliches Breccienvorkommen, endlich im Westen ein sehr kleines, freilich nur nach losen Brocken im Acker festgestelltes Vorkommen von Basalt zwischen Diabas im Osten und Quarzporphyr im Westen.

Die Quartärbildungen seien hier nicht näher behandelt, da hierüber wohl erst die späteren Aufnahmen besseren Aufschluß geben werden. In dem bisher untersuchten Gebiet sind von Diluvium nur zerstreute, wenig ausgedehnte Reste vorhanden, die nicht immer leicht zu deuten sind.

Der Gebirgsbau. Die tektonischen Verhältnisse des Gebietes sind einfach. Das Rotliegende bildet eine nordsüdlich gestreckte Mulde, deren Achse aus der Gegend der Roten Höhe bei Nieder-Baumgarten etwa über die Kirche von Nieder-Wolmsdorf nach Blumenau verläuft. Die westliche Grenze gegen das Schiefergebirge wird im Süden durch Auflagerung, im Norden durch Verwerfungen bedingt, die in zickzackförmigem Verlauf die beiden

Gebirgsglieder trennen. Einige weitere etwa SO.-NW. streichende Verwerfungen finden sich wenig davon entfernt im Rotliegenden selbst, die jedoch nur sehr geringe Sprunghöhen besitzen. Die gleiche Richtung haben zwei durch ihre Füllung interessante Spalten. Die eine ist in dem schon erwähnten Bahneinschnitt bei km 19,0 südlich Schweinhaus aufgeschlossen, wo der östlich fallende Porphyrtuff von einer 50 cm breiten Kluft durchsetzt wird, die ein scheinbar geschichtetes Material enthält. Da dieses augenscheinlich aber dem gleichen, sonst nur grobgebankt vorkommenden Tuff angehört, in dem die Spalte aufsetzt, und man sich schwer vorstellen kann, wie ein so schmaler Streifen geschichteten Gebirges hier hineingeraten sollte, so ist es wohl wahrscheinlicher, daß jene, übrigens fast senkrechte »Schichtung« nur eine Wirkung seitlichen Druckes ist. Herr Prof. Krusch, der die betreffende Stelle sah, verglich die Struktur mit der eines Gangtonschiefers. Was das Vorkommen noch bemerkenswerter macht, ist, daß auf diesen »Schichtflächen« wellenfurchenähnliche Gebilde zu sehen sind, die aber bei näherer Betrachtung sich ebenfalls als nur scheinbare erweisen, denn die Erhöhungen und Vertiefungen entsprechen sich auf den verschiedenen Lagen durchaus und alle haben sie genau die gleiche horizontale Richtung. Auf den dicken Lagen sind sie breiter als auf den dünnen. Da außerdem meines Wissens Wellenfurchen aus diesem Tuff nicht bekannt sind, so kann wohl auch hier nur von Druckwirkung die Rede sein, doch muß diesmal der Druck späteren Datums und von anderer Richtung gewesen sein als derjenige, der die »Schichtung« hervorrief. Es ist dies also ein Beispiel im kleinen für das, was W. Henke aus dem Rheinischen Schiefergebirge im großen anführte[1]).

Eine andere interessante Spalte ist diejenige, die am Steilufer der Wütenden Neiße unter dem Gute Nieder-Wolmsdorf im Oberen Konglomerat auftritt. Sie ist mit einem grobkörnigen, leicht zerfallenden Dolomit angefüllt, der durch offenbar aus dem Konglomerat stammende Quarzkörnchen etwas verunreinigt ist. Schichtung ist darin nicht zu bemerken. Die Breite dieses Ganges beträgt 1,40 m.

[1]) W. Henke, Wirkungen des Gebirgsdrucks auf devonische Gesteine. Z. D. Geol. Ges. Jg. 1911. Monatsber. S. 98—110.

Herr L. Finckh berichtet über Ergebnisse der Aufnahmen auf Blatt Weizenrodau und der an sie sich anschließenden Begehungen in den benachbarten Gebieten.

Finckh, Granitgneise, Mischgneise, Eulengebirge, Granite des Zobten. Blatt Weizenrodau.

Durch die Aufnahmen auf Blatt Weizenrodau (G.-A. 76, Nr. 8) und die an sie sich anschließenden Begehungen in den benachbarten Gebieten, insbesondere im Eulengebirge, haben für die Auffassung des älteren Gebirges zu einigen wichtigeren Ergebnissen geführt.

Schon Dathe hat an einem Teil des Eulengebirgsgneise festgestellt, daß diese als Granitgneise aufzufassen seien. Die Granitgneise setzen in der Hauptsache das Massiv der Hohen Eule und den südöstlichen Teil des Eulengebirges zusammen; und zwar gehören hierher sowohl die Zweiglimmergneise, als auch ein großer Teil der als Biotitgneise bezeichneten Gesteine.

Dagegen stellen sich im nordwestlichen Teile des Eulengebirges solche Biotitgneise ein, die von den Granitgneisen des Zentralmassivs abgetrennt werden müssen. Diese Gneise sind im Schlesiertal bei Breitenhain durch die Arbeiten für die im Bau begriffene Talsperre gut aufgeschlossen. Besonders in einem großen Steinbruch, der auf der linken Talseite der Weistritz unmittelbar bei der Stauanlage eröffnet worden ist, zeigt der Gneis oft eine ausgezeichnete Lagenstruktur durch Wechsel von hellen und dunkeln, biotitreichen Lagen. Nach meinen Beobachtungen halte ich diesen Gneis für einen Mischgneis, der durch Granitinjektion in alte Schiefer entstanden ist. Das Schiefermaterial ist durch den Einfluß des Granits hochgradig metamorph verändert worden.

Diese Gneise zeigen außerordentlich gestörte Lagerungsverhältnisse; die Schiefer sind vielfach zerrissen und leukokrate granitische Partien oder Pegmatit mit großen Biotittafeln durchsetzen den Gneis oft ganz unregelmäßig. Dann sieht man bisweilen, wie von derartigen Granitpartien aus granitisches Material in die aufgeblätterten Schiefer eingedrungen ist. Dieselben Verhältnisse konnten in den Aufschlüssen, die durch die Baugrube entstanden

waren, beobachtet werden, nur waren hier die Gneise zum Teil weniger frisch erhalten.

Diese Mischgneise zeigen bisweilen auch feine Fältelungen, so daß sie das Aussehen von Schlierengneisen erhalten. In welcher Beziehung die Schlesiertalgneise nun zu den Granitgneisen des Zentralmassivs des Eulengebirges stehen, läßt sich vorerst noch nicht mit Bestimmtheit sagen. Ich neige der Ansicht zu, daß diese Mischgneise jünger sind, und daß die Injektionen von den jüngeren Graniten des Vorlandes des Eulengebirges ausgehen. Ich habe schon früher[1]) mitgeteilt, daß die Granite des Zobtengebietes, wo sie mit den metamorphen Schiefern in Berührung kommen, stellenweise ebenfalls Mischgneise gebildet haben. Derartige Gesteine wurden besonders bei Wättrisch festgestellt. Durch die neueren Untersuchungen sind solche Mischgneise aber auch in den Steinbrüchen bei Dreißighuben nördlich von Reichenbach beobachtet worden. Dagegen hat die Untersuchung der Gneise aus der Gegend von Faulbrück und von Königlich Gräditz ergeben, daß hier wahrscheinlich wieder Granitgneise vorliegen, die aber so stark geschiefert sind, daß man zunächst auch an metamorphe Schiefer denken könnte. In diesen Gneisen setzt bei Königlich Gräditz ein helles, feinkörniges Gestein auf, das von Runge[2]) als ein gangartig den Gneis durchsetzender Weißstein bezeichnet wurde. Dieses Gestein erweist sich bei der mikroskopischen Untersuchung als ein sehr feinkörniges, granitisches Gestein von granophyrischem Gefüge, das stellenweise unmittelbar am Kontakt gegen den Gneis felsitisch entwickelt ist. Die Vermutung Runge's, daß die in diesem Gestein auftretenden Körnchen eines fleischroten Minerals vielleicht Granat sein dürften, kann ich auf Grund meiner Untersuchungen bestätigen.

Am Steilhang des Peileufers unterhalb des Moltkemausoleums bei Creisau setzt in dem Gneis auch normaler Biotitgranit gang-

[1]) L. Finckh, Die Granite des Zobtengebietes und ihre Beziehungen zu den Nebengesteinen. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 64, 1912. Monatsber. Nr. 1, S. 26—27.

[2]) J. Roth, Erläuter. zur geogn. Karte vom niederschles. Gebirge. 1867. S. 121.

förmig auf. Diese granitischen Gesteine gehören zu den Graniten des Zobtengebietes und weiterhin auch zu denen von Striegau. In dem Gebiete des Blattes Weizenrodau treten diese Granite an zahlreichen Stellen unter der diluvialen Decke in kleinen Höhen oder am Rande der Täler heraus und sind auch vielfach durch Steinbrüche aufgeschlossen. In dem Granit von Goglau findet sich Pegmatit, der Beryllkrystalle enthält. Solche beryllführenden Pegmatite sind bisher aus dieser Gegend nur aus der Umgebung von Würben bekannt geworden.

Ein interessantes granitisches Gestein, das in dem Serpentin anscheinend gangförmig aufsetzt, wurde von mir auf dem östlichen Teil der Költschenberge oberhalb der zum Dominium Költschen gehörigen Försterei beobachtet. Es ist ein heller, etwas Hornblende führender Biotitaplit. Dieses Gestein ändert aber seine Zusammensetzung gegen das Salband hin in der Weise, daß die Hornblende allmählich an Menge zunimmt. Das Salbandgestein unmittelbar am Serpentin ist dunkel gefärbt und läßt in der dichten dunkelgrünlichgrauen Grundmasse zahlreiche kleine Nädelchen von Hornblende erkennen. Die nähere Untersuchung dieses Salbandgesteins hat ergeben, daß es als Hornblendevogesit zu bezeichnen ist.

Das Alter der Granite des Zobtengebietes ist nicht genau bekannt. Wir wissen nur, daß sie jünger sind als die Schiefer, die am Streitberg bei Striegau durch den Granit kontaktmetamorph beeinflußt sind. Sie sind auch jünger als der Gabbro und die Serpentine des Zobtengebirges. Sie durchsetzen bei Creisau auch die Gneise, die allem Anschein nach dort ebenfalls Granitgneise sind und wohl dem Granitgneis des Eulengebirges entsprechen dürften.

Wir haben also für unser Gebiet zwei verschiedenalterige Granite zu unterscheiden, einen älteren, der in der Form von Granitgneis vorliegt und den ich als Zentralgneis des Eulengebirges bezeichnen möchte, und einen jüngeren Granit im Vorlande des Eulengebirges. Diese Zweiteilung in einen älteren Gneisgranit und einen jüngeren normalen Granit kehrt auch in dem benachbarten Riesengebirge wieder.

Herr Tietze berichtet über die wissenschaftlichen Ergebnisse der Aufnahme auf Blatt Nimptsch:

Tietze, Granitintrusionen, Tertiär, Diluvium. Blätter Nimptsch und Wahlstatt.

Die Aufnahme des Blattes Nimptsch ist vollendet. Über das alte Gebirge ist nachzutragen, daß die im südöstlichen Teile des Blattes anstehenden Schiefer überall die Einwirkungen der Gorkauer Granitintrusion erkennen lassen. Alle Schiefer sind mit größeren und kleineren Granitgängen durchsetzt, deren Mächtigkeit mit der Entfernung von Gorkau allmählich abnimmt.

Die bereits früher geäußerte Mutmaßung, daß bei Breslau die Reste zweier Vereisungen vorzuliegen scheinen, hat eine neue Stütze gefunden durch das Auffinden zweier in ihrer petrographischen Zusammensetzung wesentlich von einander abweichender Grundmoränen in der Nähe von Siegroth. Die untere, von der oberen durch mehrere Meter gestauchter Sande getrennte Moräne besteht aus einer 2 m mächtigen Bank von Blöcken, deren Zwischenräume durch kleineres, sandiges oder steiniges Material bis ins Kleinste ausgefüllt sind. Die feineren lehmigen und tonigen Bestandteile sind vollkommen weggespült. Die obere Grundmoräne ist in ihrer ganzen Mächtigkeit von 4 m entkalkt, hat sonst aber das typische Aussehen. Über ihr folgt der Löß. Reste der älteren Moräne scheinen sich übrigens doch öfter erhalten zu haben, als bisher angenommen wurde. Auch auf Blatt Wahlstatt fand sich eine derartige Grundmoräne, deren Bestandteile durch Eisenerzverbindungen zu einem festen Konglomerat verkittet sind.

Im übrigen gilt für dieses neu begonnene Blatt wieder das aus der Gegend von Breslau-Nimptsch bekannte Profil:

Löß;
Älteres, stark zerstörtes Glazial;
Posener Flammenton;
Alte Schiefer (mit jüngeren Eruptivgesteinen).

Im südlichen Teil des Blattes wird der Löß an den Gehängen über 2 m mächtig; unter ihm ist vielfach die Windschliffsohle gut entwickelt. Daneben aber beobachtet man auch oft

Bänderung der untersten Lößpartien durch Sand-, Lehm- und tonige Einlagerungen.

Die Grundmoräne ist selten erhalten. Meist folgen unter dem Löß Kies und kiesige Sande, die äußerst arm an nordischem Material sind, in vielen Fällen vielleicht präglaziale bezw. pliocäne Ablagerungen darstellen.

Der tertiäre Ton ist von der gewöhnlichen Ausbildung, wie sie aus der Breslauer Gegend bekannt ist. Wo er sich an älteres Gebirge anlehnt, ist er oft grellrot gefärbt.

Das ältere Gebirge ist in dem neu aufgenommenen Teile des Blattes nirgends aufgeschlossen; sein Vorhandensein ließ sich bis jetzt nur durch den Bohrer und Feldsteine, die beim Ackern an die Oberfläche gebracht wurden, feststellen.

Herr J. Behr berichtet über die wissenschaftlichen Ergebnisse der Aufnahme auf Blatt Strehlen.

Behr, Diluvium, Kaolinlager. Blatt Strehlen.

Bei der Fortsetzung der geologischen Aufnahme des Blattes Strehlen ergab sich, daß der Löß das Vorland des alten Gebirges, das den mittleren Teil des Blattgebietes einnimmt, fast lückenlos bedeckt und in der südwestlichen Ecke bei Wammelwitz nach Schildberg zu eine mehrere Meter betragende Mächtigkeit erreicht, so daß Sande, Kiese und Geschiebemergel stellenweise nur in den Wasserrissen angeschnitten sind, wo diese in das Ohletal münden. Auffällig sind an beiden Rändern dieses Tals geschichtete grobe Kiese, die unter dem Löß liegen und ihrerseits wieder von Geschiebemergel unterlagert werden. Wahrscheinlich handelt es sich hier um ältere Flußschotter, deren Zusammenhang sich aber erst nach dem weiteren Fortschritt der Aufnahme nach Süden deuten läßt.

Die zahlreichen Kaolinlager, die am Rande des alten Gebirges auftreten, scheiden sich in allochthone und autochthone. Es finden sich zahlreiche kleinere Vorkommen, z. B. zwischen Riegersdorf und Töppendorf, die an sekundärer Lagerstätte, dem Diluvium aufgelagert, liegen. Das 17 m mächtige Kaolinvorkommen bei Geppersdorf scheint endogener Natur zu sein, das von Ruppers-

dorf dagegen läßt deutlich seine Entstehung von oben nach unten erkennen. In der Sohle der Grube erkennt man noch als Ausgangsgestein einen Augengneis, ähnlich dem an den hohen Brücken bei Strehlen anstehenden. Ob aber für diese Oberflächenzersetzung, wie A. Stahl meint, die Annahme von ehemaligem überlagerndem, Braunkohlen führendem Tertiär, analog der Saarauer Kaolinlagerstätte, notwendig ist, scheint zweifelhaft.

Herr Michael berichtet über die Aufnahmearbeiten auf Blatt Glatz.

Michael, Zechstein. Blatt Glatz.

Abgeschlossene Ergebnisse liegen noch nicht vor, doch ergaben bereits die Begehungen Anhaltspunkte für eine von der früheren abweichende Auffassung über die stratigraphischen Verhältnisse der Kreideformation. An der Basis der Kreideschichten werden von Dathe im Anschluß an die Auffassung von Zimmermann, Berg und Petraschek gewisse Schichten als Zechstein oder Buntsandstein ausgeschieden. Auf Blatt Glatz konnte zunächst keine Bestätigung dieser Auffassung gewonnen werden. In dem Profil der tiefsten Kreideschichten, welche am Roten Berge am Steilabhang der Neiße aufgeschlossen sind und von da mit nordwestlichem Streichen sich nach Schwedeldorf hinziehen, treten ähnlich wie in den tiefsten Schichten der Kudowaer Kreidescholle Sandsteine mit kohligen Pflanzenresten auf. Darüber folgen erst die Cenomanquader, welche südwestlich von Wallisfurth und Reichenau auf Blatt Reinerz die Unterlage der jüngeren Plänersandsteine, Pläner und Quadersandsteine bilden. Es ist deshalb nicht ausgeschlossen, daß ein Teil der auf der Übersichtskarte als su ausgeschiedenen Schichten von Kaltenbrunn und Stolzenau Äquivalente dieser tiefsten Kreideschichten darstellen, soweit sie nicht zum Rotliegenden gehören.

Michael, Gliederung der Kreideformation. Blatt Glatz.

Bezüglich der Altersstellung der petrographisch deutlich unterscheidbaren Stufen des Heuscheuergebirges und seiner südlichsten Ausläufer, die zwischen Oberschwedeldorf und Altheide im Bereich des Weistritztales enden, ist folgendes zu bemerken. Die alte Karte von Beyrich stellt den ganzen Komplex als Cenoman

dar. Die Übersichtskarte von Dathe scheidet Turon und innerhalb dieser Stufe einen unteren Pläner-Mergel und einen mittleren Pläner-Quadersandstein aus. 1910 konnte ich bei gelegentlichen Untersuchungen in der Altheider Quellenfrage das Vorhandensein von oberturonen Ablagerungen nachweisen. In der Gegend von Altheide kommen infolge von Dislokationen 3 am Aufbau des Heuscheuergebirges beteiligte Gesteinszüge in das Niveau des Weistritztales herunter. Der nördlichste ist der bekannte Quadersandstein der Wünschelburger Lehne, über diesem lagert der sogenannte Pläner des Heuscheuerplateaus, der Pläner von Karlsberg, über welchem sich dann der Sandstein der eigentlichen Heuscheuerfelsen erhebt. Trotz der vorhandenen Störungen, infolge deren diese 3 Stufen bei Altheide fast nebeneinander gelagert erscheinen, ließ sich doch eine Überlagerung feststellen. Die Auffindung von mehreren Versteinerungsfundstellen erleichterte die Altersbestimmung. Die Sandsteine von Neuheide sind die Fortsetzung des Mittelquaders der Wünschelburger Lehne, sie enthalten eine oberturone Fauna. Die Mergel, welche diese feldspatführenden Sandsteine überlagern und eine direkte Fortsetzung der Pläner des Heuscheuer-Plateaus bilden, enthalten gleichfalls bei Altheide eine außerordentlich reichhaltige Fauna. Die Bearbeitung ist noch nicht abgeschlossen, läßt aber schon jetzt erkennen, daß diese sandigen Mergel mindestens Oberturon, vielleicht aber bereits schon zum Emscher zu stellen sind. Das von mir bereits 1893 behauptete untersenone Alter des Heuscheuer-Sandsteines, welches lange Zeit bestritten wurde, wird jetzt auch von Petraschek zugegeben und auf der Übersichtskarte als solches bezeichnet. Die Altheider Mergel werden nun von dem Sandsteinzug des Höllentales überlagert. Dieser ist demnach gleichfalls senonen Alters und entspricht dem eigentlichen Heuscheuer-Sandstein. Er ist petrographisch von den turonen Sandsteinen von Neuheide durch feineres Korn, helle Farbe, kieselige Beschaffenheit und das Fehlen von Feldspat unterschieden. Auch in den technischen Eigenschaften unterscheiden sich die Sandsteine des Höllentales, die z. B. bei Friedrichsgrund gebrochen werden, von

Michael, Oberturon. Blatt Glatz.

Senon. Blatt Glatz.

denen der Wünschelburger Lehne. An der Basis der senonen Sandsteine treten schwach tonige glaukonitische Sandsteine auf.

Diese Ergebnisse führen dazu, im Weistritztale zwei verschiedenaltrige Pläner auszuschalten, von denen eigentlich nur dem bei Schwedeldorf entwickelten Labiatus-Pläner des Turons diese Bezeichnung zukommt. Dieser letztere wird von glaukonitreichen cenomanen Plänersandsteinen und anderen Sandsteinen unterlagert. Die jüngeren Mergel erreichen dann östlich vom Weistritztale eine größere Verbreitung. Sie treten am Westabhang des Roten Berges in Berührung mit der hier steil aufgerichteten Kreideschichten, welche unter gestörten Lagerungsverhältnissen und in verkürzten Mächtigkeiten das Cenoman- und Turonprofil vertreten. Schon Beyrich hat hier Plänermergel vom Alter der Kießlingswalder Tone ausgeschieden. Diese Kießlingswalder Tone stellen mit den überlagernden Kießlingswalder Sandsteinen nach Beyrich's Auffassung die jüngsten Glieder innerhalb der Glatzer Kreide dar. Die neu gewonnenen stratigraphischen Ergebnisse über die Stellung der jüngeren Mergel bei Altheide, die von diesen Kießlingswalder Tonen nicht zu trennen sind, erhalten auf diese Weise eine besondere Bestätigung ihrer Richtigkeit.

Durch die Badeverwaltung Altheide sind im Weistritztale mehrere Bohrungen ausgeführt worden, durch welche die oberflächlich gewonnenen Feststellungen gleichfalls bestätigt werden.

Michael, Gabbro. Blatt Glatz.

Im Verbreitungsgebiet der Phyllitformation wurden am Roten Berge mehrere Einlagerungen von Kalkstein und ein neues Vorkommen von Gabbro und Granit festgestellt. Ebenso wurden in Mölten Einlagerungen von Gabbro in den Amphiboliten beobachtet.

11. Provinz Posen.

Herr Jentzsch berichtet über die Aufnahme auf den Blättern Posen-Süd, Gondek und Bromberg.

Jentzsch, Diluvium, gefaltetes Pliocän. Blatt Posen-Süd.

Blatt Posen-Süd (Gr.-A. 48, Nr. 40), dessen erste, unter der Bezeichnung Gurtschin veröffentlichte Auflage vergriffen ist, wurde behufs Neudruck überarbeitet. Es zeigte sich, daß der

Obere Geschiebemergel bis in das Tal der Warthe hinabreicht, so daß ein Teil der früher als Unterer Geschiebemergel bezeichneten Vorkommen nunmehr zum Oberen Geschiebemergel gezogen werden muß.

Südlich und südwestlich der Stadt Posen wurde der bereits in der ersten Auflage der Karte dargestellte Bänderton, horizontal dünn geschichtet, in sehr schönen Aufschlüssen beobachtet und als Absatz eines spätglazialen Eis-Stausees erkannt.

Am rechten Gehänge des Warthetales oberhalb Posen wurde festgestellt, daß der Posener Ton, welchen Verf. als Pliocän nachgewiesen hat, in den dortigen großen Ziegeleigruben keineswegs horizontal, sondern stellenweise steil aufgerichtet und gefaltet liegt. Seine Schichten werden durch den Geschiebemergel in einer stellenweise fast eben und horizontal erscheinenden Fläche abgeschnitten.

Blatt Gondek (Gr.-A. 48, Nr. 41). Bei der begonnenen Aufnahme wurden u. a. die Grenzen der Talsande untereinander wie gegen den Oberen Geschiebemergel verfolgt, sowie die über ihre nähere Umgebung aufragenden Hügel von Sand und Kies untersucht.

Die Bereisung der Provinz, welche zur Vorbereitung eines Übersichtskärtchens des Tertiärs vorzunehmen war, erstreckte sich vorzugsweise auf das Gebiet zwischen der Stadt Posen und der südlichen Provinzialgrenze. Hierbei wurden zahlreiche Tertiärvorkommen neu aufgefunden. Diese zeigten sich teilweise fast flächenhaft an gewissen Stellen sehr geringer Diluvialmächtigkeit, teils mehr punktartig als Schollen oder als Aufpressungen mit geneigter Schichtung. Bei den Bereisungen wurde auch den Brunnenbohrungen gebührende Aufmerksamkeit geschenkt und hierdurch an einigen Punkten der Untergrund des Tertiärs ermittelt. Dieser erwies sich als Kreideformation in der Molkerei Owieschön, Kreis Gnesen, und in Luisenhain bei Posen, dagegen als Juraformation in zwei Bohrungen auf dem Bahnhofe und auf dem Marktplatze. Es sind dies die früher von mir als Xionser Schichten beschriebenen dunklen Tone der Stadt Xions (Gr.-A. 48, Nr. 60).

Auf Blatt Bromberg (Gr.-A. 32, Nr. 53) wurde an der

Mündung der Brahe in die Weichsel ein Gleiten des linksseitigen Talgehänges festgestellt, welches im Beginn des Jahres 1912 (oder Weihnachten 1911) einen etwa 300 m langen streichenden Riß erzeugt hatte.

Da auch 20 km südöstlicher bei Jarotschin Jura erbohrt ist, scheint dort in erheblicher Ausdehnung Jura unmittelbar unter Tertiär anzustehen.

12. Provinz Ostpreußen.

Herr F. Kaunhowen berichtet über die Aufnahme des Blattes Ponarth.

Das Blatt Ponarth (Gradabteilung 18, Nr. 19) umfaßt von den ostpreußischen Kreisen Königsberg-Stadt, Königsberg-Land, Fischhausen und Heiligenbeil denjenigen Teil, der zwischen 54° 36′ und 54° 42′ nördlicher Breite und 38° und 38° 10′ östlicher Länge liegt.

Etwa das nördliche Drittel des Blattes gehört dem Haff und dem Pregeltale mit seinem Nebentale, der Beek, an und bildet dort, wo es von den Alluvionen der letzteren erfüllt ist, eine weite, sich höchstens 0,8 m über NN. erhebende Wiesenniederung, welche durch die Inseln um Nautzwinkel, Holstein, Contienen und den Nassen Garten (südwestlicher Stadtteil von Königsberg) unterbrochen wird. Die Senke, in der Haff und Pregel heute liegen, ist längs der Pregelrinne am tiefsten und wird nördlich und südlich davon ganz erheblich flacher. Während Bohrungen in der Feste Friedrichsburg und gegenüber am Nordufer des Pregels (Blatt Königsberg-West) Alluvium noch bis 30 m ergaben, liegt die Oberkante des Diluviums unter dem Wiesengelände zwischen der Insel Contienen und dem Festlande schon 6 — 8 m unter Tage.

Ein in der früheren Feste Friedrichsburg gestoßenes Bohrloch durchsank folgende Schichten:

5,50 m aufgefüllten Boden,
3,20 » feinen, schwach faulschlammhaltigen Sand mit Pflanzenresten,
2,30 » faulschlammhaltigen Torf, torfigen und vivianithaltigen Faulschlamm,
2,50 » faulschlammhaltigen Sand und vivianithaltigen Faulschlamm mit Schälchen,

7,50 m sehr sandigen Faulschlamm mit Anodonten und Vivianit,
6,50 » scharfen, schwach kiesigen, schwach faulschlammhaltigen Sand- mit Schalresten,
2,50 » schwach faulschlammhaltigen Sand mit Pflanzen- und Schalresten.

Dagegen erreichte eine etwa 250 m westlich davon angesetzte Bohrung bereits bei 16,39 m Tiefe diluvialen Kies und darunter bei 18,71 m Geschiebemergel. Diese Bohrung durchsank folgende Schichten:

2,82 m aufgefüllten Boden,
1,61 » Flachmoortorf,
0,49 » faulschlammhaltigen, feinen Sand,
5,99 » sandigen Faulschlamm,
5,48 » schwach faulschlammhaltigen Sand,
2,32 » feinen Kies,
2,30 » Geschiebemergel.

Vom Haff und der Pregelniederung steigt dann im Süden in Stufen, die im Westen sehr breit sind, eine Landmasse von meist wenig bewegter Oberfläche empor, die den größten Teil des Blattes einnimmt und sich nach Süden zu wieder zu einer Niederung abdacht, dem breiten, das Nachbarblatt Mahnsfeld durchziehenden Tale des Frisching. Die höchste Erhebung dieses Gebietes, das etwa in der Mitte durch eine nahezu nordsüdlich verlaufende Einsenkung (die Rinne geht vom Pregel- zum Frischingtale an Warthen, Bergau und Lichtenhagen vorbei) in zwei Teile zerlegt wird, bildet im Südwesten des Blattes der Sandberg an der Kamnicker Mühle mit + 30,1 m NN. Die Gliederung dieser Landmasse ist verhältnismäßig einfach; ihre Oberfläche enthält nur wenige meist größere Senken und ihre Ränder werden von einer Anzahl Rinnen unterbrochen, die sich meist erst in der Nähe der Mündungen tiefer einschneiden.

Kaunhowen. Kreide, Oligocän, Diluvium. Bohrung Ponarth.

Die ältesten bekannt gewordenen Schichten des Blattes gehören der Kreide an; sie treten nirgends zutage, sondern sind nur in einer Anzahl Bohrungen angetroffen worden. Die tiefste dieser Bohrungen ist auf dem Gelände der Aktien-Brauerei Ponarth bis 432 m hinabgeführt worden und durchsank bis 74 m Diluvium, bis 85 m Unteroligocän, bis 106 m Kreide, von 106—111 m nochmals unteroligocäne Schichten und darunter bis zu Ende Kreide.

Von der durch JENTZSCH[1]) beschriebenen 306 m tiefen Bohrung in Kalgen unterscheidet sich die Ponarther dadurch, daß ihre Kreide in den entsprechenden Tiefen im allgemeinen sandiger ist. Schreibkreideartige Schichten kommen in der Ponarther Bohrung einmal in der Tiefe von 121—123 und dann von 135—138 m vor. Die tiefere Bank entspricht annähernd derjenigen in Kalgen, wo die weiße Schreibkreide durch die Schichten von 129—133 m vertreten wird. Die stark glaukonitischen Schichten, welche nach JENTZSCH als die Vertreter der Inoceramen-Bank von Herzogsacker anzusehen sind, liegen in Ponarth zwischen 253 und 305 m, in Kalgen zwischen 264 und 297 m.

Das Oligocän ist in der Ponarther Bohrung nur 11 beziehungsweise nur 5 m mächtig und besteht in beiden Horizonten zuoberst aus grauen Letten und darunter aus Glaukonitsandstein, die beide kalkfrei sind. Der Glaukonitsandstein ist in beiden Vorkommen nur je 1 m mächtig; die grauen Letten sind in dem oberen Vorkommen 10, im unteren 4 m mächtig. Die zwischen beiden Vorkommen liegenden Kreideschichten sind von

85—87 m graugrüne, stark kalkhaltige Grünsande,
87—94 » » , » » , glaukonitreiche Grünsande mit Schalfragmenten und feuersteinartigen Knollen,
94—100 » stark glaukonithaltige, kalkhaltige Grünerde,
100—106 » stark glaukonithaltiger, kalkhaltiger Grünsand.

Es scheint demnach hier eine Überschiebung vorzuliegen. Sie ist im Bereiche des Blattes nicht die einzige. Von Haffstrom bis über das Gut Kalgen hat sich eine andere unzweideutige Überschiebung feststellen lassen. Diese hat eine mindestens 1,5 km lange und 30 m mächtige Scholle von noch im natürlichen Schichtenverbande befindlichem Unteroligocän und Senon über Unteroligocän geschoben, das seinerseits wieder von Kreide unterlagert wird, die bei 306 m unter Tage noch nicht durchsunken wurde. Auch das Tertiär liegt nirgends zutage.

Das Diluvium reicht in der Ponarther Bohrung bis 74 m hinab und besteht von

[1]) JENTZSCH, Dieses Jahrb. f. 1884, S. 473—475 und ebenda Jahrb. 1899, S. 13 und 14.

0—11 m aus Geschiebemergel,
11—13 » » Sand,
13—25 » » Geschiebemergel,
25—35 » » tonigem Sand,
35—46 » » Geschiebemergel,
46—74 » » Sand.

In Kalgen ist es nur 55 m mächtig und besteht fast ganz aus Geschiebemergel.

Kaunhowen, Diluvium, Alluvium. Bl. Ponarth.

Wie in diesen beiden Bohrungen an Mächtigkeit, so herrscht der Geschiebemergel auf dem Blatte Ponarth auch an Fläche unter den diluvialen Bildungen bei weitem vor. Seine nördliche Grenze fällt annähernd mit dem südlichen Rande des großen Beckens zusammen, in dem heute das Frische Haff und der Unter-Pregel liegen. Vom Ostrande bei Ponarth bis über Kalgen hinaus und von Maulen bis zum Westrande des Blattes bildet der Geschiebemergel die mehr oder minder steilen Ufergehänge. Allein zwischen Warthen und Maulen, an der Mündung des die Hochfläche durchziehenden Quertales, ist der Uferrand undeutlich; er tritt orographisch nicht hervor, wird aber geologisch scharf durch die Grenze zwischen Geschiebemergel und diluvialem Ton einerseits und alluvialem Sand andererseits bezeichnet.

Überlagert wird der Geschiebemergel auf großen Flächen von einem mehr oder minder fetten, meist rotbraun gefärbten Ton, der z. T. ausgedehnte geschlossene Decken bildet, auf noch größerem Raume jedoch nur noch in kleineren oder größeren, mehr oder minder mächtigen, bald dichter beisammen-, bald weiter auseinanderliegenden Fetzen vorhanden ist. Auf der Grenze zwischen Geschiebemergel und Ton liegt sehr häufig eine sehr auffällige Schichtenfolge, in der dünne, durch die Farbe sich scharf von einander abhebende Geschiebemergel- und Tonbänke mit einander abwechseln. Die bedeutendsten Tondecken gehören der Umgebung des nordsüdlichen Durchbruchstales an.

Die jüngsten diluvialen Ablagerungen sind Sande, die in einer größeren Anzahl meist kleiner, zerstreuter Flächen den Geschiebemergel und Ton überlagern. Sie sind Beckenbildungen und gehören wahrscheinlich zwei Stufen an, deren jüngere etwa bis 15 m emporgeht.

An mehreren Stellen, namentlich in dem bewegteren südwestlichen Teile, treten meist feinkörnige, mehr oder minder glaukonithaltige, oft recht mächtige Sande im Liegenden des Geschiebemergels auf und stoßen öfters bis an die Oberfläche durch. Sie bilden meist den Kern der flachen Kuppen und sind häufig durch Gruben aufgeschlossen. In der darin angelegten Sandgrube an der flachen, dem südlichen Beckenrande aufgesetzten Kuppe bei Wardienen sind sie über 8 m mächtig aufgeschlossen. Unweit dieses Aufschlusses tritt auch ein den Geschiebemergel unterlagernder Ton auf kleiner Fläche zutage. Die Sande sowohl wie der Ton sind Bildungen einer älteren Eiszeit, gehören dem Unteren Diluvium an. Die Sande bilden einen über große Strecken feststellbaren Horizont von etwa 1,5—8 m Mächtigkeit. Auf der Linie Haffstrom, Kalgen, Ziegelei Bergau (an der Chaussee, nördlich vom Bahnhof Seepothen) konnten sie auf einer Strecke von 8 Kilometern in ununterbrochener Entwicklung festgestellt werden. Es scheint sich also südwärts des Pregels eine Gliederung des Diluviums dem Alter nach bewerkstelligen zu lassen, was im Norden desselben trotz aller darauf verwandter Mühe bisher nicht möglich gewesen ist.

Von diluvialen Ablagerungen sind hier noch die groben, steinig-kiesigen Sande und die Kiese zu nennen, die den Kern des höheren Haffufers von Haffstrom bis Heide Waldburg, der flachen Inseln bei Kalgen, einzelner Teile des Nassen Gartens und des Haberberges bilden, von dem gerade noch der Westzipfel über die Nordostecke in das Blatt hereinreicht. Auch unter den Sanden der mittleren alluvialen Terrasse und unter dem Torf nordöstlich vom Vorwerk Florentinenhof auf der Holsteiner Insel liegen in einer vielleicht 2 Hektar großen Fläche steinige Sande und darunter Steinmassen, die ein Bohren unmöglich machen. In den großen Gruben längs des südlichen Haffufers zwischen Haffstrom und Heide Waldburg sind die Lagerungsverhältnisse klar zu verfolgen. Danach ist Schichtung fast überall deutlich erkennbar; sehr häufig ist schöne Kreuzschichtung vorhanden; stellenweise, wie z. B. in der großen Grube bei Hochkrug, ist flach kuppelförmiger Schichtenaufbau ausgebildet. In der Grube bei Hochkrug herrschen grobe, steinig-kiesige Sande vor mit Kies in Nestern und Bänken. Die nördliche Grubenwand zeigte hier die folgenden Schichten:

Grubenwand	kiesiger, scharfer Sand	1,00 m
	kalkhaltiger, steinig-kiesiger Sand und sandiger Kies in Wechsellagerung und mit schöner Kreuzschichtung	6,00 »
Bohrung:	Dieselben Sande und Kiese	2,00 »

Nicht selten waren in der Wand Blöcke enthalten, deren Durchmesser bis 0,70 m betrug.

In der großen Grube bei Haffstrom überwiegen in der allein zurzeit aufgeschlossenen Nordwand die Kiesschichten; es stehen dort an:

Grubenwand, in der vereinzelt große Blöcke stecken	Gerölle	1,10 m
	kalkhaltiger, scharfer, steinig-kiesiger Sand	0,20 »
	» , steiniger Kies	4,00 »
	» , » , sandiger, feiner Kies	1,10 »
	» , kiesiger, scharfer Sand	0,50 »
Bohrung:	» , steinig-kiesiger, scharfer Sand	2,00 »

Während hier die Lagerungsverhältnisse zwischen den sandigen und kiesigen Schichten einerseits und der Grundmoräne andererseits sich nicht feststellen ließen, da letztere bis zu den erreichten Tiefen nirgends angetroffen wurde, konnte etwa 150 m nordwestlich davon der Geschiebemergel durch eine tiefere Bohrung nachgewiesen werden. Das Profil dieser auch für die oben erwähnte Überschiebung wichtigen Bohrung ist folgendes:

Alluvium	0,40 m	scharfer, humoser, steinig-kiesiger Sand,
Diluvium	3,60 »	kalkhaltiger, steiniger, schwach kiesiger Sand,
	3,50 »	kalkhaltiger, scharfer, kiesiger Sand,
	2,00 »	graubräunlicher, sandiger Geschiebemergel,
	3,00 »	hellgrauer, sandiger Geschiebemergel und feinsandiger Ton,
	3,20 »	grauer, sandiger Geschiebemergel,
	3,60 »	grauer, scharfer, steinig-kiesiger Sand,
	4,60 »	grünlich hellgrauer, feiner, glimmerreicher Sand (aufgearbeitete Kreide) mit Bruchstücken von Austernschalen,
Obere Kreide	0,50 m	Kalksandstein (Harte Kreide),
	0,80 »	grünlich hellgrauer Kreidemergel,
	1,00 »	Probe fehlt,
	11,05 »	Harte Kreide (meist Kalksandsteine),
Unter Oligocän	9,75 m	kalkfreie, intensivgrüne Grünerde,
	3,50 »	kalkfreie, schwachgrünlichgraue, sandige Letten,
Obere Kreide	19,05 m	kalkhaltiger, scharfer, kiesiger Grünsand.

Ebenso konnte auf den flachen Inseln bei Kalgen fast überall noch der Geschiebemergel im Liegenden erbohrt werden. Am Haberberge und Nassen Garten sind diesen Schichten, nach den bisherigen bahnfiskalischen Bohrungen zu urteilen, stellenweise

noch Bänke von Grundmoräne zwischen gelagert. Mit diesen Ablagerungen südlich vom Pregel gehören ihrer Entstehung und ihrem Alter nach zusammen die ganz ähnlichen Vorkommen im Tale nördlich vom Pregel bei Juditten und Moditten (Blatt Königsberg-West), bei Liep, Lauth und Lapsau (Blatt Königsberg-Ost), sowie südlich vom Pregel bei Kraußen (Blatt Ludwigswalde). Diese groben, steinigen Ablagerungen zeigen fast immer ein gegen Westen, also der Stromrichtung des Pregels entsprechendes Einfallen. Auf einer gemeinsamen Begehung der genannten Blätter konnte dies, sowie die Zusammengehörigkeit aller dieser Vorkommen zu einem geologischen Vorgange festgestellt werden. Diese steinigen groben Schichten sind das Absatzprodukt außerordentlich stark strömender, gewaltiger Wassermassen, wie sie nur in unmittelbarer Nähe einer Eisrandlage vorhanden sein können, und stehen mit der Auswaschung des Pregeltales in engstem Zusammenhange. Die Wasser, welche diese Schichten ablagerten, entströmten dem in allernächster Nähe liegenden Eisrande und schnitten dabei das Pregeltal ein[1]). Dieselben Gewässer haben auch die Rinne ausgewaschen, die zwischen Wundlacken und Bergau einerseits, Seepothen andererseits die Hochfläche durchschneidet und eine Verbindung zwischen Pregel- und Frisching-Niederung darstellt.

Es sei, hieran anschließend, kurz der Verlauf der Endmoräne in dem westlich von Königsberg liegenden südlichen Teile des Samlandes angedeutet. Von Westen her bis Medenau (nordwestlich über Eck anstoßendes gleichnamiges Blatt) ist der Verlauf der Endmoräne ohne weiteres klar; von hier ab dürfte ihre weitere Fortsetzung aber nicht in dem steil nach Norden ziehenden Alkgebirge und den in dessen Verlängerung liegenden Rücken[2]) zu suchen sein (diese müssen als Osbildungen angesprochen werden), sondern in einem die allgemeine Ostrichtung weiter einhaltenden Bogen, von dem allerdings nur Stücke erhalten, beziehungsweise der Einsicht zugänglich sind. Zu diesem Bogen gehören eben die

[1]) Kaunhowen, Bericht über die Ergebnisse der Aufnahmen auf Blatt Königsberg-West im Jahre 1911. Dieses Jahrb. für 1911, Teil II, Heft 3, S. 561.

[2]) P. G. Krause, Über Endmoränen im westlichen Samlande. Dieses Jahrb. für 1904, S. 269—383.

in der Pregel-Niederung liegenden Bildungen: Zunächst die bis 28 m NN. aus dem Pregeltale emporragende Insel um Bärwalde (Blatt Medenau), sodann die in deren Verlängerung liegenden, oben beschriebenen steinig-kiesigen Ablagerungen von Moditten, Juditten, ferner die Steinmassen unter Torf uud alluvialen Sanden bei Florentinenhof (östlich Holstein), die Insel Contienen, die steinig-kiesigen Bildungen des Nassen Gartens, des Haberberges, bei Liep, Lauth, Lapsau und Kraußen. Die ähnlichen Ablagerungen in dem Raume zwischen Heide-Waldburg und Haffstrom dürften vielleicht einem südlichen Bogen angehört haben, der mit dem nördlichen in dem Teilstück Nasser Garten-Haberberg zusammenfloß. Als der Eisrand längst dieser südlichen Staffel lag, haben die ihm entströmenden Schmelzwasser die Rinne ausgearbeitet, welche zwischen Bergau und Seepothen die Hochfläche durchschneidet.

Von alluvialen Bildungen sind die Sande weit verbreitet und nehmen einen großen Raum am Südufer des Haffes ein. Sie setzen drei meist scharf von einander abgesetzte Terrassen zusammen, deren jüngste den heutigen Strand bildet und im Bereiche der Wogen liegt. Ihre Oberkante liegt 1—1,5 m über dem Haffspiegel. Die nächst höhere Terrasse liegt mit ihrer Oberkante ca. 3 m über dem heutigen Haffspiegel und kann als Hochwasserterrasse bezeichnet werden, auf die, falls sie nahe dem Haffe liegt, die Wogen bei besonders hohem Stau noch hinaufschlagen. Die dritte und älteste alluviale Terrasse reicht 5—6 m über den heutigen Haffspiegel hinauf und bildet die weite Sandfläche, welche sich vor dem diluvialen Höhenrande zwischen Kalgen und dem Westrande des Blattes bis zum Haffe ausdehnt. In der Umgebung von Warthen, namentlich aber von Maulen bis zum Westrande ist sie mit deutlicher Hohlkehle von der meist aus Geschiebemergel bestehenden Hochfläche abgesetzt. In dem Raume zwischen Haffstrom und Heide Waldburg bilden diese ältesten alluvialen Sande meist nur eine dünne Decke über den groben, vorher beschriebenen diluvialen Schichten, die bei Heide Maulen sogar inselartig bis 9 m + NN. aus der alluvialen Umgebung emporragen. Auch in den Inseln von Holstein, Contienen und am Nassen Garten über- und umlagern alluviale Sande diluviale Kerne.

Das weite Wiesengelände des Pregeltales wird fluß- und haffwärts aus mächtigem, meist sandigem Faulschlamm, landwärts meist aus Flachmoortorf aufgebaut. Die Mächtigkeit der Faulschlammabsätze beträgt mehr als 10 m, diejenige des Flachmoortorfes 6—7 m.

In der die Hochfläche vom Frisching zum Haff durchziehenden Rinne sind fast ausschließlich Faulschlamm und faulschlammhaltige Bildungen zum Absatze gelangt, während Torf nur auf kleine, getrennte Flächen beschränkt geblieben ist.

Von alluvialen Ablagerungen sei endlich noch der Ton genannt, der in zwei Senken bei Godrienen, der großen Senke südlich Wardienen und in dem Talzuge südlich von Wundlacken zum Absatze gekommen ist. Es sind meist umgelagerte, diluviale Tone, die sich durch ihren Faulschlammgehalt und die häufig eingelagerten Bänkchen von reinem Faulschlamm und Flachmoortorf auszeichnen.

Herr Tornau berichtet über die Aufnahme des Blattes Mahnsfeld.

Bei der Aufnahme des Blattes Mahnsfeld (Gr.-A. 18, Nr. 25) im Jahre 1912 wurde besonders die Frage der Beschaffenheit und Entstehung jungglazialer, rötlicher Tone, die auf dem Blatte eine große Verbreitung besitzen und häufig von Sanden bedeckt sind, verfolgt. Gegenstand der Untersuchung waren ferner Durchragungen liegender, diluvialer Sande und jungdiluviale Ufermarken. Über die Aufnahmeergebnisse werde ich nach Abschluß der Untersuchungen ausführlich berichten.

Herr Klautzsch berichtet über die Aufnahme des Blattes Schönwalde.

Klautzsch, Grundmoränengebiet und Alluvium. Blatt Schönwalde.

Die Aufnahmen des Sommers 1912 auf Blatt Schönwalde (G.-A. 18, Nr. 15) bewegten sich im wesentlichen innerhalb des weiten Grundmoränengebietes, das sich ostwärts an jene schon im vorjährigen Bericht erwähnte Eisstillstandslage anschließt, die in ungefähr nordsüdlicher Richtung von Prawten her an Dositten und Neidtkeim vorbei über die Höhen westlich des Weges Neidt-

keim-Maternhof über Preuß. Arnau bis zum Pregelufer bei Arnau und Jungferndorf verläuft. Hier biegt sie ostwärts um und zieht, an Praddau vorbei, bis an das große Waldauer Bruch, das südlich auf Blatt Löwenhagen, bei Friedrichswalde etwa, in die Talebene des Pregels einmündet. Auf Blatt Schönwalde zeigen sich östlich von Waldau keinerlei Bildungen, die eine Fortsetzung dieses Endmoränenzuges ostwärts am Nordrande des Pregeltales dartun. Die Aufnahmen des Herrn Dr. Meyer auf Blatt Löwenhagen ergeben vielmehr, daß diese Staffel in südöstlicher Richtung das Pregeltal kreuzt und nach S. und O. zu sich weiter fortsetzt.

Das hinter dieser Endmoräne gelegene Gebiet erscheint als ziemlich ebene Grundmoränenfläche; als größere beckenförmige Depression unmittelbar hinter den Höhen der Eisstillstandslage erscheint die Gegend zwischen Fürstenwalde, Tromitten, Fünflinden einerseits und Wolfsdorf, Praddau, Maternhof andererseits. Hier liegen nicht nur zahlreiche flache, von Niederungstorf oder Moorerde erfüllte Becken, sondern auch das umgebende Gelände zeigt weithin eine schwache humose Rinde oder Schwarzerdebildung. Eine nur geringe Gliederung erfährt das übrige Gebiet durch eine sich von N. nach S. über das ganze Blattgebiet erstreckende schmale Rinne, innerhalb deren etwas südlich vom Forsthaus Kuggen die Wasserscheide zwischen N. und S. liegt. Nordwärts entwässert sie an Poggenpfuhl vorbei zum Kaymenschen Mühlenfließ; südwärts reicht sie, Poduhren und Gr. Legden, Gamsau und Prasnicken trennend, über Wargienen, Linken und Waldau bis zum Pregeltal hinab. An ihrem Randgehänge treten, vielfach durch Gruben erschlossen, liegende Sande auf, meist in guter horizontaler Schichtung, ihrem Korne nach oft wechselnd, auch mit Einlagerung kiesig-steiniger Schichten. Eine weitere größere, von flachen, moorerdeerfüllten Becken unterbrochene Depression bildet im SO. des Blattes das Gebiet der Kgl. Greibener Forst. Das ganze Gelände mit seinem zähen lehmigen Boden und hohem Grundwasserstand ist mehr oder weniger Sumpf oder Morast und namentlich bei nasser Jahreszeit kaum passierbar. Eine schwache Entwässerung erfolgt im O. durch den sog. Schlen-

gelgraben und nach S. zu durch ein kleines Fließ, das über Pogauen und Rogahnen zum Pregeltal abfließt.

Liegt das soeben geschilderte weite Grundmoränengebiet auch im allgemeinen flach und eben und erscheint nur durch einzelne größere Becken gegliedert, so treten doch auch um Schönwalde und Mantau, sowie bei Gr. Legden und nördlich Pogauen einzelne höhere Berge und Rücken auf, die unter dünner Geschiebemergeldecke einen Kern liegender Sande zeigen. Ihre an sich vielfach unterbrochene Linie deutet vielleicht in ihrem, ungefähr der oben beschriebenen Eisstillstandslage parallelen Verlauf auf eine jüngere erneute Stillstandslage des zurückgehenden Eises hin.

Die alluvialen Bildungen des Gebietes treten zumeist nur innerhalb flacher Becken und Mulden auf in dünner, kaum 2 m mächtiger Lagerung. Sie umfassen hauptsächlich Moorerdebildungen und Niederungstorf; Zwischenmoortorf tritt nur in einem kleinen Bruch im Kondehner Wald und innerhalb des Pogauener Bruches auf. Der Vegetationscharakter dieses Zwischenmoores ist der eines Birkenmoores mit viel Porst. Der alluviale Talboden des Pregeltales bei Arnau und Jungferndorf besteht aus Niederungstorf in größerer Mächtigkeit. Das botanisch recht interessante Gebiet hier hat erst kürzlich eine ausführlichere Darstellung durch H. Gross erfahren[1]).

Klautzsch, Tertiär und Kreide. Blatt Schönwalde.

Ältere Schichten, als solche des Alluviums und Diluviums, treten in größerer Oberflächenausdehnung nirgends auf. Nur am Ausgang der Schlucht, die das Dorf Jungferndorf zum Pregel hin durchzieht und die der Weg zum Pregelufer hin benutzt, sind unter liegenden, diluvialen, gelblichbraunen Spatsanden in etwa 1 m Tiefe weiße, glimmerige, miocäne Sande erbohrt worden. Tiefbohrungen im Blattgebiet haben im übrigen auch noch an anderen Orten ältere Schichten im Liegenden diluvialer Bildungen festgestellt, so in Schönwalde Miocän, in Waldau und Hohenrade Oligocän (Grünton) und in Schönwalde und Praßnicken Senon. Da nach N. und O. zu nordwärts des Pregels fast allerorts unter der diluvialen Bedeckung nur Kreide folgt, so scheint das Gebiet des Blattes Schönwalde das Grenzgebiet des Tertiärs nach O. und N. zu darzustellen.

[1]) H. Gross, Zwei bemerkenswerte Moore in Königsbergs Umgebung. Jahresber. d. Preuß. Botan. Vereins 1911. Königsberg i. Pr. 1912. S. 186—203.

Herr H. Hess von Wichdorff berichtet über die Aufnahmen auf Blatt Tharau.

Hess v. Wichdorff, Staubecken. Blatt Tharau.

Das Blatt Tharau (G.-A. 18, Nr. 26) gehört landschaftlich jener flachen, wenig hügeligen Ebene an, die sich südlich vom Samland, von der Gegend von Königsberg und vom Pregeltal aus, in großer Ausdehnung nach Süden erstreckt bis an die steil ansteigenden Endmoränen-Höhenzüge bei Domnau, Pr.-Eylau und Rositten-Wildenhof. Dieses weite, niedrige und seines schweren Bodens wegen meist fruchtbare Flachland ist geologisch ein gewaltiges Staubecken, dessen östliche Erstreckung zurzeit durch die Aufnahmen noch nicht festgestellt werden konnte und das sich vermutlich noch weithin nach Osten fortsetzen dürfte. Im Süden scheint der erwähnte Endmoränenzug das Staubecken abzuschließen.

Das Staubecken ist charakterisiert durch die überwiegende Verbreitung des Decktons, der, abgesehen von einigen durchragenden Lehmbergen bezw. Geschiebemergelkuppen, überall in dieser Gegend an der Oberfläche oder in geringer Tiefe vorhanden ist. Schon nördlich des Pregels beginnen vereinzelte Ausläufer des Decktons, die sich z. B. von Quednau bis in die Gegend von Königsberg nachweisen lassen; zusammenhängende Decktonflächen sind aber erst südlich des Pregels auf Blatt Ludwigswalde und auf Blatt Tharau verbreitet. Auf großen Flächen steht der Deckton an der Oberfläche selbst an und ist dann $^1/_2$—$1^1/_2$ m tief entkalkt[1]), auf anderen Strecken ist er von einer dünnen Sandschicht von feinem bis mittelkörnigem Sande bedeckt, die meist $^1/_2$—1 m stark ist und fast nie 2 m Mächtigkeit erreicht. Manchmal kann man in den Grenzschichten des hangenden Decksandes und des Decktons im Liegenden allmähliche Übergänge zwischen beiden Bildungen feststellen, indessen reichen diese Beob-

[1]) Im unverwitterten Untergrund ist stets kalkreicher Tonmergel vorhanden, dessen Kalkgehalt aber meist nicht fein verteilt, sondern in zahllosen haselnußgroßen Kalkkonkretionen ausgeschieden ist. So enthält z. B. ein solcher kalkreicher Tonmergel von der Ziegelei Ludwigswalde im Feinboden nur 3,5 % Kalk, so daß er durch einfaches Ausschlämmen der Konkretionen zur Ziegelfabrikation noch genutzt werden kann.

achtungen nicht hin, um eine Gleichaltrigkeit und gleichartige Entstehung beider Gebilde zu beweisen. An manchen Stellen, wie z. B. im Steinbecker Wald, hat sich in den Sandflächen Ortstein in festen Bänken sekundär ausgeschieden. Eine ganz eigentümliche Erscheinung in diesem Decktongebiet bezw. Staubecken, die in gleicher Häufigkeit und in so charakteristischer Weise bisher wohl nirgends im norddeutschen Diluvialgebiet beobachtet worden sein dürfte, ist das Vorkommen besonderer kleiner eingesenkter Lokalbecken, die nach einer Seite hin offen zu sein pflegen und unvermittelt zu anderen Lokalbecken noch niedrigerer Lage überleiten. So findet man oft drei oder vier einseitig offene Lokalbecken in verschiedener Höhenlage auf kleinem Raume neben einander. Im 18. Jahrhundert hat man diese eigenartigen einseitig offenen Lokalbecken sehr praktisch genutzt, indem man durch einfaches Aufwerfen eines Dammes an der offenen Seite und Einleiten von Wasser sie zu Karpfenteichen umwandelte. So legte in den Jahren 1764—1777 der Kriegsminister von Braxein als Besitzer der Herrschaft Tharau[1]) nach dem Zeugnis Fr. Samuel Bock's[2]) in der Guts-Feldmark Tharau und den sieben damals zugehörigen Nebengütern »einige dreyßig neue Karpfenteiche durch Wasserstauung in wüsten und unurbaren Brüchern[3])« an, »die ihren Nutzen bringen und jährlich verbessert werden.« Bock betont, daß der in

Hess v. Wichdorff, Einseitig offene Lokalbecken im Tharauer Tonstaubecken.

[1]) Dem Kriegsminister von Braxein verdankt die ganze Umgegend von Tharau (Blatt Tharau und die südlichen Teile von Blatt Ludwigswalde) ihre kulturelle Erschließung. Außer dem Hauptgute Tharau erbaute er noch 7 Nebengüter, um die ausgedehnte Herrschaft intensiv landwirtschaftlich bearbeiten zu können. Er legte damit den Grund zu den heutigen Gütern der Gegend und ihrer vorzüglichen landwirtschaftlichen Nutzung. Er liegt auf dem Kirchhofe zu Tharau begraben, wo noch heute sein Grabstein nahe am Eingange zur Kirche steht. An ihn erinnern noch die Gutsnamen Braxeinswalde und Braxeinshof.

[2]) Friedrich Samuel Bock, Versuch einer wirtschaftlichen Naturgeschichte von West- und Ostpreußen. Dessau 1785 (Band IV, S. 644—645 und Band V, S. 553).

[3]) Die tief eingeschnittenen, kleinen Becken mit ihrem undurchlässigen Ton-Untergrund waren ursprünglich vor ihrer Kultivierung natürlich sumpfige Sammelbecken bei stärkeren Regengüssen; tiefe, lang gezogene Gräben und Drainage haben in den letzten Jahrzehnten aus ihnen brauchbares Ackerland und Wiesen geschaffen.

der Nordwestecke des Blattes Tharau einst angelegte Karpfenteich zwischen Tharau und Wernsdorf »der größeste unter allen Karpfenteichen in Preußen, die besäet werden können« war, und erwähnt den beträchtlichen Gewinn, den die Landgüter in Natangen, namentlich Tharau und Knauten, aus den zahlreichen Karpfenteichen bezogen. Im Laufe des 19. Jahrhunderts sind fast alle Karpfenteiche wieder eingegangen und teils zu Ackerland, teils zu Wiesen umgewandelt worden. Die Erinnerung an diese zahlreichen ausgedehnten Karpfenteiche ist in dieser Gegend fast erloschen, nur die Reste der alten Staudämme und die auf dem Gute Tharau noch vorhandenen alten Gutspläne beweisen noch ihr langjähriges Bestehen. Die Entstehung der einseitig offenen Lokalbecken und der sie halb umschließenden Steilränder ist unzweifelhaft gleichzeitig während der Zeit der Entstehung des Decktons bezw. des Staubeckens erfolgt. Ob und in welcher Weise etwa totes Eis bei ihrer Bildung eine Rolle gespielt hat, läßt sich gegenwärtig noch nicht mit Bestimmtheit behaupten. Man wird aber in Zukunft bei der allgemeinen genetischen Erörterung der Decktonfrage wie der Staubecken auch das Vorhandensein der einseitig offenen Lokalbecken auf den Blättern Tharau, Mahnsfeld und Uderwangen berücksichtigen müssen.

Hess v. Wichdorff, Kleine Hochmoore im Tharauer Tonstaubecken.

Interessant ist die Beobachtung, daß die am meisten hoch gelegenen unter diesen einseitig offenen Lokalbecken, die auf der etwa 30 m über See sich erhebenden Wasserscheide zwischen Pregel und Frisching liegen, typische Hochmoore geworden sind, nachdem sie, wie alle Hochmoore, zuvor ein Flachmoor- und dann ein Zwischenmoor-Stadium erlebt hatten. Solche kleine Hochmoore befinden sich bei Wickbold (Blatt Ludwigswalde), südlich von Gollau (Blatt Ponarth), bei Lichtenfelde (Blatt Tharau) und Lichtes Bruch bei Ackerau (Blatt Uderwangen). Sie sind gewissermaßen Ausläufer des östlich angrenzenden großen Hochmoores, des Zehlau-Bruches. Unter diesen kleinen Hochmooren ist das bisher kaum bekannte und erst bei den geologischen Aufnahmen in seiner besonderen Bedeutung erkannte Lichtenfelder Hochmoor auf dem Blatte Tharau am wichtigsten, da es bei seiner ovalen Ausdehnung von nur 1 qkm das

Hochmoor-Phänomen in modellartiger Deutlichkeit und Entwicklung zeigt. Der $3^1/_2$ m hohe Anstieg des Hochmoors, der bereits am Rande gegen 2 m beträgt, ist rings um das Hochmoor scharf zu beobachten. Die Torfstiche zeigen das Zwischenmoor und den Flachmoortorf im Liegenden ebenso gleichmäßig, wie es die Bohrungen ergeben. Die Zwischenmoor-Schicht im Liegenden des Hochmoor-Moostorfs enthält einen urwaldartigen Stubben-Horizont, der in den Torfstichen überall sichtbar und bei allen Bohrungen im Hochmoor stark hinderlich ist. Von besonderer Bedeutung für den Werdegang unserer Hochmoore ist aber die hier gefundene Erkenntnis, daß ein lebendes Hochmoor beim weiteren Hochwachsen ganz von selbst in ein totes Hochmoor, auch ohne Einwirkung des Menschen, übergeht und ein neues Zwischenmoor auf dem echten Hochmoor-Moostorf absetzt. Über ein gewisses Maß der Aufwölbung[1]) scheint demnach der Grundwasserspiegel nicht hinauszugehen. Damit ist den Lebensbedingungen der Hochmoorsphagnen eine gewisse Grenze gesetzt, bei deren Überschreiten sie der Zwischenmoorvegetation den Platz räumen müssen. Auf dem Lichtenfelder Hochmoor ist über dem hellen Sphagnum-Moostorf bereits wieder eine 80 cm mächtige, dunkelbraune bis schwärzlichbraune Zwischenmoorschicht entstanden, die zahlreiche Jahrhunderte vorher sich zu bilden begann, ehe der Mensch die verhältnismäßig unbedeutenden Torfstiche am Rande des Hochmoors anlegte. Über das Lichtenfelder Hochmoor und seine Flora wird in besonderer Arbeit weiteres berichtet werden.

Hess v. Wichdorff, Hochmoorprofil. Blatt Tharau.

Was den tieferen Untergrund der Gegend von Tharau anlangt, so ist ein landschaftlich kaum merklicher Aufpressungszug von Unterem Sande zu erwähnen, der auffälligerweise in der Begleitung des Frischingstales quer durch das ganze Blatt zieht

Hess v. Wichdorff, Mächtigkeit des Diluviums. Bl. Tharau.

[1]) Auch im Sande ist die konvexe Aufwölbung des Grundwasserspiegels zuweilen deutlich zu beobachten. So steigt z. B. auf der Kurischen Nehrung der Grundwasserspiegel vom Ufer der Ostsee wie vom Haffrande uhrglasförmig nach der Mitte der Nehrung zu an; hier erhebt er sich bis 5 m über dem normalen Spiegel der Ostsee und des Haffes (in der Nähe der Geschiebemergelinsel von Rossitten ausnahmsweise 6 m).

und auch auf den Nachbarblättern zu verfolgen ist. In den Gruben bei Gr. Lauth, Jesau, Tharau und Ernsthof sind diese Schichten aufgeschlossen. Ob sie auf das Frischingstal beschränkt oder dort nur infolge der tieferen Erosion angeschnitten sind, läßt sich bei der noch geringen Anzahl von Tiefbohrungen nicht entscheiden. Im allgemeinen ist das Diluvium in dieser Gegend rund 100 m mächtig und wird von Kreideformation unterlagert.

Herr E. Meyer berichtet über die wissenschaftlichen Ergebnisse der Aufnahmen auf den Blättern Löwenhagen und Uderwangen in Ostpreußen (G.-A. 18, Nr. 21 und 27).

Im Sommer 1912 wurde die Aufnahme der im Herbst 1911 begonnenen Blätter Löwenhagen und Uderwangen beendet.

E. Meyer, Senon, Oligocän, Miocän, Diluvium, Alluvium, Blätter Löwenhagen, Uderwangen.

Die Hauptaufmerksamkeit wurde dabei auch in diesem Jahre (vergl. den vorjährigen Bericht!) auf die Entstehung der eigentümlichen Tonablagerungen gerichtet, die zu den sogenannten »Deckton«-Bildungen Ostpreußens gehören. Die hierüber sowie über Beckenmarken auf diesen Blättern gesammelten Erfahrungen werde ich in einer besonderen in diesem Jahrbuch erscheinenden Arbeit im Anschluß an eine Darstellung der samländischen Terrassen besprechen.

Im übrigen kann ich mich auf einige kurze Notizen, betreffend die Schichtenfolge, den Verlauf der Endmoräne und die Entwicklung einiger Alluvialgebilde, beschränken.

Zwei Bohrungen in Löwenhagen erreichen anscheinend das Liegende des Diluviums. Eine davon, schon 1905 von K. Keilhack bearbeitet und in diesem Jahrbuch für 1903, Bd. 24, Heft 4, S. 789 kurz veröffentlicht, zeigt unter

	57 m Geschiebemergel,
von 57— 89	» glaukonitischen Sand, Feinsand und Ton, meist mehr oder minder kalkhaltig und durch Feldspäte verunreinigt, anscheinend diluvial umgelagertes Oligocän.
Dann von 89— 95	» Grünsand mit nordischem Kies gemischt, und
von 95—100	» feinen, kalk- und glimmerhaltigen Grünsand mit runden, polierten, bunten Quarzen, durch einzelne Feldspatkörner (Nachfall?) verunreinigt.

Die letzte Schicht, die petrographisch den samländischen

Oligocänsanden durchaus gleicht, mag bereits den Beginn des anstehenden Oligocäns (Senons??) darstellen, während ich die glaukonitischen Schichten von 57—89 m eher für umgelagertes Oligocän als für eine nur durch Diluvium verunreinigte Scholle halten möchte.

Die andere 1912 von mir selbst bearbeitete Bohrung: »Bahnmeisterei Löwenhagen, Nr. 2« zeigt unter

26,4 m Geschiebelehm und -mergel (∂m)
und 15,25 » sandigem, diluvialem Kiese (∂g_2)
noch 0,35 » eines weißlichen, sehr kalkigen, glimmerigen Mergelsandes, wahrscheinlich nicht mehr Diluvium, sondern Senon.

Das Gestein erinnert durchaus an die Ausbildung des dortigen Senons, enthält aber auch einzelne Feldspatkörner u. dergl., ist also noch diluvial verunreinigt.

Miocäner Quarzsand wurde von mir mit dem Handbohrer am Westabhange des steilen Hügels nachgewiesen, auf dem die Schule zu Fuchshöfen steht. Ob es sich nur um eine Scholle im Diluvium handelt, ist nicht geklärt.

Eine andere Bohrung der Bahnmeisterei Löwenhagen hat mit 41,8 m, eine Bohrung in Wisdehnen bei Uderwangen mit 37 m das Diluvium nicht durchsunken. Es ist also sonst auf diesen Blättern nur Diluvium bekannt; worauf die Tertiärangaben der Lepsius'schen Übersichtskarte bei Waldau und Steinbeck beruhen, weiß ich nicht. Anstehend ist dort kein Tertiär vorhanden.

Alle vorhandenen Bohrungen und die Aufschlüsse an den z. T. etwa 15 m tiefen Flußufern zeigen, daß unter einer meist wenig mächtigen (oft tonigen) oberen Geschiebemergelbank, die aber auch auf 26 und 57 m anschwellen kann, mehr sandige diluviale Schichten folgen, und zwar Kiese, Sande und meist glaukonitische und tonstreifige Feinsande, die an vielen Stellen mit Geschiebemergel wechsellagern. Die Feinsande und feinen Sande sind oft genau von der Ausbildung der Feinsande am Strande des Samlandes, auf Blatt Lochstädt, und selbst des typischen Dirschkeimer Sandes, bestehen also aus diluvial umgelagertem Oligocän und Senon.

Da die natürlichen Aufschlüsse in diesen tieferen Diluvialbänken besonders durch die Steilabfälle des Pregeltales, des Hohenhager und Löwenhager Baches (die »Hölle«) und des Frischings unterhalb des Dorfes Frisching geschaffen sind, so erweckt dies den Anschein, als ob die sandige bezw. kiesige Ausbildung des Diluviums sich gerade an die Flußläufe halte oder vielmehr, als ob diese durch die sandige Ausbildung des Diluviums vorbedingt wären.

Tatsächlich dürfte diese Verteilung die Regel bilden, obwohl auch an anderen Stellen die sandigen Bildungen auftreten und, z. B. vielfach in der Fläche des Blattes Uderwangen, die dünne Geschiebemergeldecke durchstoßen; denn auf dem benachbarten Blatte Königsberg-Ost hat Herr Hess von Wichdorff an zahlreichen Tiefbohrungen nachweisen können, daß die am Pregelbett ziemlich mächtigen Sand- und Kiesablagerungen sich seitwärts mehr und mehr zwischen dem Geschiebemergel auskeilen.

Daß diese sandigen Ablagerungen etwa einem Interglazial entsprechen, ist noch keineswegs nachgewiesen. Bisher konnten die sie über- und unterlagernden und die mit ihnen wechsellagernden echt glazialen Gebilde noch nicht scharf getrennt und verschiedenen Eiszeiten zugewiesen werden, um so weniger, als mindestens ein Teil der Kiese selbst rein glazialen Ursprungs sein dürfte, wie Herr Kaunhowen bei Moditten nachweisen konnte.

In diesen sandigen Schichten des Diluviums zirkuliert vielfach ein gut trinkbares, kalkhaltiges Grundwasser. Von solchem Grundwasser, das auf dem Boden des Pregeltales austritt, dürfte wohl das stark kalkhaltige Quellmoor gespeist werden, das sich südwestlich vom »Tollen See« bei Friedrichstein mitten aus der weiten, kalkfreien Flachmoorfläche des Pregeltals erhebt, und ebenso die kleineren Vorkommen von Wiesenkalk und kalkigem Torf, die sich von hier aus in einem geraden Strich auf Gr. Barthen hinziehen, denn anders läßt sich die Herkunft des Kalkes hier kaum erklären.

Bezüglich der Verteilung diluvialer Gebilde an der Oberfläche ist für uns der Verlauf und Verbleib der Endmoräne von

Interesse, die, vom westlichen Samland kommend, über Arnau am nördlichen Pregelufer auf Fuchsberg zu (in einem zweiten undeutlicheren Zuge auch auf Stangau zu) verläuft und hier am Tale abbricht.

Die um 24 m aus dem Tale steil aufsteigende Geschiebemergel-, Sand- und Kies-Insel von Gr. Barthen (»Der Lustberg«) gab mir, weil er sich weit über all die anderen flachen Inseln erhebt, und genau in der Fortsetzung des Fuchsberger Zuges liegt, zuerst den Gedanken ein, die Fortsetzung der Endmoräne am südlichen Pregelufer über Ottenhagen hinaus zu suchen. Wenn nun auch bei Ottenhagen selbst in dem flachen Plateau nichts auf Endmoränenbildung hindeutet, so fand ich in der Fortsetzung doch typische Endmoränenhügel südlich von Gr. Lindenau. Sie tragen noch die ursprüngliche Waldbedeckung und lassen deshalb die glaziale Kuppenform mit Blockbestreuung und den typischen Kolklöchern noch ganz deutlich erkennen. Zeitmangel hinderte mich, den Zug noch weiter nach Osten zu verfolgen.

Im Pregeltale selbst rechne ich zu diesem Endmoränenzuge die Gr. Barther Insel und als Erosionsreste eines dem Fuchsberger wohl noch um $1^1/_2$ km vorgelagerten Zuges die eigentümlichen Steinpackungen, die unter dünner Torfdecke, meist auf Geschiebelehm gelagert, bei Steinbeckellen, Steinbeck-Anker und Horst ausgebeutet und auf dem nahe vorbeifließenden Pregel verfrachtet werden. Die Steine, meist von über Kopfgröße, liegen hier so dicht, daß die aus ihnen vorläufig errichteten, etwa $^1/_2$ m hohen Steinhaufen meistens nicht weniger Fläche bedecken, wie die ursprüngliche Steinpackung.

Ich nehme an, daß hier der Strom in postglazialer Zeit sehr steinreiche Endmoränenzüge zerstört und abgetragen hat, derart, daß nur mehr oder minder sandige oder kiesige Steinpackungen auf der glatt abgeschnittenen Lehmbasis zurückblieben, an die sich bei verringerter Stromgeschwindigkeit dann meist eine Sandbank im Strömungsschatten ansetzte.

Aus alluvialer Zeit ist die Verteilung des Tonabsatzes im Pregeltale bemerkenswert.

Einmal haben die von Süden her einmündenden Seitenbäche tonige Deltakegel in den Torf vorgeschoben, der die Hauptausfüllung des Tales bildet. Bei Friedrichstein und Steinbeck erreichen diese Tondeltas nahezu oder ganz den Fluß.

Eine ganz ähnliche, doch anders entstandene Tonablagerung besteht aus dem Hochwasserschlick des Pregels selbst.

Sie hält sich streng an die Nachbarschaft der beiden Pregelarme und zeigt dadurch, daß diese seit sehr langer Zeit ein wenig verändertes Bett inne gehalten haben.

Dicht am Fluß ist der Schlick in einem oft nur 10—50 m breiten Streifen über 2 m mächtig. Seitwärts davon überkleidet er in einer 3 oder mehr Dezimeter mächtigen Lage den hier vielfach nicht tonigen oder tonstreifigen Torf. Zuletzt ist nur noch eine ganz dünne, schleierartige Decke von Schlick oder auch nur von tonigem Torf über reinem Torf vorhanden, dann tritt reiner Torf auf. Die gesamte Breite der Schlickbildung überschreitet ebenso wie die Entfernung der Pregelarme von einander kaum 1 km Breite.

Im Torf des Pregeltales, der überwiegend aus Flachmoortorf besteht und seit alter Zeit (seit der Ansiedlung der »Freiholländer« durch den Großen Kurfürsten) größtenteils durch Entwässerung und Wiesenbau verändert wurde, ist bemerkenswert die Entwicklung zu Zwischenmoor an 2 Stellen: im Falzbruch bei Friedrichstein und nördlich von Hohenhagen. Der Kiefernwald dieser Gegend wird hier lichter, und es stellt sich in und auf dem Torf eine Vegetation von *Sphagnum*, *Drosera*, *Andromeda*, Porst und Moltebeeren ein.

Ebenso ist es auf der schwer durchlässigen, tonigen Lehmhochfläche des Blattes Uderwangen östlich von Fuchsberg in der Königl. Forst Gauleden in dem kreisförmigen »Lichten Bruch« zur Ausbildung eines Moores gekommen, das vom Rande her schnell in Zwischenmoor mit seiner Ericaceen-Vegetation (Porst, Blaubeere, Runkelbeere, Preißelbeere, *Andromeda*, Moltebeere usw.) und in der Mitte sogar in Hochmoor mit ganz lichtem Bestande verkümmerter Kiefern und Wasser-Blänken übergeht, ein kleiner Vorläufer offenbar des benachbarten großen Zehlaubruches.

13. Hohenzollern.

Herr Schmierer berichtet über die Aufnahme des Blattes Haigerloch.

Schmierer, Tektonik, Blatt Haigerloch.

Die Aufnahme des Blattes Haigerloch wurde im Sommer 1912 abgeschlossen. Wesentliche stratigraphische Ergebnisse wurden nicht erzielt. Größeres Interesse verdienen die tektonischen Verhältnisse. Wie schon im vorjährigen Aufnahmebericht erwähnt, gehen mehrere SO.-gerichtete Bruchlinien von Empfingen und Fischingen aus. In der Umgebung von Gruol schwenken sie unvermittelt in die NS-Richtung ein, die Empfinger Störung vom Lichtenberg bei Haigerloch ab, die Fischingen-Kirchberger Verwerfung von der Stunzach an, die hier eine — also wohl tektonisch bedingte — Ablenkung nach O. erfährt.

Südlich der Stunzach tritt die Kirchberg-Verwerfung in Beziehung zu dem bekanntlich SW.—NO. gerichteten Brittheimer Graben, der seinerseits von mehreren parallelen Dislokationen, vorwiegend Staffelbrüchen, begleitet wird. Es findet einerseits eine Ablenkung der NS. durch die NO. gerichteten Verwerfungen statt, andererseits ist aber auch festgestellt, daß letztere durch die NS.-Brüche abgeschnitten werden. Beide Systeme scheinen demnach gleichaltrig zu sein.

In der Nähe der Lorettokapelle bei Binsdorf findet wiederum eine kräftige Ablenkung der Kirchberg-Störung statt. Sie löst sich hier in mehrere kleine Verwerfungen auf und setzt erst auf dem rechten Ufer des Keinbachs wieder als einheitliche SO.-streichende Bruchlinie ein. Ein einfacher Kesselbruch, der in einem in nordwestlicher Richtung offenen Bogen rings um die Lorettokapelle verläuft, bezeichnet die Stelle der Zersplitterung und Ablenkung, steht also wohl ebenfalls in Beziehung zum NW.- bezw. NS.-System.

Mit dem Lias östlich Erlaheim setzt dann die Diolokation so scharf und deutlich wieder ein, daß ihr Verlauf schon auf der alten 50000-teiligen Karte auf große Strecken ohne weiteres abzulesen ist. In diesem Gebiet läßt sich aus der Kurve, die von der Störung beim Durchqueren der Täler beschrieben wird, mit

ziemlicher Sicherheit auf ein normales, südwestliches Einfallen der Verwerfungsspalte schließen.

Einige weitere Dislokationen der NW.—SO.-Richtung scheinen südlich Heiligenzimmern die gleichsinnige Richtung der Stunzach bewirkt zu haben. Zu ihnen gehört ein kleiner Graben westlich der Gipsmühle bei Binsdorf, in dem — als Graben im Graben — zwischen nordöstlich streichenden, von einer Verwerfung der anderen Richtung abgeschnittenen Bruchlinien unterster Lias versenkt liegt.

Herr H. Müller berichtet über die wissenschaftlichen Ergebnisse seiner Aufnahmen auf Blatt Hechingen (G.-A. 84, Nr. 40).

Die Aufnahmen fanden im Muschelkalk-Keuper-Gebiet und im Lias-Anteil des Blattes statt.

Die Gliederung des Keupers und Lias wurde nach der Quenstedt'schen Einteilung durchgeführt. Die Aufnahme bestätigte das bisherige Schema und brachte nur unwesentliche Ergänzungen.

Das Flußdiluvium gestattete die Einteilung in 3 Terrassen: Deckenschotter, Hoch- und Niederterrasse. Die Niederterrasse ihrerseits wurde versuchsweise in 3 Unterstufen zerlegt.

Die mit 1—1,5° gegen SO. fallende Schichtentafel ist mehrfach tektonisch gestört. Ein stellenweise 60 m tiefer Grabenbruch läuft nordöstlich an Grosselfingen vorbei auf den Hohenzollern zu. Die Sediment-Tafel zwischen ihm und der Starzel bricht staffelartig nach NO. ab. Außer diesen NW.—SO. gerichteten Störungen wurden noch einige unbedeutende des SW.—NO.-Systems aufgefunden.

Die genannten Unregelmäßigkeiten sind nicht imstande, das tektonische Gesamtverhalten der Schichtentafel im großen zu beeinflussen.

Bericht über die Tätigkeit der Königlichen Geologischen Landesanstalt im Jahre 1912.

Leitung: Geheimer Bergrat Professor Dr. BEYSCHLAG.

Revisionen im Tieflande: Abteilungsdirigent Geh. Bergrat Prof. Dr. WAHNSCHAFFE.

Revisionen im Gebirgslande: Abteilungsdirigent Professor Dr. KRUSCH.

I. Geologische Aufnahmen im Maßstabe 1:25000.

1. Rheinprovinz.

Landesgeologe Professor Dr. KRAUSE verwendete etwa sechs Wochen auf die geologisch-agronomische Bearbeitung des Blattes Burgwaldniel (G. A. 51, 48)[1]) und 6 Wochen auf die Aufnahme des devonischen Anteils von Blatt Mechernich (G. A. 66, 26). (Siehe auch Provinz Brandenburg.)

Landesgeologe Dr. WUNSTORF setzte die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Kettwig (G. A. 52, 40) fort.

Bezirksgeologe Dr. FLIEGEL brachte die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Mülheim a. Rh. (G. A. 66, 5) dem Abschluß nahe und begann alsdann die gleiche Aufnahme der Blätter Overath (G. A. 66, 6), Burscheid (G. A. 52, 59) und Kürten (G. A. 52, 60). (Siehe auch unter II. Andere Arbeiten.)

Geologe Dr. QUAAS vollendete die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Neuß (G. A. 52, 51), begann die gleiche

[1]) G. A. = Grad-Abteilung.

Aufnahme des Blattes Hilden (G. A. 52, 52) und setzte die begonnene Kartierung des Blattes Niedeggen (G. A. 66, 19) fort. (Siehe auch unter II. Andere Arbeiten.)

Geologe Dr. BÄRTLING brachte die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Essen (G. A. 52, 35) zum Abschluß. (Siehe auch unter Provinz Westfalen und unter II. Andere Arbeiten.)

Geologe Dr. ZIMMERMANN II stellte die geologisch-agronomische Aufnahme seines Anteiles auf dem Blatte Burgwaldniel (G. A. 51, 48) bis auf einen kleinen Rest fertig.

Freiwilliger Mitarbeiter Professor Dr. HOLZAPFEL setzte während der akademischen Ferien die geologische Aufnahme auf dem Blatte Eupen (G. A. 65, 23) fort.

Etatsmäßiger Professor an der Königlichen Bergakademie Dr. RAUFF führte während der akademischen Ferien die begonnene geologisch-agronomische Aufnahme der Blätter Godesberg und Königswinter (G. A. 66, 23, 24) weiter.

Freiwilliger Mitarbeiter Professor Dr. KAISER in Gießen nahm einige Begehungen am Rhein vor.

2. Provinz Westfalen und Fürstentum Lippe.

Landesgeologe Professor Dr. DENCKMANN setzte die Revisionsarbeiten im Gebiete der Blätter Olpe, Kirchhundem, Wenden, Hilchenbach (G. A. 53, 58, 59 u. G. A. 67, 4, 5) fort und untersuchte zur Festlegung des »Gebirgsprofils durch das gesamte Siegerland« die Grubengebiete der Blätter Freudenberg, Siegen, Betzdorf (G. A. 67, 10, 11, 16). Diese Arbeiten sind bis zur Grube Concordia auf dem rechten Ufer des Hellertales (Blatt Betzdorf) vorgeschritten.

Bezirksgeologe Dr. FUCHS führte die Kartierung von Blatt Altena (G. A. 53, 45) weiter und stellte $^7/_8$ des Blattes Herscheid (G. A. 53, 51) fertig. (Siehe auch unter II. Andere Arbeiten.)

Geologe Dr. BÄRTLING vollendete in etwa 3 Monaten die geologisch-agronomische Aufnahme von Blatt Essen (G. A. 52, 35) und begann die gleiche Aufnahme des Blattes Herne (G. A. 52, 30). (Siehe auch Rheinprovinz und unter II. Andere Arbeiten.)

Geologe Dr. MESTWERDT verwendete $2^1/_2$ Monate auf die Fertigstellung der geologisch-agronomischen Aufnahme des Blattes Lemgo (G. A. 40, 58) und begann alsdann die gleiche Aufnahme des Blattes Salzuflen (G. A. 40, 57).

Geologe Dr. SCHMIDT stellte gemeinsam mit dem Geologen Dr. HENKE Blatt Attendorn (G. A. 53, 52) fast fertig.

Geologe Dr. KRAISS und Bergreferendar Dr. RENNER bewirkten gemeinsam die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Senne (G. A. 54, 9).

Geologe Dr. KRAISS führte die geologisch-agronomische Aufnahme der Osthälfte des Blattes Bösingfeld (Alverdissen) (G. A. 40, 59) bis auf einen Rest fort.

Geologe Bergreferendar Dr. RENNER vollendete die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Lage-Bockel (G. A. 54, 3) und ging zur gleichen Aufnahme der Westhälfte von Blatt Bösingfeld (Alverdissen) (G. A. 40, 59) über.

3. Provinz Hessen-Nassau.

Landesgeologe Professor Dr. LEPPLA begann die Neuaufnahme von Blatt Königstein (G. A. 68, 49).

Geologe Dr. AHLBURG stellte die geologische Aufnahme von Blatt Rodheim (G. A. 68, 20) $^3/_4$ fertig. (Siehe auch unter II. Andere Arbeiten.)

Freiwilliger Mitarbeiter Geheimer Bergrat Professor Dr. v. KOENEN setzte die begonnene Aufnahme der Blätter Hofgeismar und Hann. Münden (G. A. 55, 31, 32) fort; das letztere wurde der Vollendung nahe gebracht.

Freiwilliger Mitarbeiter Major a. D. Dr. VON SEYFRIED vollendete durch eine Schlußbegehung das Blatt Altengronau (G. A. 69, 44).

Freiwilliger Mitarbeiter Professor Dr. BLANCKENHORN führte die Revision der geologisch-agronomischen Aufnahme des Blattes Homberg (G. A. 55, 55) zu Ende.

4. Provinz Hannover und Herzogtum Braunschweig.

Bezirksgeologe Dr. SCHUCHT vollendete die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Westerholt (G. A. 22, 25). Außerdem wurden die Diluvialbildungen auf dem Blatte Bockenem

(G. A. 41, 59) etwa zur Hälfte überarbeitet; auf dem Blatte Celle (G. A. 41, 23) wurde eine Schlußbegehung ausgeführt. (Siehe auch unter Provinz Brandenburg und II. Andere Arbeiten.)

Bezirksgeologe Professor Dr. ERDMANNSDÖRFFER stellte bis auf einen kleinen Rest das Blatt Elbingerode (G. A. 56, 15) fertig. (Siehe auch unter Provinz Sachsen.)

Bezirksgeologe Dr. STOLLER führte die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Sülze (G. A. 41, 17) zu Ende. Außerdem unternahm er Begehungen auf dem Blatte Winsen a. d. Aller (G. A. 41, 22), bezüglich der Ergänzung der geologisch-agronomischen Profile.

Geologe Dr. GRUPE setzte die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Kirchohsen (G. A. 41, 55) fort. (Siehe auch unter II. Andere Arbeiten.)

Geologe Dr. HARBORT stellte die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Braunschweig (G. A. 42, 44) etwa $^3/_4$ fertig. Außerdem überarbeitete er den durch Dr. MONKE aufgenommenen Anteil des Blattes Fuhrberg (G. A. 41, 28) hinsichtlich der Ergänzung der geologisch-agronomischen Profile. (Siehe auch unter II. Andere Arbeiten.)

Freiwilliger Mitarbeiter Professor Dr. STILLE führte die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Gehrden (G. A. 41, 38) weiter.

Freiwilliger Mitarbeiter Professor Dr. BODE setzte während eines Teiles der akademischen Ferien die begonnene geologische Aufnahme des Blattes St. Andreasberg (G. A. 56, 14) fort. (Siehe auch unter II. Andere Arbeiten.)

5. Provinz Schleswig-Holstein.

Landesgeologe Professor Dr. WOLFF beendete die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Pinneberg (G. A. 24, 21) und begann alsdann diejenige des Blattes Schleswig (G. A. 7, 26). (Siehe auch Provinz Westpreußen.)

Geologe Dr. SCHLUNCK stellte die geologisch-agronomische Aufnahme von Blatt Pötrau (G. A. 25, 32) fertig und begann diejenige von Blatt Trittau (G. A. 25, 19).

6. Provinz Sachsen und Herzogtum Anhalt.

Landesgeologe Geheimer Bergrat Professor Dr. SCHROEDER setzte die geologische Aufnahme des mesozoischen Anteils von Blatt Derenburg (G. A. 56, 10) fort. (Siehe auch unter Provinz Brandenburg und II. Andere Arbeiten.)

Landesgeologe Dr. WEISSERMEL beendete die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Ballenstedt (G. A. 56, 18) und setzte die gleiche Aufnahme des Blattes Wegeleben (G. A. 56, 12) fort.

Landesgeologe Dr. VON LINSTOW führte die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Schmiedeberg (G. A. 58, 21) weiter und begann die gleiche Aufnahme des Blattes Pretzsch (G. A. 58, 15). (Siehe auch Provinz Pommern.)

Landesgeologe Dr. SIEGERT setzte die geologische Aufnahme des Harzanteils von Blatt Quedlinburg (G. A. 56, 17) fort. (Siehe auch unter II. Andere Arbeiten.)

Bezirksgeologe Dr. WIEGERS hat nach einer Schlußbegehung des Blattes Neuhaldensleben (G. A. 43, 13) die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Erxleben (G. A. 42, 18) beendet.

Bezirksgeologe Professor Dr. ERDMANNSDÖRFFER begann die geologische Aufnahme des Blattes Wernigerode (G. A. 56, 9). (Siehe auch unter Provinz Hannover.)

Bezirksgeologe Dr. PICARD brachte die geologisch-agronomische Neubearbeitung von Blatt Halle-Nord (G. A. 57, 28) dem Abschluß nahe. (Siehe auch unter II. Andere Arbeiten.)

Geologe Dr. BARSCH vollendete die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Solpke (G. A. 42, 30). (Siehe auch Provinz Schlesien und unter II. Andere Arbeiten.)

7. Thüringen.

Bezirksgeologe Dr. NAUMANN stellte die geologische Neubearbeitung des Blattes Salzungen (G. A. 69, 12) bis auf einen kleinen Rest fertig. (Siehe auch unter II. Andere Arbeiten.)

Etatsmäßiger Professor an der Bergakademie Geheimer Bergrat Dr. SCHEIBE beendete die Schlußbegehung von Blatt Mehlis (G. A. 70, 20).

8. Provinz Brandenburg.

Abteilungsdirigent Geheimer Bergrat Professor Dr. WAHNSCHAFFE setzte während der von Revisionsreisen nicht in Anspruch genommenen Zeit die geologisch-agronomische Kartierung des Blattes Herzberg (G. A. 45, 47) fort. (Siehe auch unter II. Andere Arbeiten.)

Landesgeologe Geheimer Bergrat Professor Dr. SCHROEDER stellte die geologisch-agronomische Überarbeitung des Blattes Gr.-Ziethen (G. A. 45, 4) zum Zweck der Neuherausgabe fertig. (Siehe auch unter Provinz Sachsen und II. Andere Arbeiten.)

Landesgeologe Geheimer Bergrat Professor Dr. JENTZSCH begann die geologisch-agronomische Aufnahme von Blatt Beerfelde (G. A. 45, 35). (Siehe auch Provinz Posen und unter II. Andere Arbeiten.)

Landesgeologe Professor Dr. GAGEL führte die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Gransee (G. A. 27, 59) etwa zu $^3/_4$ aus.

Landesgeologe Professor Dr. KRAUSE verwandte etwa einen Monat auf die geologisch-agronomische Bearbeitung des Blattes Briesen (G. A. 45, 42). (Siehe auch Rheinprovinz.)

Bezirksgeologe Dr. SCHUCHT begann die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Schöneweide und Luckenwalde (G. A. 44, 54, 60). (Siehe auch unter Provinz Hannover und II. Andere Arbeiten.)

Die Bergassessoren Dr. TORNOW und CLAUSNITZER bewirkten unter Anweisung des Landesgeologen Geheimen Bergrats Professor Dr. KEILHACK die geologisch-agronomische Aufnahme der Blätter Cottbus-West und Cottbus-Ost (G. A. 59, 18 und G. A. 60, 13) bis auf einen kleinen Rest. (Wegen Geh. R. KEILHACK siehe auch unter Provinz Pommern und II. Andere Arbeiten.)

9. Provinz Pommern.

Landesgeologe Geheimer Bergrat Professor Dr. KEILHACK stellte die geologisch-agronomische Aufnahme der Blätter Swinemünde, Caseburg, Misdroy und Lebbin (G. A. 28, 6, 12 und G. A. 29, 1, 7) fertig. (Siehe auch unter Provinz Brandenburg und II. Andere Arbeiten.)

Landesgeologe Dr. v. LINSTOW setzte gemeinsam mit dem Bezirksgeologen Dr. MENZEL die geologisch-agronomische Neuaufnahme des Blattes Stettin (G. A. 29, 32) fort. (Siehe auch Provinz Sachsen.)

Bezirksgeologe Dr. SCHULTE brachte die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Stuchow (G. A. 29, 5) zum Abschluß und begann die gleiche Aufnahme der Blätter Gr. Justin (G. A. 12, 58) und Schwirsen (G. A. 29, 4).

Bezirksgeologe Dr. MENZEL vollendete nahezu die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Kordeshagen (G. A. 13, 52) und beteiligte sich an der Neuaufnahme des Blattes Stettin (G. A. 29, 32). (Siehe auch unter II. Andere Arbeiten.)

Bezirksgeologe Dr. SOENDEROP setzte, nach einer Schlußbegehung auf dem Blatte Zachan (G. A. 29, 48), die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Ravenstein (G. A. 30, 43) fort. (Siehe auch unter II. Andere Arbeiten.)

10. Provinz Schlesien.

Landesgeologe Professor Dr. ZIMMERMANN vollendete die geologische Aufnahme des Blattes Ruhbank (G. A. 75, 11) und führte mit Unterstützung des Geologen Dr. HAACK die gleiche Aufnahme des Blattes Bolkenhain (G. A. 75, 5) weiter.

Landesgeologe Professor Dr. KÜHN brachte die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Gröditzberg (G. A. 61, 51) zum Abschluß und setzte die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Liebenthal (G. A. 61, 56) fort. (Siehe auch unter II. Andere Arbeiten.)

Geologe Dr. HAACK, siehe unter Landesgeologen Professor Dr. ZIMMERMANN.

Landesgeologe Professor Dr. MICHAEL setzte die früher von Dr. DATHE begonnene geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Glatz (G. A. 76, 32) fort. (Siehe auch unter II. Andere Arbeiten.)

Landesgeologe Dr. TIETZE vollendete in etwa $2^1/_2$ Monaten die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Nimptsch (G. A. 76, 16) und begann die gleiche Aufnahme des Blattes

Wahlstatt (G. A. 61, 54), von dem etwa die Hälfte kartiert wurde. (Siehe auch unter II. Andere Arbeiten.)

Bezirksgeologe Dr. FINCKH beendete etwa in einem Monat die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Zobten (G. A. 76, 9) und begann die gleiche Aufnahme auf dem Blatte Weizenrodau (G. A. 76, 8). (Siehe auch unter II. Andere Arbeiten.)

Bezirksgeologe Dr. BEHR setzte die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Strehlen (G. A. 76, 17) und des ihm übertragenen Anteils von Blatt Marienau (G. A. 76, 18) fort und ging zur gleichen Aufnahme auf das Blatt Münsterberg (G. A. 76, 23) über. (Siehe auch unter II. Andere Arbeiten.)

Geologe Dr. BERG beendete die geologische Aufnahme des Blattes Krummhübel (G. A. 75, 15) und begann diejenige des Blattes Warmbrunn (G. A. 75, 9). (Siehe auch unter II. Andere Arbeiten.)

Geologe Dr. QUITZOW bewirkte zu etwa $^3/_4$ die geologische Aufnahme des Blattes Nikolai (G. A. 78, 52).

Geologe Dr. ASSMANN stellte die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Broslawitz (G. A. 78, 33) fertig. (Siehe auch Provinz Posen.)

Geologe Dr. BARSCH setzte die begonnene geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Lauterbach (G. A. 76, 15) fort. (Siehe auch Provinz Sachsen und unter II. Andere Arbeiten.)

11. Provinz Posen.

Landesgeologe Geheimer Bergrat Professor Dr. JENTZSCH überarbeitete das Blatt Gurtschin (G. A. 48, 10) geologisch-agronomisch behufs Neuherausgabe. Er begann alsdann die gleiche Aufnahme des Blattes Gondek (G. A. 48, 41). (Siehe auch Provinz Brandenburg und unter II. Andere Arbeiten.)

Bezirksgeologe Dr. KORN begann und vollendete die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Gr. Drensen (G. A. 47, 6). (Siehe auch unter II. Andere Arbeiten.)

Bezirksgeologe Dr. DAMMER stellte die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Ottorowo (G. A. 48, 25) fertig und begann alsdann die gleiche Aufnahme auf den Blättern Scharfen-

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

ort und Samter (G. A. 48, 19, 20). In Gemeinschaft mit dem Geologen Dr. ASSMANN wurde eine Revision der älteren geologisch-agronomischen Aufnahmen auf den Blättern Duschnik und Groß-Gay (G. A. 48, 31, 32) vorgenommen.

Geologe Dr. CRAMER begann die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Radolin (G. A. 31, 56).

Geologe Dr. ASSMANN stellte die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Gollantsch (G. A. 48, 6) bis auf eine Schlußbegehung fertig. (Siehe auch Provinz Schlesien.)

12. Provinz Westpreußen. Landesgeologe Professor Dr. WOLFF überarbeitete geologisch-agronomisch das Blatt Danzig (G. A. 16, 38) behufs Neuherausgabe. (Siehe auch Provinz Schleswig-Holstein.)

13. Provinz Ostpreußen. Landesgeologe Professor Dr. KAUNHOWEN vollendete die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Ponarth (G. A. 18, 19). (Siehe auch unter II. Andere Arbeiten.)

Landesgeologe Dr. KLAUTZSCH beendete die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Bladiau (G. A. 17, 29) und stellte die gleiche Aufnahme von Blatt Schönwalde (G. A. 18, 15) bis auf einen kleinen Rest fertig. (Siehe auch unter II. Andere Arbeiten.)

Bezirksgeologe Dr. TORNAU vollendete die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Mahnsfeld (G. A. 18, 25) bis auf eine Schlußbegehung. (Siehe auch unter II. Andere Arbeiten.)

Bezirksgeologe Dr. HESS VON WICHDORFF setzte die geologisch-agronomische Bearbeitung des Blattes Tharau (G. A. 18, 26) fort und brachte alsdann die gleiche Aufnahme der Kurischen Nehrung und die Untersuchung des Kurischen Haffs (G. A. 3, 17, 23, 29, 35, 40, 41, 46, 51, 52, 56 u. 57) zum Abschluß.

Geologe Dr. MEYER stellte die geologisch-agronomische Aufnahme der Blätter Uderwangen und Löwenhagen (G. A. 18, 27, 21) fertig. (Siehe auch unter II. Andere Arbeiten.)

14. Hohenzollernsche Lande. Geologe Dr. SCHMIERER vollendete die geologisch-agronomische Aufnahme von Blatt Haigerloch (G. A. 84, 39) und be-

gann mit Unterstützung des Probegeologen Bergreferendar MÜLLER die gleiche Aufnahme des Blattes Hechingen (G. A. 84, 40).

Geologe Bergreferendar MÜLLER begann außerdem die geologische Aufnahme des Blattes Jungingen (G. A. 84, 41).

II. Andere Arbeiten.

1. Wissenschaftlich-geologische Arbeiten.

Bezirksgeologe Dr. FLIEGEL: Untersuchung der Höhlenaufschlüsse im rheinisch-westfälischen Massenkalk.

Bezirksgeologe Dr. QUAAS: Pliocänstudien am Nordrande der Eifel.

Bezirksgeologe Dr. FUCHS: Übersichtsbegehungen im Sauerlande und im Bergischen Lande für die 100 000teilige Karte.

Geologe Dr. AHLBURG: Begehungen des Silurzuges auf den Blättern Ballersbach, Herborn und Merenberg (G. A. 68, 19 und G. A. 67, 24, 30).

Bezirksgeologe Dr. SCHUCHT: Untersuchungen über den Verlauf der Urstromtäler im Westen der Weser.

Landesgeologe Dr. SIEGERT: Fortsetzung der früher begonnenen Weserstudien.

Freiwilliger Mitarbeiter Professor Dr. BODE: Begehungen auf den Blättern Lauterberg und Zorge (G. A. 56, 19, 20).

Bezirksgeologe Dr. PICARD: Begehung des Muschelkalkes auf dem Blatte Schraplau (G. A. 57, 33) zu Vergleichszwecken.

Bezirksgeologe Dr. SOENDEROP: Untersuchung der Aufschlüsse des Großschiffahrtsweges Berlin—Stettin und der fossilführenden Aufschlüsse der Diluvialbildungen in der Mark.

Geologe Dr. BARSCH: Begehung der Basaltvorkommen zwischen Reichenbach und Münsterberg.

Bezirksgeologe Dr. FINCKH: Vergleichende Studien in dem Eulengebirge.

Landesgeologe Professor Dr. POTONIÉ: Bearbeitung einer Flora der paläozoischen Schichten Niederschlesiens.

Landesgeologe Professor Dr. MICHAEL: Begehungen für die Herstellung einer geologischen Übersichtskarte von Oberschlesien 1:200 000.

Landesgeologe Geheimer Bergrat Professor Dr. JENTZSCH: Bereisung der Tertiäraufschlüsse in der Provinz Posen.

Bezirksgeologe Dr. KORN: Begehung des Otuscher und Buk—Moschiner Oses (G. A. 48, 31, 37 bis 39, 44 und 45).

Landesgeologe Professor Dr. KAUNHOWEN in Gemeinschaft mit dem Landesgeologen Dr. KLAUTZSCH, dem Bezirksgeologen Dr. TORNAU und dem Geologen Dr. MEYER: Vergleichende Abschlußbegehungen des Samlandes.

Geheimer Bergrat Professor Dr. BEYSCHLAG und Abteilungsdirigent Professor Dr. KRUSCH: Untersuchungen des Nickelerzvorkommens bei Frankenstein (G. A. 76, 27) und des Arsenikkiesvorkommens bei Reichenstein (G. A. 76, 34).

Geologe Dr. GRUPE: Terrassenstudien im Wesertale zwischen Hameln und Minden (G. A. 40, 54, 53, 52, 46 und 39).

Geologe Dr. HARBORT: Vorarbeiten für eine Flözkarte des Helmstedter Braunkohlenreviers (G. A. 42, 46).

Landesgeologe Dr. KOERT: Wissenschaftliche Bearbeitung der Erdölbohrung bei Holm (G. A. 24, 46).

Landesgeologe Geheimer Bergrat Professor Dr. SCHROEDER: Wissenschaftliche Untersuchung des Kaliwerkes Vienenburg.

Bezirksgeologe Dr. PICARD: Begehungen der Saaleterrassen zwischen Saalfeld und Orlamünde (G. A. 70, 18, G. A. 71, 13 u. 14).

Bezirksgeologe Dr. NAUMANN: Begehungen der Saaleterrassen zwischen Orlamünde und Kahla (G. A. 71, 14 und 8).

Bezirksgeologe Dr. MENZEL: Untersuchung der fossilführenden Inter-, Spät- und Postglazialschichten der Berliner Gegend.

Geologe Dr. BERG: Bereisung der niederschlesischen Braunkohlen- und Erzgruben.

Bezirksgeologe Dr. BEHR: Besichtigung der Interglazialaufschlüsse bei Birnbaum.

Landesgeologe Dr. KLAUTZSCH: Studien der Ufer- und Talbildungen am Kurischen Haff bei Memel auf den Blättern Memel, Schmolz und Götzhofen (G. A. 3, 17, 23 und 24) zu Vergleichszwecken.

2. Instruktionskurse und Vorträge.

Landesgeologe Geheimer Bergrat Professor Dr. JENTZSCH: Praktisch-geologischer Kursus für Landwirtschaftslehrer in der Rheinprovinz.

Geologe Dr. BÄRTLING: Kursus für Mitglieder des Dortmunder Lehrervereins, Kursus für den Lehrerverein Annen und Umgebung und Kursus für den Lehrerverein Recklinghausen und Umgebung.

Bezirksgeologe Dr. SCHUCHT: Geologischer Kursus für höhere Meliorations-Baubeamte in der Umgebung von Hildesheim.

Abteilungsdirigent Geheimer Bergrat Professor Dr. WAHNSCHAFFE: Ferienkursus des Berliner Lehrervereins mit zwei Exkursionen in die Umgegend von Berlin.

Landesgeologe Geheimer Bergrat Professor Dr. SCHROEDER und Landesgeologe Professor Dr. KÜHN: Praktisch-geologischer Kursus für Bergassessoren und Bergreferendare.

Landesgeologe Professor Dr. POTONIÉ: Vorträge im Berliner Lehrerverein, für Berliner Hochschullehrer, in der Versammlung von Bohringenieuren; Exkursionen zur Demonstration von Mooren für die Berliner Oberlehrer, Staatsanwälte und Richter.

Landesgeologe Geheimer Bergrat Professor Dr. KEILHACK: Kursus für Sanitätsoffiziere. Führung der Deutschen Geologischen Gesellschaft auf Wollin und Rügen.

Bezirksgeologe Dr. MENZEL: Vortrag im Pommerschen geologischen Verein in Stettin nebst einer Exkursion in die dortige Umgebung.

Landesgeologe Dr. TIETZE: Vorträge in verschiedenen Lehrer- und landwirtschaftlichen Vereinen.

Beyschlag, Krusch, Keilhack, Jentzsch, Zimmermann, Leppla, Potonié, Kühn, Michael, Krause, Wolff, Schneider, Fliegel, Bärtling, Ahlburg, Seidl und Gothan: Theoretischer Kursus für Markscheider.

3. Praktisch-geologische Arbeiten.

a) Wasserversorgungen.

Die Anstalt wirkte beratend mit bei den Wasserversorgungsprojekten folgender Gemeinden, Behörden und Privatunternehmungen:

In der Rheinprovinz: Engeln (Kreis Adenau), Stadt Langenberg (Kreis Mettmann), Lucherberg, Embken und Frangenheim (im Kreise Düren), Burgsponheim (Kreis Kreuznach), Urbar, Vallendar, Horchheim und Pfaffendorf (im Kreise Coblenz), und in verschiedenen Gemeinden im Kreise Wetzlar.

Westfalen: Stadt Limburg (Kreis Limburg), Lippstadt (Kreis Lippstadt), Gemeinde Quelle (Kreis Bielefeld).

Hessen-Nassau: Mönchehof (Landkreis Cassel), Friedrichsbruck (Kreis Witzenhausen), in verschiedenen Gemeinden im Kreise Biedenkopf, Stadt Nassau (im Unterlahnkreise), Treisfurt (im Oberlahnkreise), Langenschwalbach und Forsthaus Oberjosbach (im Untertaunuskreise), Lorsbach (im Kreise Höchst), Gut Riede bei Fritzlar (Kreis Wolfhagen), Soden a. T. und Höchst a. M. (im Kreise Höchst), Frankenhausen (Kreis Hofgeismar), Meißnergebiet.

Hannover: Göttingen (Stadtkreis Göttingen), Bodenwerder (Kreis Hameln), Bramsche (Kreis Bersenbrück), Kolonie Himmelstür (Kreis Hildesheim), Harburg (Stadtkreis Harburg), Bad Rehburg (Kreis Stolzenau).

Schleswig-Holstein: Stadt Wilster (Kreis Steinburg), Stadt Uetersen und Altona.

Sachsen usw.: Garnison Naumburg (Kreis Naumburg a. S.), Roßtrappe bei Thale und Kochstedt (im Kreise Quedlinburg), Lungenheilstätte Schielo (Kreis Ballenstedt), Ferchau bei Ruhfelde (Kreis Salzwedel), Stadt Wittenberg, Stadt Magdeburg.

Brandenburg: Gut Etzin bei Ketzin (Kreis Osthavelland), Steglitz (Kreis Teltow), Werder a. H. (Kreis Zauch-Belzig), Sommerfeld (Kreis Osthavelland), Kirchhain (Kreis Luckau).

Pommern: Eisenbahnwasserwerk bei Schlawe, Stadt Ückermünde, Kl. Radow (Kr. Regenwalde), Abbau Zemmin (Kreis Neustettin), Gemeinde Wustrow (Kreis Lüchow).

Schlesien: Altwasser bei Waldenburg, Bernstadt (Kreis Öls), Schurgast (Kreis Falkenberg), Hoyerswerda (Kreis Hoyerswerda), Oberschlesischer Industriebezirk.

Posen: Truppenübungsplatz bei Posen, Festung Thorn, Gemeinde Owieschön (Kreis Gnesen).

Ostpreußen: Stadt Pillkallen (Kreis Gumbinnen), Stadt Stallupönen (Kreis Stallupönen), Stadt Tapiau (Kreis Wehlau), Gemeinde Krämersdorf (Kreis Rössel), Gemeinde Kl. Schnittken (Kr. Sensburg), Schule Budwethen bei Skaisgirren (Kreis Niederung), Haltestelle Skorebudicken.

b) Talsperren und Stauanlagen.

Es wurden begutachtet die Talsperren und Stauanlagen
bei Ebernach an der Mosel,
Seiler-Talsperre bei Iserlohn,
am Hamberg,
bei Hemfurt,
an der Werra und Fulda,
im Soesetal,
» Wesertal bei Döwerden,
» Okertal,
» Innerstetal,
» Odertal.
Anlage eines Seebeckens in Waidmannslust bei Berlin,
im Neißetal (Schlesiertal),
» Schwarzwassertal b. Groddek-Rowinitza in Westpr.,
» Fersetal bei Kollenzmühle (Preuß. Stargard).

Ferner wurde eine geologische Spezialaufnahme des Odertales zwischen der Neißemündung und Oppeln wegen Regu-

lierung von Stauschäden für die Oderstrombauverwaltung ausgeführt.

c) Untersuchungen von Heilquellen und Abgrenzungen von Schutzgebieten

für die Quellen von:

Aachen, Rhens a. Rh., Salzborn bei Salzig, Wildstein bei Trarbach, Wiesbaden, Stecklenberg bei Quedlinburg, Viktoriaquelle in Schwarzbach (Kreis Lauban), Flinsberg, Warmbrunn, Salzbrunn und Reichenstein in Schlesien.

d) Kanal-, Brücken- und Wasserbauten.

Beratung oder Untersuchung von Aufschlüssen bei folgenden Bauten:

Rhein-Herne-Kanal, Lippe-Kanal, Ems-Weser-Mittelland-Kanal, Städtische Kanalbauten in Schwelm und Hagen, Rheinbrücke bei Rüdesheim, Rheinbrücken für Militärzwecke der Strecke Basel-Bingen, Kaiser Wilhelm-Kanal, Großschiffahrtsweg Berlin-Stettin, Netze-Kanal, Masurischer Kanal.

e) Eisenbahn- und Tunnel-Aufschlüsse.

Folgende Bahnstrecken wurden besichtigt, kartiert oder begutachtet:

Rheinprovinz: Rath—Eller bei Düsseldorf, Lintfort-Hohenbudberg, Ahrdorf—Blankenheim, Ahrweiler—Liblar, Betzdorf—Nauroth.

Westfalen: Weidenau—Dillenburg, bei Löhne, Witten-Barmen, bei Silschede, Klosterholz bei Gevelsberg, Linderhausen bei Schwelm—Loh, Altenhundem—Birkelbach.

Hessen-Nassau: Zimmersroda—Gemünden, Hersfeld-Heimboldhausen, Tunnel bei Oberems, Umgehungstunnel bei Elm.

Hannover: Celle—Gifhorn, Clausthal—Altenau, Ihrhove—West-Rhauderfehn, Soltau—Lüneburg, bei Hameln und und Alfeld.

Sachsen: Laucha—Cölleda, Mansfeld—Wippra.

Thüringen: Weimar—Gera, Wenigentaft—Oechsen, Bahnhof Fröttstedt, Bahnhof Waltershausen.

Brandenburg: Templin—Fürstenberg, Landsberg—Soldin, Putlitz—Suckow, Oranienburg—Kremmen—Nauen, Eberswalde—Niederfinow, Oderberg—Bralitz, Crossen—Sommerfeld, Klemzow, Grüneberg.

Pommern: Tantow—Gartz, Gollen bei Stettin, Treptow a. Rega—Deep, Tunnel Lietzow—Saßnitz, Strelasund zwischen Stralsund und Altefähr.

Schlesien: Bauerwitz—Troppau, Glogau—Fraustadt, Raudten—Steinau, Bahnhof Sagan.

Posen: Czarnikau—Schneidemühl, Mogilno—Bartschin, Gnesen—Kletzko—Schokken.

Westpreußen: Langfuhr—Altemühle.

Ostpreußen: Gumbinnen—Darkehmen, Darkehmen—Angerburg, Gr. Raum—Powunden, Bahnhof Tilsit, Bahnanlagen in Königsberg.

Hohenzollern: Stetten—Hechingen.

f) Untersuchung von Domänen und Gütern.

Gut Gerdshagen (G. A. 26, 48).

g) Aufnahme der Umgebung von Landwirtschaftsschulen.

Für folgende Landwirtschaftsschulen wurden Lehrfelder geologisch-agronomisch kartiert:

Provinz Sachsen: Quedlinburg (G. A. 56, 17).

Provinz Brandenburg: Dahme (G. A. 45, 29).

Provinz Ostpreußen: Preuß. Holland und Neidenburg (G. A. 17, 56 und G. A. 35, 37).

h) Bergwirtschaftliche und technische Untersuchungen.

Fortsetzung der Bearbeitung der Flözkarte des Niederrheinisch-Westfälischen und des Oberschlesischen Industriebezirkes.

Untersuchung der Grubenaufschlüsse im Lahngebiet.

Lietstolln bei Obernkirchen.

Untersuchung der Schachtaufschlüsse von Beienrode und Asse.

Untersuchungen über die Kalilagerstätten Hannovers und anderer Bezirke.

Beendigung der Untersuchungen der Thüringer Golderzlagerstätten.

Begehungen zur stratigraphischen Untersuchung des Rammelsberger Grubengebietes bei Goslar.

Bearbeitung des Staßfurter Sattels und der Bodensenkungen daselbst.

Gesteinsuntersuchungen für das Königl. Materialprüfungsamt.

Aufnahme der Kohlenvorräte Preußens.

Herstellung einer Kalifelderkarte.

Arbeiten für die Schätzung der Eisenvorräte der Welt nach wirtschaftlichen Gesichtspunkten.

Untersuchung der Kieslager bei Flockesau (G. A. 44, 32).

Fertigstellung der Vorarbeiten für die Monographie der Lausitzer Braunkohlenformation.

Untersuchung der Entstehung der Erdsenkungen im Gebiete der Stadt Hohensalza.

Untersuchungen über das Auftreten von nutzbaren Mineralien im Bereiche der Herrschaft Karmunkau.

Besichtigung der Aufschlüsse für die Anlage des Tagebaues in Palmnicken.

Literaturzusammenstellung und Referat über die französischen und belgischen Steinkohlenvorkommen.

4. Verfolgung und Bearbeitung von Bohraufschlüssen.

Eingehende Bearbeitung erfuhren folgende Bohrungen:

Rheinprovinz und Westfalen: Rheinbrückenprojekt bei Geisenheim, bei Saarbrücken, im Rheintal zwischen Bonn und Düsseldorf, im Aachener, Erkelenzer und Niederrheinischen Gebiet, an der holländischen Grenze, im mittleren Leinetale und im rechtsrheinischen Steinkohlengebiete.

Hannover: bei Holzerode (Blatt Waake) (G. A. 55, 29), bei Reyershausen und Levershausen (G. A. 55, 23), bei Dröje

(G. A. 55, 21), bei Elze, Alfeld, Salzdetfurth, Gr. Rhüden, bei Sonnebohm (Lippe) und Carlshafen, Frankenfeld, Buchholz II bis IV, Reitling II, Adolfsglück 14, Alicenhall, Werth und Otersen, bei Wietze, Steinförde, Hänigsen und Obershagen und bei Winsen a. d. L. (G. A. 24, 42), im oberen Allertale bei Grasleben, Walbeck, Belsdorf und Ummendorf.

Schleswig-Holstein: bei St. Georgsberg bei Ratzeburg (G. A. 25, 15).

Sachsen: bei Schneidlingen und Gr. Börnecke (Blatt Kochstedt, G. A. 57, 7), bei Querfurt (G. A. 57, 38).

Thüringen: bei Sondershausen (G. A. 56, 40), bei Borsch (Geisa, G. A. 69, 16), bei Wohlmuthshausen (G. A. 56, 30), bei Ostheim a. Rhön (G. A. 69, 36) und ferner im Großherzogtum Sachsen-Weimar.

Pommern: In den Kreisen Belgard und Köslin.

Schlesien: Bohrungen zu Borin im Kreise Pleß, Ellguth, Zabrze und Schönwald.

Ostpreußen: bei Tilsit.

5. Arbeiten im Laboratorium.

Im Laboratorium für Bodenkunde wurden 696 teils chemische, teils mechanische Untersuchungen ausgeführt, die sich auf 453 Boden-, 13 Wasser-, 33 Torf-, 6 Gesteins-, 37 Kohle-, 11 Erz-, 4 Eisen-, 6 Erdöl-, 1 Gas-, 1 Phosphat- und 131 Salz- (oder Sole-) proben verteilen.

Die Untersuchungen bestehen aus 250 Bestimmungen der Körnung, 223 Bausch- oder Nährstoffanalysen, 49 Ton- und 765 Einzelbestimmungen.

Ferner wurden die Untersuchungen über die Bestimmung, Zusammensetzung und Löslichkeit der wichtigsten Bodenkonstituenten und die Absorption der natürlichen und künstlichen Silikate, die Verwitterung verschiedener Gesteinsarten, die Schwefelbestimmung in Asphalt und Erdölen usw. ausgeführt.

Das Laboratorium für Mineral- und Gesteins-Analyse hat im Jahre 1912 47 Bauschanalysen mit 705 Einzelbestimmungen, 4 Teilanalysen mit 17 Einzelbestimmungen ausgeführt.

6. Geologen-Sitzungen.

In den Sitzungen der Geologen sind nachstehende Themata besprochen worden.

14. Dezember: Amtliche Vorlagen.
4. Januar: KEILHACK: Die Verlandung der Swinepforte.
4. » MENZEL: Bändertone und Landbewegungen im Küstengebiet von Hinterpommern.
11. » HENKE: Über Druckwirkungen im Rheinischen Schiefergebirge.
18. » HENKE: Über den Einfluß des Trinkwassers auf die Kropfbildung (Referat).
18. » BERG: Der Riesengebirgsgranit und seine Ganggesteine auf dem Blatte Kupferberg.
25. » WUNSTORF: Die Ergebnisse neuerer Tiefbohrungen auf der linken Rheinseite.
25. » KLAUTZSCH: Neue Endmoräne im Grenzgebiet von Posen und Schlesien.
1. Februar: v. WICHDORFF: Die Mächtigkeit des Alluviums im Pregel- und Spreetal.
8. » Amtliche Vorlagen.
8. » TORNAU: Aufnahmeergebnisse aus dem Samlande.
8. » WIEGERS: Über Aufnahmeergebnisse im Kreise Neuhaldensleben.
8. » SCHMIDT: Das jüngere Unterdevon und untere Mitteldevon im südlichen Sauerlande.
15. » KORN: Kurze Mitteilung über die Gnesen-Birnbaumer Endmoräne.
15. » SCHUCHT: Über die Ergebnisse der letztjährigen Aufnahmearbeiten.
22. » KRUSCH: Entwicklung des Ober- und Untercarbons in Rheinland-Westfalen.
22. » NAUMANN: Aufnahmen im Werratal.
22. » FINCKH: Die geologischen Verhältnisse des Zobtengebirges.

29. Februar: Amtliche Vorlagen.
29. » SCHLUNCK: Ergebnisse der Aufnahmen in der Umgebung von Lübeck (Blatt Hamberge).
7. März: Amtliche Vorlagen.
7. » BÄRTLING: Die facielle Entwicklung des Turons und Cenomans im Westfälischen Industriebezirke.
12. » Amtliche Vorlagen.
21. » HAACK: Beobachtungen an Schlotbreccien und an der präoligocänen Landoberfläche auf Blatt Tann.
21. » ERDMANNSDÖRFFER: Überblick über die geologischen und petrographischen Verhältnisse des Rammelsberger Erzlagers.

7. Sonstige Arbeiten.

Gutachten über eine Erdsenkung im Bereiche der Königl. Eisenbahndirektion Erfurt.

Gutachten über die Untergrundsverhältnisse der Museumsinsel in Berlin.

Gutachten über die Bodenverhältnisse zwischen Danzig und Elbing für die Königl. Eisenbahndirektion Danzig.

Gutachten über den Begriff der Braunkohle für das Bayerische Oberbergamt in München.

Untersuchung eines Geländes für Kanalisation- und Rieselfeldanlage bei Bernau.

Regelmäßige Verfolgung der Nachrichten über tiefere Erdaufschlüsse.

Stand der Veröffentlichungen.

Im Laufe des Jahres sind im Auflagedruck vollendet oder zur Veröffentlichung gelangt:

A. Geologische Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten im Maßstabe 1:25000.

Lieferung 161, enthaltend die Blätter Grabowen, Gr. Duneyken, Czychen und Orlowen . . . 4 Bl.

Lieferung	164,	enthaltend die Blätter Barby, Zerbst, Wulfen, Aken und Cöthen	5 Bl.
»	169,	enthaltend die Blätter Köslin, Bulgrin, Seeger, Boissin und Gr. Tychow . . .	5 »
»	173,	enthaltend die Blätter Broslawitz, Tarnowitz, Brinitz, Zabrze, Beuthen, Laurahütte, Gleiwitz, Schwientochlowitz, Kattowitz und Birkenthal	10 »
»	176,	enthaltend die Blätter Bergstedt, Ahrensburg, Wandsbeck, Glinde und Bergedorf	5 »
»	177,	enthaltend die Blätter Calbe, Staßfurt, Nienburg, Güsten und Bernburg . . .	5 »
»	181,	enthaltend die Blätter Schleiz, Lössau und Gefell	5 »
»	193,	enthaltend die Blätter Kupferberg, Schmiedeberg, Landeshut und Tschöpsdorf	4 »
			41 Bl.
In der zweiten bezw. dritten Auflage vollendet die Blätter Saalfeld und Gera			2 »
		Zusammen	43 Bl.
		Es waren bereits veröffentlicht	871 »
		Mithin sind im ganzen zum erstenmal veröffentlicht	912 Bl.

Der Stand der noch nicht herausgegebenen Kartenarbeiten ist folgender:

a) In der lithographischen Ausführung begriffen sind:

Lieferung	166,	Gegend von Erkelenz . . .	5 Bl.
»	172,	» » Salmünster . . .	5 »
»	175,	» » Bitterfeld . . .	6 »
»	178,	» » Cranz	12 »
»	182,	» » Bockenem . . .	4 »
»	183,	» » Friedrichroda . .	5 »
»	185,	» » Helmstedt . . .	6 »
»	186,	» » Wronke	6 »

Lieferung	187,	Gegend von	Celle	4 Bl.
»	188,	»	» Eimke	3 »
»	189,	»	» Jordansmühl . .	3 »
»	190,	»	» Königsberg i. Pr. .	8 »
»	191,	»	» Eschede b. Celle .	3 »
»	192,	»	» Hamburg . . .	5 »
»	194,	»	» Groß-Möllen . .	4 »
»	195,	»	» Viersen	6 »
»	196,	»	» Swinemünde . .	4 »
				89 Bl.
Hierzu die zum erstenmal veröffentlichten Blätter				912 »
			Zusammen	1001 Bl.
b) In der geologischen Aufnahme sind fertig, aber noch nicht zur Veröffentlichung in Lieferungen abgeschlossen				43 »
Mithin im ganzen fertig geologisch untersucht				1044 Bl.

Ferner stehen noch in der geologischen Bearbeitung 119 Blätter, und 232 Blätter sind mit geologischen Vorarbeiten versehen.

B. Abhandlungen.

N. F. Heft 48: Beiträge zur Seenkunde. Teil I. Von A. JENTZSCH.

» » » 51: Desgl. Teil II. Von A. JENTZSCH.

» » » 55: Die rezenten Kaustobiolithe und ihre Lagerstätten. Band II: Die Humusbildungen (1. Teil). Von H. POTONIÉ.

» » » 55: Wie vor. Band III: Die Humusbildungen (2. Teil) und die Liptobiolithe. Von H. POTONIÉ.

» » » 68: Die krystallinen Schiefer des östlichen Riesengebirges. Von G. BERG.

Außerdem im Druck befindlich:

N. F. Heft 57: Beiträge zur Seenkunde. Teil III. Von A. JENTZSCH.

» » » 64: Wie vor. Teil IV. Von demselben.

N. F. Heft 69: Paläontologische Beiträge zur Geologie des Kellerwaldes. Von WEDEKIND. Stratigraphische Vorbemerkung.

» » » 70: Das Oberdevon des Bergischen Landes. Von W. PAECKELMANN.

C. Beiträge zur geologischen Erforschung der Deutschen Schutzgebiete.

Heft 2. Geologische Übersichtskarte des Deutschen Namalandes. Von P. RANGE.

» 3. Geologie des Erongo im Hereroland. Mit einer Karte. Von H. CLOOS.

» 4. Beiträge zur Geologie von Kaiser-Wilhelmsland. Mit 3 Tafeln und 1 Textfigur. Von C. GAGEL.

Außerdem im Druck befindlich:

Heft 1. Über den Stand geologischer Forschung in den Deutschen Schutzgebieten bis zum Ende des Jahres 1911. Von W. KOERT.

» 5. Über tertiäre Versteinerungen von den Bogenfels-Diamantfeldern. Von JOH. BÖHM.

» 6. Die Fauna der Oberen Kreide am Mungo. Von E. HARBORT.

D. Archiv für Lagerstätten-Forschung und Lagerstättenkarten.

Heft 6. Neue Beobachtungen über die tektonische Natur der Siegener Spateisensteingänge. Von A. DENCKMANN.

» 7. Das Unterdevon im Bensberger Erzdistrikte und seine Beziehungen zu den Blei-Zinkerzgängen. Von V. ZELENY.

» 8: Über die Gangverhältnisse des Siegerlandes und seiner Umgebung. Von W. BORNHARDT. Teil II.

» 12. Die Verbreitung der Kaolinlagerstätten in Deutschland. Von A. STAHL.

Karte der Nutzbaren Lagerstätten Deutschlands. Gruppe Preußen. 1:200 000.

Lieferung I, enthaltend die Blätter: Wesel, Münster, Düsseldorf, Arnsberg, Cöln, Siegen, Cochem und Coblenz in II. Auflage. Dieser Lieferung sind jetzt die Blätter Cleve, Erkelenz, Aachen und Malmedy angegliedert. Mit Begleitwort und Farbenerklärung.

Lieferung V, enthaltend die Blätter Wittenberg, Lübben, Guben und Glogau. Mit Begleitwort und Farbenerklärung.

Gangkarte des Siegerlandes 1:10000. Von Lieferung III die Blätter Birken, Hamm und Gebhardshain.

Außerdem sind folgende Abhandlungen und Kartenlieferungen im Druck befindlich:

Heft 4: Geschichte des Thüringer Bergbaues. Teil I. Von Hess von Wichdorff.

» 9: Der Staßfurt-Egelner Salzsattel. Von F. Schünemann.

» 10: Die Ältere und die Jüngere Salzfolge des Oberen Zechsteins im fiskalischen Solbergwerk Graf Moltke-Schacht bei Schönebeck an der Elbe. Von E. Seidl.

» 11: Geologische und montanistische Studien in den Karpathen nördlich von Dobschau. Von J. Woldrich. Mit 5 Tafeln.

» 13: Das Salzgebirge des Oberen Zechsteins im mittleren Leinetal. Von O. Renner.

E. Jahrbuch der Königlich Preußischen Geologischen Landesanstalt.

Jahrgang 1910, Teil II, Heft 3.
» 1911, » I, » 3.
» 1911, » II, » 3.
» 1912, » I, » 1 u. 2.
» 1912, » II, » 1 u. 2.
» 1913, » I, » 1.
» 1913, » I, » 2.

Ferner im Druck befindlich:

Jahrgang 1911, Teil II, Heft 3.
» 1912, » I, » 3.
» 1912, » II, » 3.
» 1913, » I, » 2.

F. Sonstige Karten und Schriften.

a) Karten.

Geologisch-agronomische Karten der Lehrfelder für die landwirtschaftlichen Schulen in Neutomischel, Proskau, Flensburg, Hildesheim und für das landwirtschaftliche Institut der Universität Kiel.

Ferner: Geologische Übersichtskarte des Niederschlesisch-Böhmischen Beckens. 1:100000. Von E. DATHE und W. PETRASCHEK.

Außerdem im Druck befindlich:

Geologisch-agronomische Karten der Lehrfelder für die landwirtschaftlichen Schulen in Apenrade, Cleve, Bredstedt, Quakenbrück, Artern, Krojanke, Schlochau, Gumbinnen, Birnbaum, Dahme, Marienburg und Demmin.

b) Schriften.

Geologische Literatur Deutschlands.

A. Die Literatur des Jahres 1911.

B. Literatur über einzelne Länder:
Harzliteratur von E. SCHULZE.

Außerdem im Druck befindlich:

Ergebnisse von Tiefbohrungen Heft VI.

Geologische Literatur von Schlesien von MICHAEL und QUITZOW.

Verkauf der Karten und Schriften.

Im Jahre 1912 wurden verkauft:

		(gegen 1911)	(gegen 1910)
Karten 1:25000	7579 Bl.	7850 Bl.	7805 Bl.
Abhandlungen	549 Expl.	286 Expl.	290 Expl.
Jahrbücher	132 »	288 »	202 »
Sonderabdrücke	1130 »	1034 »	1230 »
Sonstige Karten u. Schriften	1618 »	1555 »	993 »

Arbeitsplan
der Königlichen Geologischen Landesanstalt
für das Jahr 1913.

Leitung: Geh. Bergrat Prof. Dr. F. Beyschlag.

Revisionen im Tieflande: Abteilungsdirigent Geh. Bergrat Prof. Dr. Wahnschaffe.

Revisionen im Gebirgslande: Abteilungsdirigent Professor Dr. Krusch.

I. Geologische Aufnahmen im Maßstabe 1 : 25000.

1. Rheinprovinz.

Landesgeologe Dr. Wunstorf wird zunächst etwa 14 Tage auf eine vergleichende Begehung der Tonablagerungen im Gebiete der Blätter Elmpt, Birgelen und Wegberg (G. A. 51, 47, 53, 54)[1]) verwenden. Er wird alsdann gemeinsam mit dem Bergassessor Höppner und dem neu eintretenden Geologen Dr. Pietzker die geologisch-agronomische Aufnahme der Blätter Kaldenkirchen, Kempen und Crefeld (G. A. 51, 42 und G. A. 52, 37, 38) bewirken. Außerdem wird er die bereits begonnene Aufnahme von Blatt Kettwig (G. A. 52, 40) zu vollenden suchen.

Geologe Dr. Zimmermann II wird zunächst den Rest von Blatt Burgwaldniel (G. A. 51, 48) geologisch-agronomisch bearbeiten und alsdann die gleiche Aufnahme von Blatt Hilden (G. A. 52, 52) bewirken. Falls noch Zeit bleibt, wird er die Kartierung von Blatt Mettmann (G. A. 52, 46) beginnen.

Landesgeologe Professor Dr. Krause wird zunächst die

[1]) G. A. = Grad-Abteilung.

geologische Aufnahme des devonischen Anteils von Blatt Mechernich (G. A. 66, 26) vollenden und alsdann die bereits begonnene Aufnahme von Blatt Nideggen (G. A. 66, 19) fortsetzen.

Bezirksgeologe Dr. FLIEGEL wird zunächst die geologisch-agronomische Aufnahme von Blatt Mülheim (G. A. 66, 5) abschließen und sodann die bereits begonnene gleiche Aufnahme der Blätter Overath, Burscheid und Kürten (G. A. 66, 6 und G. A. 52, 59, 60) fortsetzen.

Etatsmäßiger Professor an der Königlichen Bergakademie Dr. RAUFF wird während der akademischen Ferien die begonnene geologisch-agronomische Aufnahme der Blätter Godesberg und Königswinter (G. A. 66, 23, 24) fortsetzen.

Freiwilliger Mitarbeiter Professor Dr. HOLZAPFEL wird während der akademischen Ferien die geologischen Aufnahmearbeiten auf den Blättern Herbesthal, Eupen und Rötgen (G. A. 65, 22, 23, 24) fortsetzen.

Freiwilliger Mitarbeiter Professor Dr. KAISER wird die begonnene Aufnahme von Blatt Linz (G. A. 66, 30) abzuschließen versuchen.

2. Provinz Westfalen und Fürstentum Lippe.

Landesgeologe Professor Dr. DENCKMANN wird die Revisionsarbeiten im Gebiete der Blätter Olpe, Kirchhundem, Wenden und Hilchenbach (G. A. 53, 58, 59 und G. A. 67, 4, 5) fortsetzen, und zwar zunächst durch Aufnahme der einzelnen Grubengebiete nach Maßgabe des Fortschreitens der zu diesem Zwecke besonders anzufertigenden topographischen Grundlage im Maßstabe 1:10 000 bezw. 1:4000.

Bezirksgeologe Dr. FUCHS wird zunächst die geologische Aufnahme der Blätter Altena und Herscheid (G. A. 53, 45, 51) in etwa 6 Wochen abschließen und alsdann auf die Blätter Radevormwald und Wipperfürth (G. A. 53, 43, 49) übergehen.

Geologe Dr. BÄRTLING wird zunächst die geologisch-agronomische Aufnahme auf Blatt Herne (G. A. 52, 30) weiterführen und alsdann diejenige auf Blatt Hattingen (G. A. 52, 42) fortsetzen.

Geologe Dr. SCHMIDT wird die geologische Aufnahme der Westhälfte des Blattes Attendorn (G. A. 53, 52) fertigstellen, ferner eine Revisionsbegehung auf dem Blatte Altenhundem (G. A. 53, 53) ausführen und alsdann die geologische Aufnahme von Blatt Plettenberg (G. A. 53, 46) beginnen.

Geologe Dr. HENKE wird in etwa $2^1/_2$ Monaten die geologische Aufnahme der Osthälfte von Blatt Attendorn (G. A. 53, 52) abschließen, ferner eine Revisionsbegehung von etwa 1 Monat auf Blatt Altenhundem (G. A. 53, 53) ausführen und alsdann die geologische Aufnahme von Blatt Endorf (G. A. 53, 47) beginnen.

Geologe Dr. MESTWERDT wird die geologisch-agronomische Aufnahme von Blatt Salzuflen (G. A. 40, 57) beenden und alsdann zur gleichen Aufnahme des Blattes Herford-Ost (G. A. 40, 51) übergehen.

Geologe Bergreferendar Dr. RENNER wird die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Bösingfeld (Alverdissen) (G. A. 40, 59) fertigstellen und alsdann auf das Blatt Arzen (G. A. 40, 60) übergehen.

Bezirksgeologe Dr. NAUMANN wird das Blatt Rinteln geologisch aufnehmen (G. A. 40, 53).

3. Provinz Hessen-Nassau.

Landesgeologe Professor Dr. LEPPLA wird nach Abschluß der Arbeiten auf Blatt Eltville (G. A. 67, 59) die Neuaufnahme von Blatt Königstein (G. A. 68, 49) fortsetzen.

Freiwilliger Mitarbeiter Geheimer Regierungsrat Professor Dr. KAYSER wird die begonnenen Aufnahmearbeiten auf den Blättern Marburg, Niederwalgern und Gladenbach (G. A. 68, 9, 15, 14) fortsetzen.

Geologe Dr. AHLBURG wird die geologische Aufnahme des Blattes Rodheim (G. A. 68, 20) vollenden und alsdann die gleiche Aufnahme der Blätter Wetzlar und Weilmünster (G. A. 68, 26, 31) in Angriff nehmen; er wird dabei den neu eingetretenen Probegeologen Dr. PAECKELMANN einführen.

Der Probegeologe Dr. PAECKELMANN wird einerseits den Geheimen Regierungsrat Professor Dr. KAYSER, anderseits den Geologen Dr. AHLBURG bei den Aufnahmearbeiten unterstützen.

Freiwilliger Mitarbeiter Geheimer Bergrat Professor Dr. VON KOENEN wird die geologische Aufnahme der Blätter Hofgeismar und Hannöversch-Münden (G. A. 55, 31, 32) fertigstellen.

Freiwilliger Mitarbeiter Major a. D. Dr. VON SEYFRIED wird die Revision des Blattes Schlüchtern (G. A. 69, 38) abschließen.

Freiwilliger Mitarbeiter Professor Dr. BLANCKENHORN wird die Revision der geologisch-agronomischen Aufnahme des Blattes Gudensberg (G. A. 55, 49) bewirken und ferner, falls Zeit bleibt, die geologische Bearbeitung von Blatt Ziegenhain (G. A. 68, 6) beginnen.

4. Provinz Hannover und Herzogtum Braunschweig.

Bezirksgeologe Dr. SCHUCHT wird etwa zwei Monate auf die geologisch-agronomische Aufnahme der Blätter Bockenem und Lamspringe verwenden (G. A. 41, 59 und G. A. 55, 5).

Geologe Dr. GRUPE wird zunächst in 6—8 Wochen die geologisch-agronomische Aufnahme von Blatt Kirchohsen fertigstellen (G. A. 41, 55). Er wird alsdann den Rest der Aufnahmezeit für die geologisch-agronomische Kartierung der Blätter Lamspringe und Bockenem verwenden (G. A. 55, 5 und G. A. 41, 59).

Geologe Dr. HAACK wird den Bezirksgeologen Dr. SCHUCHT und den Geologen Dr. GRUPE bei den vorerwähnten Aufnahmen auf den Blättern Lamspringe und Bockenem unterstützen.

Freiwilliger Mitarbeiter Professor Dr. ERDMANNSDÖRFFER wird zunächst die geologische Aufnahme von Blatt Elbingerode abschließen (G. A. 56, 15) und alsdann den Harzanteil von Blatt Ballenstedt vollenden (G. A. 56, 18).

Geologe Bergreferendar Dr. RENNER wird die geologisch-agronomische Aufnahme von Blatt Ärzen beginnen (G. A. 40, 60).

Bezirksgeologe Dr. STOLLER wird zunächst behufs Glie-

derung des Taldiluviums und Ergänzung der geologisch-agronomischen Profile die Blätter Wathlingen, Beedenbostel und Bröckel überarbeiten (G. A. 41, 29, 24, 30) und sodann die geologisch-agronomische Aufnahme von Blatt Burgdorf bewirken (G. A. 41, 35).

Geologe Dr. HARBORT wird zunächst in 6—8 Wochen die geologisch-agronomische Aufnahme von Blatt Braunschweig vollenden (G. A. 42, 44) und alsdann die gleiche Aufnahme der Blätter Wolfenbüttel und Schöppenstedt beginnen (G. A. 42, 50, 51).

Freiwilliger Mitarbeiter Professor Dr. BODE wird während der akademischen Ferien die begonnene geologische Aufnahme von Blatt St. Andreasberg fortsetzen (G. A. 56, 14).

Freiwilliger Mitarbeiter Professor Dr. STILLE wird während der akademischen Ferien die geologisch-agronomische Aufnahme von Blatt Gehrden zum Abschluß zu bringen suchen (G. A. 41, 38).

5. Provinz Schleswig-Holstein.

Landesgeologe Professor Dr. WOLFF wird die geologisch-agronomische Aufnahme von Blatt Schleswig fortsetzen (G. A. 7, 26) und falls Zeit bleibt, zur gleichen Aufnahme auf das Blatt Jübeck übergehen (G. A. 7, 25).

6. Provinz Sachsen und Herzogtum Anhalt.

Geologe Dr. BARSCH wird etwa $2^1/_2$ Monate gemeinschaftlich mit den Bergassessoren Dr. TORNOW und CLAUSNITZER auf die geologisch-agronomische Aufnahme der Blätter Rätzlingen und Öbisfelde verwenden (G. A. 42, 35, 34).

Bezirksgeologe Dr. PICARD wird nach einer kurzen Schlußbegehung auf Blatt Halle-Nord (G. A. 57, 28) die geologisch-agronomische Aufnahme von Blatt Brehna bewirken (G. A. 57, 30).

Bezirksgeologe Dr. WIEGERS wird die geologisch-agronomische Aufnahme von Blatt Wolmirstedt zu Ende führen (G. A.

43, 44) und die übrige Zeit auf die gleiche Aufnahme von Blatt Niegripp verwenden (G. A. 43, 45).

Landesgeologe Dr. SIEGERT wird zunächst die im Vorjahr unterbliebene Schlußbegehung auf Blatt Ballenstedt gemeinsam mit Professor Dr. ERDMANNSDÖRFFER ausführen (G. A. 56, 18). Er wird alsdann die geologisch-agronomische Aufnahme von Blatt Schraplau vollenden (G. A. 57, 33) und endlich die geologische Aufnahme des Harzanteils des Blattes Quedlinburg fortsetzen (G. A. 56, 17).

Landesgeologe Dr. v. LINSTOW wird die geologisch-agronomische Aufnahme der Blätter Schmiedeberg und Pretzsch vollenden (G. A. 58, 21, 15).

Landesgeologe Dr. WEISSERMEL wird die geologisch-agronomische Aufnahme von Blatt Wegeleben fortsetzen (G. A. 56, 12) und alsdann zur gleichen Aufnahme auf das Blatt Kochstedt übergehen (G. A. 57, 7).

Landesgeologe Geheimer Bergrat Professor Dr. SCHROEDER wird nach Beendigung der geologisch-agronomischen Aufnahme von Blatt Derenburg (G. A. 56, 10) die gleiche Aufnahme des Blattes Halberstadt beginnen (G. A. 56, 11).

7. Thüringische Staaten.

Bezirksgeologe Dr. NAUMANN wird die geologische Aufnahme von Blatt Salzungen zum Abschluß bringen (G. A. 69, 12).

8. Provinz Brandenburg.

Landesgeologe Professor Dr. KRAUSE wird etwa 6 Wochen auf die geologisch-agronomische Neuaufnahme von Blatt Eberswalde (G. A. 45, 9) verwenden und, falls Zeit bleibt, die gleiche Aufnahme von Blatt Briesen (G. A. 45, 42) fortsetzen.

Bezirksgeologe Dr. FLIEGEL wird etwa $2^1/_2$ Monate auf die geologisch-agronomische Aufnahme der Blätter Teupitz und Wendisch-Buchholz verwenden (G. A. 45, 50, 51).

Bezirksgeologe Dr. SCHUCHT wird während etwa $2^1/_2$ Monaten die begonnene geologisch-agronomische Aufnahme der

Blätter Schöneweide und Luckenwalde fortsetzen (G. A. 44, 54, 60).

Abteilungsdirigent Geheimer Bergrat Professor Dr. WAHNSCHAFFE wird während der von Revisionsreisen nicht in Anspruch genommenen Zeit die geologisch-agronomische Kartierung von Blatt Herzberg fortsetzen (G. A. 45, 47).

Landesgeologe Geheimer Bergrat Professor Dr. JENTZSCH wird etwa vier Wochen auf die geologisch-agronomische Aufnahme von Blatt Beerfelde verwenden (G. A. 45, 35).

Landesgeologe Professor Dr. GAGEL wird zunächst die geologisch-agronomische Aufnahme von Blatt Gransee vollenden (G. A. 27, 59) und alsdann zur gleichen Aufnahme auf die benachbarten Blätter Dierberg und Rheinsberg übergehen (G. A. 27, 58, 52).

Bergassessor Dr. TORNOW wird nach Fertigstellung der geologisch-agronomischen Aufnahme von Blatt Cottbus-Ost (G. A. 60, 13) die gleiche Aufnahme der Blätter Komptendorf und Spremberg beginnen (G. A. 60, 19, 25).

Bergassessor CLAUSNITZER wird nach Beendigung der geologisch-agronomischen Aufnahme von Blatt Cottbus-West (G. A. 59, 18) die gleiche Aufnahme der Blätter Drebkau und Jessen beginnen (G. A. 59, 24, 30).

9. Provinz Pommern.

Landesgeologe Geheimer Bergrat Professor Dr. KEILHACK wird die geologisch-agronomische Aufnahme der Blätter Uckeritz und Benz beginnen (G. A. 11, 59 und G. A. 28, 5).

Landesgeologe Dr. v. LINSTOW wird nach einer Schlußbegehung auf Blatt Stettin (G. A. 29, 32) gemeinsam mit dem Abteilungsdirigenten Geheimen Bergrat Professor Dr. WAHNSCHAFFE die geologisch-agronomische Revision von Blatt Podejuch in etwa 8 Wochen bewirken (G. A. 29, 38).

Bezirksgeologe Dr. SCHULTE wird zunächst die geologisch-agronomische Aufnahme der Blätter Schwirsen und Gr. Justin bewirken (G. A. 29, 4 und G. A. 12, 58) und alsdann zur gleichen Aufnahme von Blatt Cammin übergehen (G. A. 29, 3).

Bezirksgeologe Dr. MENZEL wird die geologisch-agronomische Aufnahme der Blätter Kordeshagen und Stettin beenden (G. A. 13, 52 und G. A. 29, 32).

Bezirksgeologe Dr. HESS VON WICHDORFF wird die geologisch-agronomische Aufnahme von Blatt Labes bewirken (G. A. 30, 20).

Bezirksgeologe Dr. SOENDEROP wird nach Beendigung der geologisch-agronomischen Aufnahme von Blatt Ravenstein (G. A. 30, 43) die gleiche Aufnahme von Blatt Jacobshagen beginnen (G. A. 30, 37).

10. Provinz Schlesien.

Landesgeologe Professor Dr. ZIMMERMANN wird zunächst die geologisch-agronomische Aufnahme von Blatt Bolkenhain beenden (G. A. 75, 5) und sodann die geologische Kartierung des Schiefergebirgs-Anteils der Blätter Goldberg und Schönau fortsetzen (G. A. 61, 52, 58).

Landesgeologe Professor Dr. MICHAEL wird die begonnene geologisch-agronomische Aufnahme von Blatt Glatz weiterführen (G. A. 76, 32).

Landesgeologe Professor Dr. KÜHN wird die geologisch-agronomische Aufnahme von Blatt Liebenthal beenden (G. A. 61, 56).

Landesgeologe Dr. TIETZE wird zunächst die geologisch-agronomische Aufnahme von Blatt Wahlstatt vollenden (G. A. 61, 54) und alsdann die gleiche Aufnahme der Blätter Kunitz und Breslau beginnen (G. A. 61, 48 und G. A. 62, 53).

Bezirksgeologe Dr. FINCKH wird die geologisch-agronomische Aufnahme von Blatt Weizenrodau vollenden (G. A. 76, 8) und alsdann die gleiche Aufnahme von Blatt Reichenbach beginnen (G. A. 76, 14).

Bezirksgeologe Dr. BEHR wird die geologisch-agronomische Aufnahme der Blätter Strehlen, Marienau und Münsterberg fertigstellen (G. A. 76, 17, 18, 23) und alsdann zur gleichen Aufnahme von Blatt Lindenau übergehen (G. A. 76, 29).

Geologe Dr. BERG wird die geologische Aufnahme von Blatt Warmbrunn fortsetzen (G. A. 75, 9).

Geologe Dr. QUITZOW wird zunächst die geologisch-agronomische Aufnahme von Blatt Nikolai abschließen (G. A. 78, 52) und alsdann die gleiche Aufnahme von Blatt Orzesche beginnen (G. A. 78, 51). Er wird außerdem 4 Wochen auf die geologisch-agronomische Kartierung von Blatt Groß-Strehlitz verwenden (G. A. 77, 30).

Geologe Dr. BARSCH wird die geologisch-agronomische Aufnahme von Blatt Lauterbach fortsetzen (G. A. 76, 15).

II. Provinz Posen.

Landesgeologe Geheimer Bergrat Professor Dr. JENTZSCH wird die begonnene geologisch-agronomische Aufnahme von Blatt Gondek (G. A. 48, 41) fortsetzen.

Bezirksgeologe Dr. DAMMER wird die geologisch-agronomische Aufnahme der Blätter Scharfenort und Samter fertigstellen (G. A. 48, 19, 20).

Geologe Dr. CRAMER wird die begonnene geologisch-agronomische Aufnahme von Blatt Radolin fortsetzen (G. A. 31, 56).

Bezirksgeologe Dr. KORN wird die geologisch-agronomische Aufnahme von Blatt Kreuz bewirken (G. A. 47, 11) und, falls Zeit bleibt, auf Blatt Eichberg (G. A. 47, 5) übergehen.

Geologe Dr. SCHLUNCK wird die geologisch-agronomische Aufnahme von Blatt Jabkowo bewirken (G. A. 48, 24).

Geologe Dr. ASSMANN wird nach einer Schlußbegehung auf Blatt Gollantsch (G. A. 48, 6) die geologisch-agronomische Aufnahme von Blatt Margonin bewirken (G. A. 48, 5).

12. Provinz Ostpreussen.

Landesgeologe Professor Dr. KAUNHOWEN wird nach einer Schlußbegehung der Blätter Königsberg-West und Ponarth (G. A. 18, 13, 19) die geologisch-agronomische Aufnahme der Blätter Postnicken-Ost und Lablack beginnen (G. A. 18, 4, 10).

Landesgeologe Dr. KLAUTZSCH wird nach Abschluß der

geologisch-agronomischen Aufnahme des Blattes Schönwalde (G. A. 18, 15) die gleiche Aufnahme der Blätter Gr. Bruch, Neukrug, Alt-Passarge und Heiligenbeil bewirken (G. A. 17, 27, 32, 33 und 34).

Bezirksgeologe Dr. TORNAU wird nach einer Schlußbegehung der geologisch-agronomischen Aufnahme des Blattes Mahnsfeld (G. A. 18, 25) die gleiche Aufnahme von Blatt Zinten (G. A. 17, 36) bewirken.

Bezirksgeologe Dr. HESS VON WICHDORFF wird eine Schlußbegehung der Blätter der Kurischen Nehrung (G. A. 3, 17, 23, 29, 35, 40, 41, 46, 51, 52, 56, 57) und des Blattes Tharau (G. A. 18, 26) bewirken.

Bezirksgeologe Dr. MENZEL wird die geologisch-agronomische Aufnahme von Blatt Domnau (G. A. 18, 33) bewirken.

Geologe Dr. MEYER wird die geologische Aufnahme von Blatt Groß-Schmoditten (G. A. 18, 32) bewirken.

13. Hohenzollern.

Geologe Dr. SCHMIERER und Geologe Bergreferendar MÜLLER werden gemeinsam das Blatt Hechingen abschließen (G. A. 84, 40); ersterer wird alsdann die geologische Aufnahme von Blatt Balingen (Thanheim) bewirken (G. A. 84, 46), letzterer das bereits begonnene Blatt Jungingen (Thalheim) vollenden (G. A. 84, 41).

II. Andere Arbeiten.

1. Wissenschaftlich-geologische Arbeiten.

Landesgeologe Professor Dr. LEPPLA: a) Etwa 4 Wochen Begehung des Vorderdevons am Südrande des Taunus, Hunsrück, des Hohen Venns und Thüringens, behufs Vergleichung mit dem bereits aufgenommenen Gebiet; b) Übersichtsbegehung zur Vergleichung der Gliederung des Unterdevons in der Eifel und an der unteren Mosel. Etwa 3 Wochen.

Bezirksgeologe Dr. FLIEGEL: a) Verfolgung der Höhlen-

aufschlüsse im rheinisch-westfälischen Massenkalk; b) 8tägige Begehung des Buntsandsteins der Eifel.

Landesgeologe Professor Dr. DENCKMANN: Untersuchung der Siegerländer Spateisensteingänge und des Rammelsberger Erzlagers. Die letztere Arbeit gemeinsam mit Professor Dr. ERDMANNSDÖRFFER.

Bezirksgeologe Dr. FUCHS: Einwöchige Begehung der nördlichen Eifel zum Vergleich der Favositidenkalke des Unteren Mitteldevons mit den ähnlichen Schichten auf dem Südflügel des Ebbe-Sattels.

Geologe Dr. SCHMIDT: Untersuchung der Keratophyre des Sauerlandes.

Geologe Dr. AHLBURG: Untersuchung des Silurzuges auf den Blättern Ballersbach, Herborn und dem anschließenden Teil von Blatt Merenberg (G. A. 68, 19 und G. A. 67, 24, 30). Vier Wochen.

Geologe Dr. HENKE: Untersuchung des Oberdevons im Fichtelgebirge. 8 Tage.

Landesgeologe Dr. SIEGERT: Beendigung der begonnenen Weserstudien. 3 Wochen.

Bezirksgeologe Dr. SCHUCHT: Fortsetzung der Untersuchungen über den Verlauf der Urstromtäler im Westen der Weser. 8 Tage.

Bezirksgeologe Dr. STOLLER: Verfolgung der Verbreitung des Flottsandes im Bereiche der südlichen Lüneburger Heide. 6 Tage.

Geologe Dr. MESTWERDT: Begehung des Werrataldiluviums. 8 Tage.

Geologe Dr. RENNER: Übersichtsbegehung des Glazialdiluviums im Süden des Teutoburger Waldes und Versuch einer Gliederung der Oberen Kreide im Teutoburger Walde.

Freiwilliger Mitarbeiter Professor Dr. BODE: Einige Begehungen (etwa 8 Tage) auf den Blättern Lauterberg, Zorge, Benneckenstein (G. A. 56, 19, 20, 21) zu Vergleichszwecken.

Landesgeologe Geheimer Bergrat Professor Dr. SCHROEDER:

Fortsetzung der wissenschaftlichen Untersuchung des Kaliwerks Hercynia bei Vienenburg. Begehung der Blätter Schwanebeck, Dardesheim, Osterwieck und Wernigerode (G. A. 56, 5, 4, 3, 9) behufs Herstellung einer Übersichtskarte der subhercynischen Kreidemulde.

Landesgeologe Dr. Weissermel: Begehung des Rotliegenden im Mansfeldischen. Etwa 5 Tage.

Bezirksgeologe Dr. Menzel: Fortsetzung der Untersuchungen über fossilführende Inter-, Spät- und Postglazialschichten in der Berliner Gegend. 10 Tage. Ferner Untersuchung der Fauna der Kalktuffe von Gramenz und der Wiesenkalke von Bonin in Hinterpommern, sowie der Wiesenkalke von Schlochau in Westpreußen.

Bezirksgeologe Dr. Soenderop: Untersuchung der Aufschlüsse des Großschiffahrtsweges Berlin-Stettin und der fossilführenden Aufschlüsse der Diluvialbildungen in der Mark. 14 Tage.

Landesgeologe Professor Dr. Potonié: Bearbeitung der Flora der paläozoischen Schichten Niederschlesiens.

Landesgeologe Dr. Tietze: Verfolgung der westlichen Fortsetzung der Lissaer Endmoräne. 8 Tage.

Bezirksgeologe Dr. Finckh: Fortsetzung der vergleichenden Studien in dem Eulengebirge.

Geologe Dr. Quitzow: Untersuchung der Trias-Aufschlüsse auf Blatt Lendzin (G. A. 78, 53).

Bezirksgeologe Dr. Behr: Untersuchung der Endmoräne in dem Gebiet zwischen Krotoschin und Kempen. 6 Tage.

Geologe Dr. Barsch: Begehung des Schlesischen Randdiluviums, gemeinsam mit dem Geologen Dr. Behr. Ferner Begehung der Basalte von Reichenbach bis Münsterberg-Oppeln.

Landesgeologe Geheimer Bergrat Professor Dr. Jentzsch: Bereisung der Tertiär-Aufschlüsse in der Provinz Posen und Übersichtsbegehung zur Herstellung eines geologischen Übersichtskärtchens dieser Provinz. 2 Monate.

Bezirksgeologe Dr. Korn: Fortsetzung des Studiums der

Posener Endmoränen und der Oser des Oder-Gletschers, zunächst östlich der Oder.

Landesgeologe Dr. KLAUTZSCH: Untersuchung des Südufers des Frischen Haffs nach Westen bis in die Gegend von Elbing. Etwa 20 Tage.

Landesgeologe Professor Dr. KAUNHOWEN: Begehungen a) des Instertales, 4 Tage; b) der neuen Aufschlüsse beim Tagebau des Bernsteinwerks bei Palmnicken. Ferner Untersuchung des Neulindener Hochmoors bei Damerau. 2 Tage.

2. Instruktionskurse.

Landesgeologe Geheimer Bergrat Professor Dr. JENTZSCH: Praktisch-geologischer Kursus für Landwirtschaftslehrer.

Bezirksgeologe Dr. SCHUCHT: Kursus für Meliorationsbaubeamte.

3. Praktisch-geologische Arbeiten.

a) Wasserversorgung.

Die Wasserversorgungsprojekte werden nach Maßgabe der einlaufenden Anträge in der bisherigen Weise bearbeitet.

Landesgeologe Professor Dr. MICHAEL: Fortführung der Arbeiten für den Wasser-Ausschuß der Wasserversorgung des Oberschlesischen Industriebezirkes.

Es werden nach Maßgabe der einlaufenden Anträge wie bisher ausgeführt:

b) Begutachtung und Prüfung von Talsperren und Stauanlagen,
c) Untersuchung von Heilquellen und Abgrenzung von Schutzgebieten,
d) Untersuchung von Kanal- und Wasserbauten,
e) » » Eisenbahn- und Tunnelaufschlüssen,
f) » » Domänen und Gütern,
g) Aufnahmen in der Umgebung von Landwirtschaftsschulen.

Die geologisch-agronomischen Aufnahmen von Lehrfeldern in der Umgebung von Landwirtschaftsschulen werden fortgesetzt, und zwar:

In der Rheinprovinz: Prüm (G. A. 66, 43) durch Landesgeologen Professor Dr. KRAUSE.

Reste aus dem Vorjahre

In Westfalen: Lüdinghausen (G. A. 53, 13) durch Dr. BÄRTLING; Coesfeld (G. A. 52, 5) durch Landesgeologen Dr. WUNSTORF; Warendorf [Lehrerseminar] G. A. 53, 4) durch Dr. MESTWERDT.

In Schleswig-Holstein: Kappeln (G. A. 7, 22) durch Landesgeolopen Prof. Dr. WOLFF; Oldesloe (G. A. 25, 7) durch Dr. SCHLUNCK.

In Sachsen: Salzwedel (G. A. 42, 11) durch Bezirksgeologen Dr. WIEGERS.

In Schlesien: Oppeln (G. A. 77, 22) durch Dr. QUITZOW, eine weitere Ergänzung; Neiße (G. A. 77, 31) durch Bezirksgeologen Dr. BEHR; Leobschütz (G. A. 77, 45) durch Dr. BARSCH.

In Ostpreußen: Marggrabowa (G. A. 20,56) durch Landesgeologen Prof. Dr. KAUNHOWEN.

b) Bergwirtschaftliche und technische Untersuchungen.

Landesgeologe Dr. WUNSTORF und Geologe Dr. BÄRTLING: Fortsetzung der westfälischen Flözkarte 1:25 000 und und Verfolgung der neuen Grubenaufschlüsse usw. im Niederrheinisch-Westfälischen Steinkohlenbezirk.

Geologe Dr. QUITZOW: Fortsetzung der Bearbeitung der oberschlesischen Flöz- und Lagerstättenkarte 1:25 000.

Geologe Dr. AHLBURG: Untersuchung der Grubenfelder der Kgl. Berginspektion Dillenburg.

4. Verfolgung und Bearbeitung von Bohraufschlüssen.

Auch in diesem Jahre wird eine Anzahl Bohrungen in wissenschaftlichem Interesse mit dem eigenen Bohrapparat ausgeführt.

Es sind außerdem sämtliche Geologen angewiesen, die Bohraufschlüsse der Tiefbohrungen in ihren Bezirken und, falls erforderlich, in den Nachbargebieten zu verfolgen.

Personal-Bestand
der Königl. Preuss. Geologischen Landesanstalt
am 31. Dezember 1912.

a) Direktor.

F. Beyschlag, Dr. phil., Professor, Geheimer Bergrat, Dozent an der Bergakademie, Stellvertretender Vorsitzender der Prüfungskommission für Bergreferendare.

b) Abteilungsdirigenten.

1. F. Wahnschaffe, Dr. phil., Professor, Geh. Bergrat, Dirigent der Abteilung für Flachlandsaufnahmen, Dozent an der Universität.
2. P. Krusch, Dr. phil., Professor, Abteilungsdirigent für die geologischen Aufnahmen im Gebirgslande, Dozent an der Bergakademie.

c) Landesgeologen.

1. K. Keilhack, Dr. phil., Professor, Geh. Bergrat, Dozent an der Bergakademie.
2. H. Schroeder, Dr. phil., Professor, Geh. Bergrat.
3. A. Jentzsch, Dr. phil., Professor, Geh. Bergrat.
4. E. Zimmermann, Dr. phil., Professor.
5. A. Leppla, Dr. phil., Professor.
6. H. Potonié, Dr. phil., Professor, Dozent an der Bergakademie, Privatdozent an der Universität.
7. A. Denckmann, Dr. phil., Professor, Dozent an der Bergakademie.

8. C. Gagel, Dr. phil., Professor, Dozent an der Bergakademie.
9. B. Kühn, Dr. phil., Professor, Dozent an der Bergakademie.
10. R. Michael, Dr. phil., Professor, Dozent an der Bergakademie.
11. P. G. Krause, Dr. phil., Dozent an der Forstakademie in Eberswalde.
12. F. Kaunhowen, Dr. phil.
13. W. Wolff, Dr. phil.
14. A. Klautzsch, Dr. phil.
15. W. Weissermel, Dr. phil., Redakteur des Jahrbuchs, Privatdozent an der Bergakademie.
16. O. von Linstow, Dr. phil.
17. W. Koert, Dr. phil.
18. O. Tietze, Dr. phil.
19. W. Wunstorf, Dr. phil.
20. L. Siegert, Dr. phil.

d) Sammlungs-Kustoden.

1. O. Eberdt, Dr. phil., Bibliotheksvorsteher.
2. J. Boehm, Dr. phil., Professor.
3. O. Schneider, Dr. phil.

e) Bezirksgeologen.

1. L. Schulte, Dr. phil.
2. J. Korn, Dr. phil.
3. E. Naumann, Dr. phil.
4. F. Schucht, Dr. phil., Dozent an der Landwirtschaftlichen Hochschule.
5. H. Menzel, Dr. phil.
6. L. Finckh, Dr. phil., Privatdozent an der Bergakademie.
7. F. Wiegers, Dr. phil.
8. B. Dammer, Dr. phil.
9. F. Tornau, Dr. phil.
10. G. Fliegel, Dr. phil., Dozent an der Landwirtschaftlichen Hochschule.
11. H. Hess von Wichdorff, Dr. phil.
12. J. Stoller, Dr. rer. nat.

13. F. Soenderop, Dr. phil.
14. E. Picard, Dr. phil.
15. A. Quaas, Dr. phil.
16. J. Behr, Dr. phil.

f) Außeretatsmäßige Geologen.

1. A. Fuchs, Dr. phil.
2. Th. Schmierer, Dr. rer. nat.
3. O. Grupe, Dr. phil.
4. E. Meyer, Dr. phil.
5. G. Berg, Dr. phil.
6. E. Harbort, Dr. phil., Privatdozent an der Bergakademie.
7. R. Bärtling, Dr. phil., Privatdozent an der Bergakademie.
8. J. Schlunck, Dr. phil.
9. A. Mestwerdt, Dr. phil.
10. W. Quitzow, Dr. phil.
11. J. Ahlburg, Dr. phil.
12. E. Schmidt, Dr. phil.
13. W. Henke, Dr. phil.
14. R. Cramer, Dr. phil.
15. P. Assmann, Dr. phil.
16. O. Barsch, Dr. phil.
17. O. Haack, Dr. phil.
18. E. Zimmermann, Dr. phil.

g) Assistenten.

1. W. Gothan, Dr. phil.
2. P. Dienst, Bergreferendar.

h) Zur Beschäftigung überwiesen.

1. Schünemann, Bergassessor.
2. Böker, Bergassessor.
3. Weinmann, Bergassessor.
4. Hoffmann, Bergassessor.
5. Baumann, Bergassessor.
6. Seidl, Bergassessor.
7. Flegel, Dr., Bergassessor.

8. Tornow, Dr., Bergassessor.
9. Paehr, Bergassessor.
10. Wencker, Bergassessor.
11. Gnuschke, Bergassessor.

i) Teilnehmer a. d. geologischen Aufnahmearbeiten.

I. Etatsmäßige Professoren der Bergakademie.

1. R. Scheibe, Dr. phil., Professor, Lehrer der Mineralogie an der Bergakademie.
2. H. Rauff, Dr. phil., Professor, Lehrer der Geologie und Paläontologie an der Bergakademie.

II. Freiwillige auswärtige Mitarbeiter.

1. A. von Koenen, Dr. phil., Geheimer Bergrat, Ordentl. Professor an der Universität in Göttingen.
2. E. Holzapfel, Dr. phil., Ordentl. Professor an der Universität in Straßburg.
3. E. von Seyfried, Dr. phil., Major a. D., Wiesbaden.
4. M. Blanckenhorn, Dr. phil., Privatdozent an der Universität Erlangen, Halensee bei Berlin.
5. E. Kaiser, Dr. phil., Professor a. d. Universität in Gießen
6. H. Stille, Dr. phil., Direktor der Sächsischen Geologischen Landesanstalt.
7. A. Bode, Dr. phil., Professor an der Bergakademie in Clausthal.
8. O. H. Erdmannsdörffer, Professor an der Technischen Hochschule in Hannover.

k) Laboratorium für Gesteins- und Mineralanalyse.

1. Dirigent: A. Stavenhagen, Dr. phil., Etatsmäßiger Professor für Chemie und Dirigent des chemischen Laboratoriums an der Bergakademie.
2. Chemiker: K. Klüss, Dr. phil.
3. A. Eyme, Dr. phil.

l) Laboratorium für Bodenuntersuchung.

1. Vorsteher: R. Gans, Dr. phil., Professor, Landesgeologe.
2. Chemiker: R. Wache, Dr. phil.

3. Chemiker: A. Böhm, Dr. phil.
4. Loebe, Dr. phil., Privatdozent an der Bergakademie.
5. H. Pfeiffer, Dr. phil.
6. K. Muenk, Dr. phil.
7. A. Laage, Dr. phil.
8. Heuseler, Dipl.-Ing.

m) Vertriebsstelle.

1. Verwalter: O. Hoffmann, Sekretär.
2. M. Schröter, Gehülfin.

n) Bibliothek.

1. Vorsteher: O. Eberdt, Dr. phil., s. o.
2. Ch. Woehlermann, Gehülfin.
3. G. Baensch, Gehülfin.
4. H. Tuebben, Gehülfin.

o) Topograph.

1. G. Otto, Topographendiätar.

p) Kasse.

1. H. Lauenroth, Rendant.

q) Verwaltungsbureau.

1. F. Baldes, Sekretär, Vorsteher.
2. A. Schiell, »
3. J. Louis, »
4. C. Sandeck, »
5. E. Klein, »
6. P. Strohm, »
7. Velte »
8. A. Bauer, Bergdiätar.
9. F. Eisenbeis »
10. Vandam, Kanzleivorsteher.
11. A. Wiedewald, Kanzlist.

r) Zeichnerbureau für wissenschaftliche Veröffentlichungen.

1. M. Pütz, Zeichner, Vorsteher.
2. G. Hoffmann, Zeichner.
3. C. Többicke, Hülfszeichner.

s) Zeichnerbureau für Gebirgslandsaufnahmen.

1. K. Boenecke, Rechnungsrat, Vorsteher.
2. J. Nowack, Zeichner.
3. P. Geyer I, »
4. F. Kuhne, Zeichner.
5. E. Breitkopf, »
6. W. Schwarz, Zeichnergehilfe.
7. E. Geyer II, »
8. R. Fiedler, »
9. F. Günther, »
10. H. Menge, Zeichneranwärter.
11. Scholz, »
12. Zimmermann, »

t) Zeichnerbureau für Flachlandsaufnahmen.

1. Th. Wölfer, Dr. phil., Oberlandmesser, Vorsteher.
2. F. Sange, Zeichner.
3. A. Lehmann, »
4. G. Linke, »
5. P. Rothe, »
6. W. Reinke, »
7. C. Wagemann, Zeichnergehilfe.

u) Bohrmeister.

1. P. Schreiber.

v) Stenographin.

1. B. Rutschmann.

w) Unterbeamtenpersonal.

α) Etatsmäßig.

1. Beyer, Kastellan.
2. Ehringhausen, Hauswart.

3. Neubauer, Präparator.
4. Siebert, Bibliotheksdiener.
5. Kretschmann, Bureaudiener.
6. Ebeling, Bibliotheksdiener.
7. Barheine, Bureaudiener.
8. Jung, Maschinist,
9. Becker, Bureaudiener.
10. Krüger, Sammlungsdiener.
11. Dombrowski, Drucker.
12. Brassel, Hauswart.
13. Eckstein, Laboratoriumsdiener.
14. Pinke, Bureaudiener.
15. Scholz, Bureaudiener.

β) Außeretatsmäßig.

16. Wünsche, Lohnarbeiter in Hilfsdienerstellung.
17. Finkenstein, » » »
18. Ingber, » » »
19. Jensch, » » »
20. Heller, » » »
21. Wehner, » » »
22. Wolter, » » »
23. Schmidt, » » »
24. Grohmann, » » »

Korrespondenten der Königl. Geologischen Landesanstalt

am 31. Dezember 1912.

Rheinprovinz und Fürstentum Birkenfeld.

1. Dr. O. Follmann, Oberlehrer, Koblenz, Eisenbahnstr. 38.
2. Dr. Geisenheyner, Professor, Kreuznach.
3. Alexander Hahn, Idar (Fürstentum Birkenfeld).
4. Dr. W. Löscher, Oberlehrer, Essen, Königsteinerstr. 19 I.
5. Dr. Franz Winterfeld, Professor, Mülheim a. Rhein, Sedanstr. 9.
6. Lieser, Rektor, Remscheid-Stachelhausen.
7. Dr. A. Schlickum, Oberlehrer, Cöln, Vorgebirgsstraße.

8. Spriestersbach, Rektor, Remscheid, Reinshagen.
9. Dr. Waldschmidt, Professor, Elberfeld.
10. Liebetrau, Oberlehrer, Essen.
11. Schmitz, Steuerinspektor, Münstereifel.
12. Koch, Bergwerksdirektor, Bonn, Argelanderstr. 36.
14. Karl Geib, Gymnasial-Oberlehrer, Kreuznach.
15. Dr. Wolf, Landrichter, Elberfeld.
16. Dr. W. Normann, Emmerich a. Rhein.
16. E. Schroeder, Montjoie.

Provinz Westfalen.

17. Dr. med. Torley, Arzt, Iserlohn.
18. Ernst Zimmermann, Lehrer, Schwelm i. W.
19. Kopp, Dr. med., Herford, Kurfürstenstr.
20. A. Zickgraf, Dr., Oberlehrer, Bielefeld.
21. Dr. Neumann, Oberlehrer a. d. Landwirtschaftsschule, Herford.
22. Dr. med. Baruch, Sanitätsrat, Paderborn, Friedrichstr. 39.
23. Dr. Schrader, Oberlehrer, Paderborn.
24. H. Quantz, Professor, Oberlehrer, Gronau i. W.
25. Dr. Kluth, Oberlehrer, Höxter.
26. A. Franke, Lyceal-Lehrer an der Höheren Mädchenschule, Dortmund, Junggesellenstr. 18.
27. Thürnau, Reg.-Baumeister, Minden, Bäckerstr. 29.

Provinz Hessen-Nassau.

28. O. Kleim, Lehrer, Cassel, Unterneustädterkirchplatz 5.
29. Möbus, Grubenverwalter, Oberscheld b. Dillenburg.
30. Dr. Pagenstecher, Geheimer Sanitätsrat, Wiesbaden, Taunusstraße.
31. Schwalm, Lehrer, Obergrenzebach (Kr. Ziegenhain), Bez. Cassel.
32. Dr. A. Stamm, Professor, Oberlehrer, Hersfeld.
33. Fürst, Winterschuldirektor, Hersfeld.
34. Georg, Steuerinspektor, Homberg (Bez. Kassel).
35. Karl Fischer, Ingenieur, Frankfurt a. M., Friedrichstr. 47.
36. Joseph Vonderau, Professor, Fulda.

Provinz Hannover.

37. Dr. W. Fricke, Professor, Emden.
38. Battermann, Stadt-Kämmerer, Springe a. D.
39. Gravenhorst, Baurat, Stade.
40. W. Ritterhaus, Bergingenieur, Goslar.
41. Sachse, Bergrat, Lüneburg.
42. Hermann Brandes, Rentner, Hoheneggelsen Nr. 235.
43. Dr. phil. et med. Hamm, Osnabrück, Krahnstr. 3.
44. Dr. Kanzler, Sanitätsrat, Solbad Rothenfelde, Rgb. Osnabrück.
45. W. Bergmann, Bergwerksdirektor, Gr. Ilsede (Peine).
46. von Prondzynski, Direktor, Hannover.
47. Brandt, Ökonomierat, Direktor der Landwirtschaftlichen Winterschule, Neustadt a. R.
48. Dr. Wermbter, Direktor, Hildesheim.
49. Beckert, Direktor der Moorversuchsstation, Aurich.
50. Dr. Bödige, Professor, Osnabrück.
51. Dr. med. ter Beek, Emden.
52. W. Dunkmann, Oberlehrer, Professor, Aurich.
53. Lohmann, Winterschuldirektor, Winsen a. d. L.
54. Dr. Peter Wagner, Hildesheim, Goschenstr. 36.

Oldenburg, Braunschweig und Lippe.

55. Professor Dr. Ballerstedt, Bückeburg.
56. W. Kühne, Blankenburg a. H., Mühlenstr. 12.
57. Cruse, Apotheker, Halle in Braunschweig.
58. Dr. A. Wollemann, Professor, Braunschweig, Rosental 6 I.
59. Borgstätte, Dr., Dessau, Herzogl. Katasterbureau.
60. W. Schwarzenauer, Kaliwerksdirektor in Alleringersleben.

Schleswig-Holstein und Lübeck.

61. Dr. Friedrich, Professor, Lübeck, Geibelplatz.
62. Dr. R. Struck, Lübeck, Ratzeburger Allee 14.
63. Dr. Sonder, Apothekenbesitzer, Oldesloe.
64. König, Professor Dr., Oberlehrer a. d. Landwirtschaftsschule, Flensburg.

65. Dr. Th. Engelbrecht, Gutsbesitzer, Mitglied des Hauses der Abgeordneten, Obendeich b. Glückstadt.
66. G. Kretschmann, Lehrer, Bramfeld bei Hamburg.
67. H. Phillipsen, Lehrer a. D., Flensburg.
68. Schiller-Titz, Schriftsteller, Kl. Flottbeck b. Hamburg.

Provinz Sachsen.

69. Dr. Franke, Professor, Schleusingen.
70. Hermann Gutbier, Stadtarchivar, Langensalza.
71. Koch, Oberförster, Wernigerode a. Harz.
72. Herbst, Ökonomierat, Artern.
73. Dr. Ludwig Henkel, Professor, Schulpforta.
74. Dr. Wieprecht, Neuhaldensleben.
75. Dr. W. Woltersdorff, Kustos am Naturhistor. Museum, Magdeburg, Domplatz 5.
76. Prof. Dr. Mertens, Oberlehrer, Magdeburg, Mittelstr. 49.
77. Bock, Kantor, Dorf Emden-Neuhaldensleben.
78. Dr. Schmerbitz, Freiburg a. Unstrut.
79. Konrad Zechlin, Apotheker, Salzwedel.
80. Carl Elbe, Apothekenbesitzer, Kemberg, Bez. Halle.
81. Otto Landmann, Lehrer, Stolberg i. Harz.

Thüringische Staaten.

82. Alfred Auerbach, Rektor, Verwalter des städt. Museums, Gera.
83. Dr. L. G. Bornemann, Eisenach.
84. Dr. F. Ludwig, Hofrat, Professor, Greiz.
85. Heinrich Friedr. Schäfer, Bankbeamter, Gotha, Leesenstr. 23.
86. Dr. W. Halbfass, Professor, Jena.
87. Erwin Hartenstein, Professor, Schleiz.
88. Dr. Karl Kolesch, Professor, Jena.
89. Dr. Paul Michael, Professor, Weimar, Kohlstr. 18.
90. Traug. Möbius, Bergwerksbetriebsleiter, Gr. Kamsdorf b. Unterwellenbach.
91. E. Lux, Kantor, Ohrdruf.
92. Böhnisch, Gewerberat, Altenburg, S.-A.

93. Amende, Oberlehrer, Altenburg, S.-A.
94. R. Wagner, Oberlehrer, Zwätzen bei Jena.
95. Dr. Fischer, Stabsarzt a. D., Coburg.
96. Rathing, Apotheker in Leutenberg.
97. Vollhardt, Bergrat in Lehesten (Sachsen-Meiningen).
98. A. Langenhan in Friedrichroda.
99. Dr. K. Löscher, Professor, Gera, Markt 5.
100. Dr. Schnell, Oberlehrer, Mühlhausen, i. Thür.
101. Kubierschky, Direktor, Eisenach, Richardstr. 4.
102. Kirste, Ernst, Rektor, Altenburg, S.-A.

Anhalt.

103. O. Merkel, Steinbruchsbesitzer, Bernburg.
104. Dr. Ströse, Professor, Dessau, Roonstr. 20.
105. Irmer, Oberförster, Serno i. Anhalt.
106. Czygan, Landwirtschaftslehrer in Köstritz.

Provinz Brandenburg.

107. Bernhardi, Ziegeleibesitzer auf Crummendorf b. Züllichau.
108. Professor Dr. Eugen Höhnemann, Oberlehrer, Landsberg a. W., Küstriner Str. 3.
109. K. Jenning, Lehrer, Wittenberge (Reg.-Bezirk Potsdam), Schleusenstr.
110. Keilhack, Kreisbaumeister, Belzig.
111. Dr. Rödel, Professor, Frankfurt a. O.
112. Schülke, Obersteiger, Liebenow (Kr. Landsberg).
113. Krahmann, Max, Professor, Bergingenieur, Berlin NW. 23, Händelstr. 6.
114. Th. Schultke, Lehrer, Friedenau, Fregestr. 61.
115. Scheer, Rektor, Alt-Glienicke i. d. Mark.
116. Dr. Nickel, Professor, Oberlehrer, Frankfurt a. O.
117. Dr. H. Jentsch, Professor, Guben, Jentzschplatz.
118. Domnick, Pfarrer, Pfaffendorf, i. d. Mark.
119. Dr. Samter, Halensee, Friedrichsruher Str. 21.
120. Joh. Schmidt, Pfarrer, Ketzin a. d. Havel.
121. Schütz, Lehrer a. D., Lenzen a. d. Elbe.

Provinz Pommern.

122. Hoyer, Winterschul-Direktor, Demmin.
123. Dr. Paul Lehmann, Gymnasialdirektor, Stettin, Grabowerstr. 24.
124. Dr. Mathias, Professor, Oberlehrer, Schlawe.
125. Dr. Speiser, Kreisarzt, Labes.
126. Dr. Gerlach, Rektor, Lauenburg i. P.

Provinz Schlesien.

127. Max Grundey, Königl. Landmesser, Kattowitz, Göthestr. 3
128. Gäbler, Oberbergamtsmarkscheider a. D., Breslau, Hohenzollernstr. 37/39 II.
129. C. W. Zimmer, Bankier, Löwenberg.
130. Franz Bartonec, Bergrat in Freiheitsau (Österr.-Schlesien).
131. Dr. G. Meyer, Professor, Görlitz, Reichenberger Str. 15.
132. Théremin, Direktor der Landw. Winterschule, Trebnitz in Schlesien.

Provinz Posen.

133. Dr. Nanke, Oberlehrer, Professor, Samter.
134. Dr. Zerbst, Professor, Schneidemühl.
135. Dr. Pfuhl, Professor, Posen, Oberwallstr. 4.
136. Freystedt, Landesbauinspektor, Posen-Ost.
137. Dr. Schütze, Oberlehrer, Posen, Colombstr. 20.
138. Müller, Winterschuldirektor, Birnbaum.

Provinz Westpreussen.

139. v. Broen, Apothekenbesitzer, Konitz.
140. Hans Hennig, Professor, Graudenz, Lindenstr. 20.
141. Dr. Kämpfe, Kreisarzt, Medizinalrat, Carthaus.
142. Dr. phil. Hans Preuss, Lehrer, Steegen.
143. Professor Dr. Seligo, Oberfischmeister, Geschäftsführer des Westpr. Fischereivereins, Danzig, Schwarzes Meer.
144. Dr. Semrau, Oberlehrer, Vorsitzender des Kopernikus-Vereins, Thorn.
145. Scholz, Rechnungsrat, Oberlandesgerichtssekretär, Marienwerder.

146. E. Weissermel, Rittergutsbesitzer, Rittmeister a. D., Gr.-Kruschin (Kr. Strasburg, Westpr.).
147. F. Weissermel, Regierungsrat und Spezialkommissar, Mitglied des Hauses der Abgeordneten, Konitz, Bahnhofstr. 58.
148. Goerke, Rektor, Flatow.
149. Schimanski, Dr. med., Sanitätsrat, Stuhm.
150. Heym, Rektor, Briesen.

Provinz Ostpreussen.

151. Dr. J. Abromeit, Professor, Königsberg i. Pr., Tragheimerkirchenstr. 30.
152. Dr. Fritsch, Oberlehrer, Professor, Tilsit.
153. Dr. med. Richard Hilbert, Sanitätsrat, Sensburg.
154. Dr. G. Klien, Professor, Dirigent der landwirtschaftlichen Versuchsstation, Königsberg Pr., Langereihe 3.
155. Dr. Müller, Professor, Gumbinnen.
156. Rademacher, Apotheker, Nordenburg (Kr. Gerdauen).
157. Beckherrn, Dr, Direktor der Landwirtschaftlichen Schule, Marggrabowa.
158. O. Menzel, Skollmen, Post Rogehnen (Kr. Pr. Holland).
159. Dr. Pieper, Professor, Gumbinnen, Linden-Str. 15.
160. Hugo Scheu, Rittergutsbesitzer, Ökonomierat, Adl. Heydekrug b. Heydekrug.
161. Vogel, Professor, Königsberg i. Pr., Hinter-Roßgarten 48.
162. Dr. Zweck, Professor, Oberlehrer, Königsberg i. Pr., Schönstr. 18a.
163. v. Perbandt, Landrat, Bischofsburg.
164. Dr. med. v. Petrikowski, Kreisarzt, Ortelsburg.
165. Silomon, Apothekenbesitzer, Bischofstein.

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
III 15008

Sach-Register.

(Die Fossilnamen sind cursiv gedruckt. — Die Zahlen der Seiten, welche Abbildungen, Profilzeichnungen, Analysen usw. enthalten, und die Tafelnummern sind ***fett*** *gedruckt.)*

Seite

A.

Abtragung, postglaziale, Holland 152
Abtragungs- (Fast) Ebene, alttertiäre 458
Acer platanoides 413, 415
Acroura armata 229
Adolfschacht bei Tarnowitz 77, 104
Älteres Diluvium, Oberflächenformen 194
Älterer Löß Wesergebiet . 485, 486
Agoniatites verna-rhenanus . . . 292
Alaunschiefer Ruhbank 530
Albien Braunschweig 492
Allerisma extensa, Taf. **8**, Fig. 1 . 73
Allochthone Kaolinlager . . . 567
Alluviale Senkung Emsgebiet . . 184
» Terrasse Ponarth . . 579
Alluvium Emsgebiet 173
» Löwenhagen 587
» Pregeltal 591
» Schönwalde (Ostpr.) . 582
» Sülze 478
» Uderwangen 587
Altdiluviale Drumlins 192
» Endmoränen . . . 195
» Oser 195
» Talsande 199
Alttertiäre Abtragungs- (Fast-) Ebene 458
Alunit 530

Seite

Alveolites sp. 287, 293
Amplexus sp. 287
Anarcestes sp. 292
Ancyloceras Urbani 492
Anodonta sp. 45
Anoplotheca venusta . . . 276, 287
Anorthoklas in Trachyphonolith, Rhön 8
Anorthoklas in Tuff, Rhön . . 8
Apatit in Trachyphonolith, Rhön 8, 13
» in Tuff, Rhön 8
Aplexa hypnorum 408
Aptien Braunschweig 492
Artefakte in Dünensand . . . 171
» in Talsand 172
Artesische Quellen Oberschlesien, Ergiebigkeit 94
Artisia 557, 558
Aspidura coronaeformis 228
» *squamosa* 216
Athyris concentrica 282
» sp. 282
» *undata* 287
Atrypa aspera 289
» *reticularis* 276, 286, 289, 292
Aucellina gryphaeoides 342
Aufpressungsoser Stuchow . . . 523
Aufschüttungen (endmoränenartige) Emsgebiet. 147
Augit in Basalt Rhön 28

	Seite
Augit in Sanidinit Rhön	23
» in Trachyphonolith Rhön	8, 11
» in Tuff Rhön	8
Aulopora serpens	287
Auswürflinge in Tuff Rhön	5
» » » (Schackau)	33, 34, 35, 36
Autochthone Kaolinlager	567
Avicula sp.	281
Aviculopecten anisotus	538
» *Mecki*	538
» *proteus*	539
» *reticulatus*	538
» sp.	281, 286

B.

Basalt Krummhübel	525
» Rhön, Analyse	**15, 16**
» » Augit in	28
» » Calcit in	29
» » Hornblende in	27
» » Iddingsit in	28
» » Olivin in	28
Basaltgänge Bolkenhain	561
Basanitoid Rhön	27
Barrêmien Braunschweig	491
Belemnitella mucronata	468
Belemnites Brunsvicensis	491
» *Ewaldi*	492
» *minimus*	493
» *Strombecki*	492
» *ultimus*	493
Belgrandia borussica Taf. **3**, 45, 48	
Bellerophon tumidus	276
» sp.	281
Bergsteiner Schichten	457
Betula alba	413
Beuthener Mulde	81
» Triaspartie	80
Beyrichia embryoniformis	276
Biotit in Trachyphonolith Rhön	8
» in Tuff Rhön	8
Biotitaplit Zobten	565
Biotitgneis in Tuff Rhön	36
Birken-Kiefer-Periode im Hochmoorprofil	184
Birkentorf Emsgebiet	174
Bison priscus	446
Bithynia producta	45
» *tentaculata*	45, 409, 487
Blankenburger Mulde	510
» Schichten	509
Bleichsand	522
Bleisand	171
Bohrung Diesten	468, 471
» Eversen	465, 466, 468, 471
» Friedrichsburg	572
» Haffstrom	577
» Huxahl	468, 471
» Kalgen	574
» Lohe	505
» Löwenhagen	587
» Neu-Lägow	515
» Nütterden bei Cleve	431
» Pinneberg	503
» Ponarth	573
» Rauschendorf	517, 521
» Rebberlah	466
» Sülze II	471, 567
» Unter-Glinde	503
» Wendefeld	516
» Zernickow	515
Bohrungen Gransee	515
» (Chaussee) Herzfelde-Müncheberg	361—365
» Kellen bei Cleve	431
» Ratzeburg	392
» St. Georgsberg bei Ratzeburg	387—390
Bomben Rhön	5
Bos primigenius	446
Bourtanger Moor	173
Brandenbergschichten	71
Braunkohlen Rurtalgraben	427
Braunkohlenflöz Gransee	521
» Lucherberg	427
Braunkohlensand Pinneberg	503
Brittheimer Graben	592
Brongniarti-Pläner Mascherode	493
Bronteus	288
» *Waldschmidti*	289
Buntsandstein Mehlis	512

Seite

Buntsandstein in Tuff Rhön . . 33
Buntsandsteingerölle in Granulatenschichten 509
Bythinia vgl. unter »*Bithynia*«.

C.

Calceola sandalina 287
Calcit in Basalt Rhön 29
Callovien Neuvizy 430
Calluna vulgaris 413
Calycanthocrinus inaequidactylus Taf. **23**, Fig. 10 . . . 293, 298
Camarophoria rhomboidea . . . 292
Candona candida 46
» *compressa* 46
Capitosaurus africanus 261
» *fronto* 261
» *fuerstenberganus* . . 262
» *Helgolandiae* Taf. **16**, **18**, **20** Fig. 1 u. Taf. **21**, Fig. 1 237
Capitosaurus nasutus Taf. **19**, **20**, Fig. 2, Taf. **21**, Fig. 2 . 237, 260
Capitosaurus silesiacus 261
» *stantonensis* . . . 256
» *vaslenensis* 262
Carbon Burgwaldniel 456
» Ibbenbüren 109
Carbonicola ovalis 539
Cardium-Sande 507
Carex 46, 413
» *rostrata* 413
Carpinus Betulus 413, 415
Carychium minimum 408
Carydium carinatum Taf. **6**, Fig. 7 69
Cenococcum geophilum 413
Cenoman Derenburg 509
» » Transgression 508
» Pommern 342
Centronella confluentina 62
» *Gaudryi* 62
» *Guerangeri* 62
» *imparstria* Taf. **7**, Fig. 5, Taf. **8**, Fig. 11 . . 59
» *laevicosta* 62, 63
» *Silvestri* 62
» *taunica* Taf. **5**, Fig. 5—8 62

Seite

Ceratophyllum submersum . . . 413
Chelléen Braunschweig 496
Chenopodium 46
Chonetes oblonga 276
» *plebeja* . . 276, 281, 292
» *sarcinulata* . 281, 286, 292
Cladocrinoides 282
Clausilia cana 335
» *laminata* 334
» *pumila* 408
» *ventricosa* 334
Conocardium rhenanum . . 280, 281
Conulus fulvus 334
Crenipecten 539
Crioceras sparsicosta 492
Cryphaeus rotundifrons . . 277, 279
Ctenocrinus sp. 279
Ctenodonta daleidensis 281
» *Maureri* . . . 280, 281
» sp. 281
Cucullella Beushauseni 67
» *depressa* Taf. **6**, Fig. 5 68
» *elliptica* 67
» *longiuscula* 68
» *perovalis* Taf. **6**, Fig. 4 66
» *truncata* . . 276, 280, 281
Culm Ruhbank 532
» » Gerölle in . 535, 536
» » Pflanzenreste in . 536
» » Steinkohlenflöze in 539
» » Variolitgerölle in 535
Culmvorsprung Gaablau . . . 542
Cultrijugatuszone 53, 69
» Attendorf-Elsper 265, 277
Cupressocrinus abbreviatus . . . 287
Cyathophyllum quadrigeminum . . 462
» *torquatum* . . . 287
Cyclocypris 46
Cypricardella rhomboidalis Taf. **6**, Fig. 6 69
Cyrtina Demarlii 55
» *heteroclita* Taf. **4**, Fig. 7 55
» » 276, 282, 289, 292
» *intermedia* 55
» *laevis* 55
» *pauciplicata* 55

D.

Seite

Danien Burgwaldniel 456
Darwinula Stevensoni 46
Daulehm 469
Dechenella sp. 289
Deckton Ostpreußen 587
» Tharau 583
Dentalium geminatum 466
» *Kickxii* 115
Denudationsdiskordanz zwischen Löß und Geschiebemergel . . 400
Dielasma imitatrix Taf. **4**, Fig. 15 58
Diluviale Eisenerzlagerstätte . . 500
» Flußschotter Mehlis . 512
Diluvialer Gehängeschutt Ruhbank 550
» Schotter, Verwitterungszone in 498
Diluviale Störungen Blatt Kirchhundem 486
Diluvialer Torf Loopstedt . . . 506
Diluviale Verwitterungszone . . 516
Diluvialprofil Norddeutschlands, Gliederung 398
Diluvialprofil Ratzeburg . . . 385
Diluvialschotter (ältester) Niederrhein 433
Diluvialterrassen (postglaziale) Ruhbank 551
Diluvium, älteres, Oberflächenformen 194
» jüngeres, Oberflächenformen 194
» Doggerschollen in . . 522
» Septarientonschollen in 520
» Turonschollen in . . 522
» Ballenstedt 510
» Braunschweig . . . 494
» » -Magdeburg (2 Textfig.) . . **400**
» Emsgebiet . . 140, 185
» Glinde 505
» Gransee, Mächtigkeit . 514
» Krummhübel 525
» Löwenhagen 587
» Münstersches Becken . 153
» Niederrhein, Gliederung 433

Seite

Diluvium (nordisches) Niederrhein. Tiefland 450
» Okertal (Profil) . . . **499**
» Ponarth 574
» Pötrau 506
» Ruhbank 528
» » (glaziales) . 544
» » (postglaziales) 549
» Schleswig Holstein, Gliederung 385
» Schleswig-Holstein, interglaziale Verwitterung 385, 393
» Sülze 468
» » (Oberes) . . . 472
» » (Unteres) . . . 477
» Trittau, Eocänschollen in 508
» Uderwangen 587
Discina montana Taf. **7**, Fig. 1—2 50
Dogger Braunschweig 490
Doggerschollen in Diluvium . . 522
Dolomite des Unteren Muschelkalks Oberschlesien 81
Donnersmarckhüttegrube . . . 77
Douvillina bispinosa 281
» » Taf. **23**, Fig. 8 314
» *filifer* 281
» » Taf. **23**, Fig. 1—6 313
» *interstrialis* 281
» » Taf. **23**, Fig. 9a, 9b 314
Drumlins, altdiluviale 192
Drumlinlandschaft Oldenburg . . 193
Dryasperiode 189
Düne, alte, mit Ortsteinprofil . . 171
Dünen Neuß 461
» Niederrhein 445
Durchragungen Schönwalde (Ostpr.) 582

E.

Edmondia corrugata 539
» *elegantula* 539
» *rugata* 539
» *selecta* 539
» *sublamellosa* 539
» *subtornacensis* . . . 539

Seite

Edmondia unioformis 539
Eichenperiode im Hochmoorprofil 183
Einschlüsse nichtvulkanischer Gesteine im Tuff Schackau 33, 34, 35, 36
Einsprenglinge in Tuff Rhön . . 8
Eisenerzlagerstätte, diluviale . . 500
Eisensandsteinbildungen in miocänem, glaukonitischem Ton . 120
Elephas primigenius . . 446, 482, 497
Emscher, Gerölle im 509
» Keupergerölle im . . 509
» Muschelkalkgerölle im . 509
» Regression im 510
» Ballenstedt 510
Endmoräne Kalisch 197
» Kordeshagen . . . 524
» Lissa 197
Endmoränen, altdiluviale . . . 195
» Löwenhagen . . 590
» Samland 578
» Schönwalde (Ostpr.) 580
Endmoränenartige Aufschüttungen, Emsgebiet 147
» Bildungen, Lüneburger Heide 473
» Bildungen, Münster 153
Entkalkung des Geschiebemergels 186
Eocän, Emsgebiet 111
» Sülze 466
Eocänschollen in Diluvium Trittau 508
Eolithen, Braunnschweig . . . 496
Equus 497
» *caballus* 446
Erdfälle infolge Salzablaugung . 489
Erdölvorkommen, Kl. Schöppenstedt 490
Erosionsdiskordanz innerhalb der Oberen Kreide 509
» zwischen Löß und Geschiebemergel . . 400
Erratische Blöcke, Bolkenhain . 547
Eruptivgesteinsgänge, Ruhbank . 510
Eulota vgl. auch unter »*Helix*«
Eulota fruticum 408
Eunella sp. 282

F.

Faltungen im Pliocän oder Präglazial 138
Favosites sp. 287
Feldspatbasalt, Rhön 26
Felsitporphyr, Ruhbank 540
Fenestella plebeja 538
» sp. 282, 287, 289
Flammenmergel, Braunschweig . 493
Flußschotter, Mehlis 512
Föhrentorf, Emsgebiet 174
Formsand 510

G.

Gabbro Glatz 570
Geestrücken Hude 205
» Kloppenburg . 205, 211
Gehängeschutt, diluvialer, Ruhbank 550
Gerölle im Emscher 509
» im Hauterivien, Braunschweig 491
» in Quadratenschichten . 509
Geschiebelehm (-mergel) vgl. auch unter »Grundmoräne«
Geschiebelehm, Bolkenhain . . 544
» Ruhbank . . . 544
Geschiebemergel, Entkalkung . . 186
» Sülze (Unterer) 469
» Wriezen . . . 44
Gladbacher Kalkmulde 462
Glazial, Emsgebiet, ältestes 144, 145
Glaziales Diluvium, Ruhbank . . 544
Glimmertone des Oberpliocäns im Rheintal bei Cleve 433
Gneis, Salzungen 511
Goniatites sp. 292
Goniophora Schwerdi 276
Graben von Venlo 456
Grabeneinbruch, Rheintal, nacholigocäner 425
Grammysia anomala . . . 280, 281
» *bifurcata* Taf. 5, Fig. 2 71
Granit Goglau 565
» » , Pegmatit in . . 565
» Krummhübel 525

Seite

Granit Rhön 36
» Zobten 565
Granitgneis Eulengebirge . . . 563
» Zobten 565
Granitintrusionen, Nimptsch . . 566
Granulatenschichten, Buntsandsteingerölle in 509
Grundmoräne vgl. auch unter »Geschiebelehm (-mergel)«
» (der ältesten Vereisung), Braunschweig 495
» (der Hauptvereisung), Braunschweig . . 496
» Calvörde - Neuhaldensleben 406
» Emsgebiet . 143, 148
» Gransee (oberste) . 516
» » , Mächtigkeit . . 516
» Hümmling . . . 150
» Niederrhein.Tiefland Taf. **26**, Abb. 1 . 450
» Wahlstatt. . . . 567
Grundmoränenlandschaft . . . 190
» kuppige 191
» sandige 191
» Zachan 524
Grünschiefer, Ruhbank 528
Grünschieferformation 528
Gulnaria vgl. auch unter »*Limnaea*«
» *ovata* 45, 408
Gyraulus vgl. auch unter »*Planorbis*«
» *sibricus* . . . 410, 415, 416

II.

Harz, Heraushebung des —es . 509
Hauptendmoräne, südliche, baltische 513, 519
Hauptterrasse, Niederrhein . . . 433
» Oker 498
Hauterivien, Braunschweig, Gerölle im 491

Seite

Heidelberg-Schichten 510
Heimbacher » 457
Heimburg- » 510
Helix arbustorum 334
» *bidens* 334, 335
» *candidula* 334
» *fruticum* 334, 335
» *hortensis* 334
» *striata* 408
Helmsdorfer Graben 533
Hennberg-Granit 543
Hercyner Schotter, Ballenstedt . 510
Hercynisches Unterdevon, Lauterberg 501
Heuscheuer-Sandstein 569
Hilskonglomerate, Braunschweig . 491
Hobräcker Schichten . . . 50, 61, 76
Hochmoor, Emsgebiet 175
» Hesepertwist . . . 176
» Tharau (Profil) 585, **586**
Hochmoorkölke, Emsgebiet . . 179
Hochmoortorf, » , Mächtigkeit Taf. **13** 177
Homalonotus laevicauda 277
Honseler Schichten 462
Hoplites Bodei 492
» *tardefurcatus* 492
Hornblende in Basalt Rhön . . 27
» » Phonolith Rhön . 26
» » Sanidinit Rhön . 23
» » Trachyphonolith Rhön 8, 10
» » Tuff Rhön . . . 8
Hornblendebasalt Rhön 27
Hornblendegneis in Tuff Rhön . 36
Hornblendeschiefer in Tuff Rhön 35
Hornblendevogesit Zobten . . . 565
Horst von Brüggen 456
Horst von Viersen 456
Hundisburger Schotter 411
Hunte-Leda-Urstromtal 205
Hyalina sp. 334, 335

I.

Iddingsit in Basalt Rhön . . . 28
Innenmoräne 155

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Seite

Innersudetische Hauptverwerfung 526
Inoceramus Brongniarti 493
Interglazial, Emsgebiet 141
» Kirchohsen 487
» I, Oschersleben . . **407**
» I, Ummendorf 412, **416**
» in Weserterrassen . 484
» -Ablagerungen, Oschersleben-Ummendorf (Prov. Sachs.) . 400
» -er Torf, Hameln . 484
» -e Verwitterungsrinde 470
Involutusquader, Ballenstedt . . 510
Isthmia vgl. auch unter »*Pupa*«
» *columella* 410
» *minutissima* 409

J.

Jüngeres Diluvium, Oberflächenformen 194
Jura, Posen 571

K.

Kalk im Rotliegenden Bolkenhain 557
Kalke, kavernöse 79
Kalkmulde Gladbach. 462
Kalksteine des Unteren Muschelkalks, Oberschlesien 80
Kalktuff in Quellmooren . . . 333
» im Rotliegenden Bolkenhain 557
Kameslandschaft Altenhof . . . 520
» Golzow . . . 520
» Swinepforte . . 522
Kaolinlager, allochthone . . . 567
» autochthone . . . 567
» Strehlen 567
Karchowitzer Schaumkalk . . . 82
Keratophyr, arfvedsonitführender 531
Keratophyrtuff, Bilstein 274
» Schameder . . . 277
Kersantit, Ruhbank 540
Kesselbruch 542
Keupergerölle im Emscher. . . 509
Kieseloolithgerölle, pliocäne, des Rheintals 430

Seite

Kieselschiefer, Ruhbank. . . . 530
Kießlingswalder Sandstein . . . 570
» Ton 570
Koblenzquarzit 65, 72
Köhlerschacht 101
Kreide, Braunschweig . . 491, 493
» Glatz 568
» Ponarth 574
» Posen 571
» Schönwalde (Ostpr.) . . 582
Kunthia incurva 293
» sp. 282

L.

Labyrinthodon, Helgoland . 232, **234**
Lauenburger Ton 506
Leda Deshayesiana 112, 115
Leiopteria laminosa 539
Lenneschiefer 265
Lepidodendron Veltheimi 537
Leptaena rhomboidalis 281
Leptodomus pelecydes Taf. 5, Fig. 3, Taf. 8, Fig. 13 . . . 74
» *posterus* 75
Lias, Braunschweig 490
Limax sp. 408
Limburgit, Rhön 27
Limnaea palustris 408
» *peregra* 334, 335
» *stagnalis* . . . 45, 335, 408
» *truncatula* . . 334, 335, 408
Limno-cythere sancti-patricii . . 46
Lingula breviuscula 50
» *gedinniana* 49
» *longiuscula* 276
Lokalmoräne 143
» , Münstersches Becken 153
Löß, äolischer und fluviatiler . . 160
» grobe Einlagerungen in . . 157
» Bessinghausen 486
» Braunschweig 499
» Emsgebiet 154
» Niederrhein 158, 447
» Wahlstatt 566
» Wesergebiet 486
Lößperiode 188

Seite

M.

Menyanthes trifoliata 413
Mesvinien, Braunschweig . . . 496
Miocän, Bersenbrück 118
» Emsbüren 125
» Emsgebiet 117
» Gransee 521
» Löwenhagen 588
» Niederrhein. Tiefland . 426
» Schafberger Stollen . . 126
Mischgneis, Eulengebirge . . . 563
Mitteldevon, Lauterberg . . . 501
» Sauerland, Gliederung 273
Mittelmiocän, Emsgebiet . . . 118
» Pinneberg . . . 503
Mitteloligocän, Emsgebiet . . . 111
» Niederrhein. Tiefland 420
Mittelterrassen, Niederrhein . . 440
» Sieg-Wupper . . 441
Modiola sp. 359
Modiolopsis taunica 276
Modiomorpha bilsteinensis . . . 276
» *extensa* Taf. 6, Fig. 2—3 66
» *praecedens* . . . 276
» *siegenensis* 276
Monograptus in Kieselschiefer, Ruhbank 531
Moorausbruch des Bourtanger Moors 183
Moorbrandkultur, Wirkung der . 182
Mühlenberg-Schichten 291
Mullwehen 185
Murchisonia Losseni 281
Muschelkalk in Tuff Rhön . . . 33
Muschelkalkgerölle im Emscher . 509
Myalina bilsteinensis 276
» *circularis* Taf. 6, Fig. 1 64
» *lenneana* Taf. 7, Fig. 13, Taf. 8, Fig. 12 65
» *Redesdalensis* 539
Myophoria circularis . . . 280, 281
Myrtillocrinus curtus Taf. 22, Fig. 1a—c 287, 300
Mytilus-Ton 507

Seite

N.

Nach- vergl. auch unter »post-«
Nacholigocäner Grabeneinbruch im Reintal 425
Najas maior 413
Nephelin in Trachyphonolith Rhön 13
Nephelinbasanit Rhön 26
Newberria amygdala 291
Niederrheinisches Tiefland Taf. 26 418
Niederterrasse Neuß 460
Niederterrassen Rhein . . 432, 444
» » Hochflutbildungen der . 445
» Rhein, Säugetierknochen in . . 416
» Schnellweide Taf. 24, Fig. 2 . . . 444
Niederungsmoor Emsgebiet, Mächtigkeit 181
Niederungstorf Emsgebiet Taf. 11 174
Nivellements-Festpunkte zwischen Lauenburg i. P. und Rheda i. Westpr. 375
Nordisches Diluvium Niederrhein. Tiefland 450
Normalhöhepunkt, geologische Bedingungen 350
Nucula Chastelii 115
» *confluentina* 276
» *lodonensis* 281
» sp. 276
Nunatak 550

O.

Oberes Diluvium Sülze 472
Oberer Geschiebemergel Wriezen 44
Obere Kreide Braunschweig . . 493
Oberes Mitteldevon Attendorn-Elsper 293
Oberer Tuff Attendorn-Elsper. . 282
Oberculm Ruhbank 538
Oberkoblenzschichten . . 51, 53, 71
Obermiocän Pinneberg 504
Oberoligocän Astrup, Geröll in . 116
» Emsgebiet . . . 116
» Niederrhein. Tiefland 421

Seite

Oberoligocäne Meeressande Düsseldorf 424
Oberpliocäne Glimmertone im Rheintal bei Cleve 433
Oberturon Glatz 569
Oligocän Emsgebiet 111
» Löwenhagen 587
» Niederrhein. Tiefland . 420
» Ponarth 574
» Solpke 508
» Sülze 465
» Uderwangen 587
Olivin in Basalt Rhön 28
Ophioderma squamosum, Fig. 1—4 **220**
Ophiuren aus Trias Oberschlesien 215
» » » Thüringen . 215
Oppelia nisoides 492
Orthis biconvexa Taf. **4**, Fig. 2, Taf. **8**, Fig. 10 50
» *hysterita* 279, 281
» sp. 289
» *striatula* . . 51, 281, 289, 292
» *Trigeri* 52
» *vulcaria* 51
Orthoceras sp. 281, 292
» -Schiefer Attendorn-Elsper 289
Orthocrinus Jaekeli 305
» *simplex* 306
» *tuberculatus* Taf. **22**, Fig. 8—14, Textfig. 3 . 287, **308**
Orthocrinus-Schichten Attendorn-Elsper 284
Orthophyr Ruhbank 540
Orthothetes umbraculum 276, 281, 286, 289, 292
Ortstein 171
» Swinepforte 522
» Tharau 584
Os Breslau 197, **198**
Oser, altdiluviale 195
» Kordeshagen 524
» Samland 578
Osteokollen im Rotliegenden Bolkenhain 558
Ostfriesische Klostermoore . . . 209

Seite

P.

Pachydiscus Newbergicus . . . 493
» *peramplus* 493
Paludina sp. 409
Panenka aequistria Taf. **5**, Fig. 1 71
Paracyclas rugosa 281
Parahoplites Milletianus 492
Parallelodon divisus 539
Parallelrinnenlandschaft 191
Patula ruderata 334
Pecopteris oreopteridia . . 557, 558
» *paleacea* . . . 557, 558
Pecten pleurophorus 539
Pectunculus Philippii 466
Pentamerus galeatus 292
» *Héberti* 318
» *hercynicus* Taf. **23**, Fig. 11 . . . . . 287, 317
Perca fluviatilis 45
Phacops fecundus 292
» *Schlotheimi* . . . 286, 289
Phonolith 2
» andesitischer 25
» nephelinitoider . . . 24
» trachytoider 25
» Rhön, Analyse . . **15**, **16**
» » Hornblende in . 26
» » Plagioklas in . 25
» » Sanidin in . . 25
» Schackau 24
Phycodenschiefer 530
Phyllit Glatz 570
» Ruhbank 529
Picea excelsa 413, 415
Pinacites Jugleri 292
Pinna sp. 539
Pisidium fontinale 335
» *milium* 409
» *obtusale* 45, 409
» *pusillum* 45
» sp. 334
» *supinum* 45
Pisolithtuff im Rotliegenden Bolkenhain 555
Plagioklas in Phonolith Rhön . 25
» in Trachyphonolith Rhön 8

Seite

Planorbis contortus 408
» *corneus* 408
» *cristatus* 45
» *glaber* 45
» *Gredleri* 45
» *leucostoma* 408
» *micromphala* 409
» *nautileus* 45, 409
» *planorbis* 408
» *Rossmässleri* 408
» *sibiricus* 409, 413
» *spirorbis* 408
» *umblicatus* 335
» *vortex* 335, 408
Platyceras sp. 292
Platyhexacrinus Taf. **22**, Fig. 2—7, Textfig. 2 . . . **302**
» *inornatus* Taf. **22**, Fig. 2—5 . 287, 304
» *ornatus* Taf. **22**, Fig. 6—7 . 287, 303
Pleurodictyum sp. 282
» *selcanum* 293
Pleurotomaria crenatostriata . . 276
» *Kleini* Taf. **8**, Fig. 2 76
» sp. 281
Pliocän, Faltungen im 138
» Niederrhein. Tiefland . 428
Pliocäne Kieseloolithgerölle, Rheintal 430
» Quarzschotter im Rurtalgraben 429
» Terrassen Nideggen . . 459
Porphyr Ruhbank 540
» Schweinhaus 554
» -Lapillituff des Rotliegenden Bolkenhain 554
Posener Ton 571
Posidonomya minima Taf. **7**, Fig. 10—12 63
Post- vergl. auch unter »nach-«
Postglaziale Abtragung Holland 152
» Diluvialterrassen Ruhbank 551
Postglaziales Diluvium Ruhbank 549
Postglaziale Schuttkegel Ruhbank 551

Seite

Potamogeton pusillus 413
» sp. 413
Poteriocrinus 293
Präglazial, Faltungen im . . . 138
» Emsbüren, Lagerung 125
» Emsgebiet . . . 134
Productus giganteus 538
» *hemisphaericus* . . . 538
» *pustulosus* 538
» *semireticulatus* 538
Prolucina bilineata Taf. **7**, Fig. 14, 15 70
Prosocoelus Beushauseni 70
» *priscus* 276
Protoschizodus sp. 539
Pterinea costulata 279, 281
» *costata* 279, 281
» *lineata* 281
» *ventricosa* 280, 281
Pteronites idarensis 276
Punctum pygmaeum 408
Pupa angustior 408
» *antivertigo* 408
» *minutissima* 408
» *Moulinsiana* 408
» *muscorum* 408
» *pygmaea* 408
Pyrmonter Achse 463

Q.

Quadratenschichten, Gerölle in . 509
» Transgression in 510
Quartär Emsgebiet 109
Quarzitschiefer im Tuff Rhön . 34
Quarzporphyrgerölle im Rotliegenden Bolkenhain 556
Quarzschotter, pliocäne im Rurtalgraben 429
Quellmoor Gr. Lenkuk, Fig. 11 . **331**
» Gut Rosenthal (Masuren), Fig. 8 . . . **327**
» Haazner See, Fig. 3 **323**
» Kleinheide, Fig. 2 . . **321**
» Pillwung-See, Fig. 4, 9 **323**, **328**, 335
» Popiollen, Fig. 5 . . **324**
» Priemhausen, Fig. 1 . **321**

Seite

Quellmoor Rosenthal bei Benkheim 335
Quellmoore, Alter 338
» Entstehung . . . 338
» Kalktuff in . . . 333
» Vergleich mit älteren Kalktuffablagerungen 338
» Norddeutschland 319, 320, 326
» Norddeutschland, Zusammensetzung (chemische) . . . 326, 337
Quellmoorkuppen, einseitige . . 324
Quellmoorsumpf Minten (Pommern) Fig. 7 . . . . . **326**
Quellmoorsumpf Sallmow (Pommern) Fig. 6 . . . . . **325**
Quercus robur 46

R.

Raseneisenerzmulm Emsgebiet 177, 180
Rätsandstein Braunschweig . . 490
Regression im Emscher 510
Rensselaeria carinatella 61
» *robustella* 61
Retzia Adrieni 62
» *Jamesiana* 62
Reutelien Braunschweig 496
Rhinoceros tichorhinus 446
Rhynchonella daleidensis . . . 56, 276
» *dillensis* Taf. **4**, Fig. 12 57
» *hexatoma* . . 279, 282
» *nympha* 501
» *Orbignyana* . . . 289
» *parallelepipeda* . . 292
» *posterior* Taf. **7**, Fig. 3, 4 55
» *princeps* Taf. **4**, Fig. 14 . . . 58, 501
» *siegenensis* Taf. **4**, Fig. 8—11 . . . 56
» sp. 282
Rixdorfer Fauna in Weserterrassen 482
Rosaliegrube 101
Rötkalke Oberschlesien 80
Rotliegendes Bolkenhain . . . 553
» » Gliederung 560

Seite

Rotliegendes Bolkenhain Kalk im 557
» » Kalktuff im 557, 558
» » Osteokollen im 559
» » Pisolithtuff im 555
» » Porphyr-Lapillituff im 554
» » Quarzporphyrgerölle im 556
» Bolkenhain, Schwerspat im 555
» Ruhbank 543
» Salzungen 511
Rüllenbäche Bourtanger Moor 178, 181
Rüllental 176
Rüllentorf 177
Rumex sp. 46

S.

Salpingostoma tripleura Taf. **8**, Fig. 3—7 75
Salzaufpressungshorst am Ösel . 489
Salzbergmergel 510
Salzstock Rolfsbüttel 489
Sand (Unterer) Emsgebiet . . . 146
Sander der letzten Vereisung . . 475
Sanguinolites apertus 539
Sanidin in Phonolith Rhön . . 25
» in Sanidinit Rhön . . . 20
» in Trachyphonolith Rhön 13
» in Tuff Rhön 3
» Laach, Analyse **22**
» Schackau, Analyse . . **22**
Sanidinit, Augit in 23
» Hornblende in . . . 23
» Zirkon in 23
» Rhön 7, 19
Säugetierknochen in der Niederterrasse des Rheins 446
Scheuchzeria palustris 180
Scheuchzeriatorf Emsgebiet . . 174
Scheuchzeria-Übergangstorf Emsgebiet 197
Schlotbreccie Bolkenhain . . . 561

Seite

Schlotbreccie Rhön 5
» Schackau 31
Schluffsande Ilmenau (Lüneburg. Heide) 155
Schotter, diluvialer, Verwitterungszone in 498
Schotter (hercyner) Ballenstedt . 510
Schotterlehm 455
Schuttkegel (postglaziale) Ruhbank 551
Schweinhaus-Porphyr 554
Schwerspat im Rotliegenden Bolkenhain 555
Scirpus lacustris 413
» sp. 413
Segmentina vergl. auch unter »*Planorbis*«
» *micromphala* 410
» *nitida* 410
Senon Burgwaldniel 456
» Glatz 569
» Löwenhagen 587
» Uderwangen 587
Septarienton 112
Septarientonschollen im Diluvium 523
Seweckenberg-Sattel 510
Siegener Schichten 56
» » Nideggen . . 456
Sole Salzdahlum 489
Solenopsis vetusta Taf. **7**, Fig. 17 71
Solquellen Stettin 523
Spaltensysteme, wasserführende, Oberschlesiens 79
Sphaerium corneum 45, 409
» *Draparnaldii* . . . 45
Sphen in Trachyphonolith Rhön 8, 13
» in Tuff Rhön 8
Sphenotus soleniformis . . 276, 281
Spirifer aculeatus 287
» *aequicosta* Taf. **4**, Fig. 6 54
» *arduennensis* 276
» *cultrijugatus* . . . 282, 286
» *curvatus* . . 282, 287, 289
» *Fuchsi* 282
» *Jaekeli* . . . 279, 282, 315
» *Nerei* 276
» *paradoxus* 282

Seite

Spirifer speciosus 281, 286, 289, 292
» *subcuspidatus* 276, 281, 289
» *subspeciosus* 287
» *trisectus* 53
Staubecken Tharau 583
Stegocephalenschädel von Helgoland Taf. **15—21** 232
Steinkohlenflöze Culm Ruhbank . 539
Steinsohle unter Löß Münster . 153
Stöppeler Tonschiefer Attendorn-Elsper 287
Störungen vergl auch unter »Tektonik, Verwerfungen« usw.
Störungen Blatt Kirchhundem . 486
» Trias Oberschlesien . 83
Stromatopora sp. 287
Strophalosia productoides . . . 292
Stropheodonta bispinosa Taf. **4**, Fig. 3, Taf. **8**, Fig. 8, 9 52
» *interstrialis* . 276, 281, 286, 292
Strophomena anaglypha . . 289, 292
» *subtetragona* . . . 286
Succinea elegans 335
» *Pfeifferi* 335, 408
» *putris* 334, 335
» *Schumacheri* 410
Süßwasserkalk, interglazialer Taf. **3** 41
» Vevais Taf. **3** . . 41
Syenitporphyr im Tuff Rhön . . 36

T.

Taldiluvium Sülze. 475
Talsande, altdiluviale 199
» Ems, Fig. 3 . . . . **163**
» Emsgebiet . . . 161, 184
» Gransee. 521
» Unterweser-Unterems . 212
Talsandterrasse Wriezen . . . 41
Talterrasse Stuchow 523
Tarnowitzer Mulde 82
Taschenlehm 548
Taunusquarzit 63, 69
Tegelen-Ton 455
Tektonik vergl. auch unter »Störungen, Verwerfungen« usw.

Seite

Tektonik Bolkenhain . . 526, 561
» Gransee 515
» Haigerloch 592
» Hechingen 593
» Königstein 463
» Ruhbank 526
Tentaculites ornatus 276
» *scalaris* 281
Tephrit Rhön 27
Terebratulina Davidsoni 343
» sp. 342
Terrassen Nideggen . . . 458, 459
» Oker . . . 497, 498, 500
» Weser 480
Tertiär Baccum, gefaltet . . . 148
» Emsgebiet 109, 110
» Ramsel 113
» Schönwalde (Ostpr.) . . 582
Tertiäre Terrassen Nideggen . . 458
Thyrammina favosa . . . 466, 468
» *papillata* . . 467, 468
Thysanopeltis 288
Titanit in Trachyphonolith Rhön 13
Tone mit *Crioceras capricornu* . 491
» im Dogger 490
Toneisenstein, interglazial . . . 42
Tonschiefer Ruhbank 530
Torf, interglazialer, Hameln . . 484
» diluvialer, Loopstedt . . . 506
» in Talsand 162, 164
Tourtia Braunschweig 493
Trachyphonolith Rhön 6
» Rhön, Analyse **15, 16, 18**
» » Anorthoklas in 8
» » Apatit in 8, 13
» » Augit in 8, 11
» » Biotit in 8, 13
» » Einsprenglinge in 8, 13
» » Hornblende in 8, 10
» » Nephelin in 13
» » Plagioklas in 8
» » Sanidin in 13

Seite

Trachyphonolith Rhön, Sphen in 8
» » Titanit in 13
» Schackau . . . 17
Trachyt Laach 17
» » Analyse **18**
Transgression des Cenomans Derenburg 508
Trias Beuthen 80
» Oberschlesien 215
» » Lagerungsverhältnisse 81
» » Ophiuren aus 215
» » Störungen in der 83
» » Wasserführung 83, 87
Trias Thüringen, Ophiuren aus . 215
Trigeria Bergeroni 62
» *Oehlerti* 62
Trümmergesteine, vulkanische Taf. **1, 2** . . 1
» (vulkanische) Schackau i. d. Rhön Taf. **1, 2** 1, 2
Tuff Rhön, Anorthoklas in . . 8
» » Apatit in 8
» » Augit in 8
» » Auswürflinge in . . 5
» » Basalt in 26
» » Biotit in 8
» » Biotitgneis in . . . 36
» » Buntsandstein in . . 33
» » Einsprenglinge in . 8
» » Granit in 36
» » Hornblende in . . 8
» » Hornblendegneis in . 36
» » Hornblendeschiefer in 35
» » Muschelkalk in . . 33
» » Plagioklas in . . . 8
» » Quarzitschiefer im . 34
» » Sanidinit in . . . 7
» » Sphen in 8
» » Syenitporphyr in . 36
» » Trachyphonolith in . 6
» Schackau, Auswürflinge nichtvulkanischer Gesteine 33, 34, 35, 36
Tuff Schackau, Einschlüsse nichtvulkanischer Gesteine 33, 34, 35, 36

Seite

Tuff Lennetal 274
Turbonitella piligera 281
Turritella Geinitzi 466
Turon Braunschweig 493
» Derenburg 509
Turonschollen im Diluvium . . 522

U.

Übergangstorf Emsgebiet . . . 174
» » Mächtigkeit Taf. **12** . . 177
» Hesepertwist . . 175
Übergangswaldtorf Emsgebiet. . 179
Unteres Diluvium Sülze . . . 477
Unterer Geschiebemergel, Ferrettisierung 470
» » Verwitterung 470
» » Sülze . 469
Untere Kreide Braunschweig . . 491
Unteres Mitteldevon Attendorn-Elsper 265
Unterer Muschelkalk Oberschlesien 80, 81
Unterer Sand Emsgebiet . . . 146
» » Lüneburger Heide 474
» Wellenkalk Roitza bei Beuthen 228
Unterdevon (hercynisches) Lauterberg 501
» Sauerland, Gliederung 273
Untereocän Gransee 521
Untermiocän Pinneberg 502
Untermiocäne Braunkohlenstufe Niederrhein. Tiefland . . . 426
Unteroligocän Sülze 466
Unterrotliegendes Ballenstedt . . 511
Untersenon Braunschweig . . . 494
Uremstal 143
Urstromtal Leda-Hunte 205
» Rheda (Westpr.) . . 372
» Rheda-Lebasee Taf. **24** 372
» Weser-Ems Taf. **14** . 201
Urstromverbindung Weser-Ems Taf. **14** 201
Urtonschieferformation 528

Seite

V.

Vallonia costata 334, 408
» *pulchella* 408
» *tenuilabris* 410
Valvata antiqua 45
» *cristata* 45, 409
» *piscinalis* 45
Vehnermoor 206
Vergletscherung Norddeutschlands 398
Vertigo vgl. auch unter »*Pupa*«
» *Moulinsiana* 410
Verwerfungen vgl. auch unter »Störungen, Tektonik« usw.
Verwerfung Thomasdorf . . . 526
Verwerfungen, interglaziale, Stettin 523
Verwitterungsrinde, interglaziale . 470
Verwitterungszone, diluviale . 516, 517
» in diluvialen Schottern 498
Vitrina sp. 408
Vorschüttungssande, Emsgebiet . 142
Vulkanische Trümmergesteine Schackau Taf. **1**, **2** 1, 2

W.

Walchia piniformis 557
Wannenmoore Sülze 478
» » Torfprofile der . . . 479
Wasserführende Schichten unter Trias, Oberschlesien 78
Wasserführende Spaltensysteme, Oberschlesien 79
Wasserführung in Trias, Oberschlesien 83, 87
Wasserwerk Adolfschacht bei Tarnowitz 94, 96
» Rosaliegrube . . . 98
» Zawada 90
» -e im Oberschles. Industriebezirk, Geologische Position Taf. **9** 77
Wealden 146
Weichselgebiet, Höhenschichtenkarte Taf. **25** 373

Seite

Weserterrassen, Interglazial in . 484
» -e, Rixdorfer Fauna in 482
Hameln . . . 483
Wiesenkalk, Emsgebiet 177
» , » Analyse . **178**
Wissenbacher Schiefer, Attendorn-Elsper 289
Wollgrastorf, Emsgebiet . . . 174
Wolmsdorfer Becken 527
Würgsdorfer Becken 527, 544

X.

Xionser Schichten 571

Seite

Z.

Zanichellia palustris . . . 413, 417
Zaphrentis sp. 282, 289, 293
Zechstein, Glatz 568
» Ibbenbüren 109
Zechsteinsalz, Braunschweig . . 489
Zentralgneis, Eulengebirge . . . 565
Zirkon in Sanidinit 23
Zonitoides nitida 334, 335
Zua lubrica 334, 335
Zweifaller Schichten 458
Zwischenmoor, Schönwalde (Ostpr.) 582
Zwischenmoortorf, Emsgebiet . . 174

Orts-Register.

Die Meßtischblätter sind gesperrt gedruckt. — Die Zahlen der Seiten, welche Abbildungen, Profile usw. enthalten, und die Tafelnummern sind ***fett*** *gedruckt.*

Seite

A.

Aa-Tal 175, 176
Ackerau 585
Adamswalde 518
Afferde 487
Ahlde 147
Ahrdorf 455
Albaxen 488
Alt-Belz 524
Altenberge 137
Altenhagen 473
Altenhof 520
Altenhundem . . . 274, 278, 282
Altheide 568
Alt-Lüdersdorf 517
Alt-Reichenau . . . 535, 542, 546
Alt-Röhrsdorf . . . 527, 530, 547
Ankum 115, 155, 190
Appen 502, 505
Aremberg 455
Arnau 581
Artland bei Quakenbrück . 165, 170
Askey bei Bilstein 283
Astrup 116
Atter 117

B.

Baa-See 520
Baccum 111, 112, 130, 164
Badbergen 171
Ballenstedt 510
Banzendorf 518
Bärwalde 579
Bathorn 171
Baumgarten 547
Bedeborn 511
Bendzin 78
Benzingerode 509
Berge 114
Bergen 474
Bergisch-Gladbach 421
Bergsdorf 519
Bersenbrück 123, 190
Bessinghausen 485
Beuthen 81
Bibiella 99
Binsdorf 592
Bippen 114, 123
Birgel 458
Blankenburg 509
Blankenese 504
Blankenheim 455
Blumenau 554, 555
Bobreck 78
Bocholt 131
Bodenwerder 481
Bohlschau 381
Bolkenhain . . . 525, 540, 552
Börry 487
Braunsberg 518
Braunschweig 488, 498
Brenschede 290

Seite

Brinitza 99
Britz-See 520
Broitzem 494
Bromberg 570
Broslowitz 186
Brühl 447
Buckow-See 520
Bünde 130
Burbecke 293
Burgwaldniel 455, 456
Burscheid 441, 462

C.

Celle 473
Cettenstedt 509
Chechlau 78
Chorzow 78
Cleve 431
Cloppenburg 127
Collinghorst 209
Contienen 572, 579
Creisau 564, 565
Cremlingen 491

D.

Dannenwalde 514, 517
Daspe 482
Dellbrück 441
Delzenhof i. d. Rhön 33
Derenburg 508
Deutsch-Piekar 78
Deutz 424
Dhün 421
Dierberg 516
Dillenburg 51, 69
Dingden 131
Dölitz 524
Dollhow 518
Domnau 583
Dortmund 156
Dositten 580
Dreißighuben 564
Drenthe 130
Drolshagen 291
Duisburger Wald 450
Dümmer See 211
Düsseldorf 461

Seite

E.

Eberswalde 520
Eggerstedt 502
Eichhorst 519
Emmern 487
Empfingen 592
Ems 139
Emsgebiet Taf. 10—13 108
Emsbüren 124, 135, 146
Endorf 511
Erlaheim 592
Ernsthof 587
Eschede 472, 474, 566
Eschershausen 481
Esingen 502
Etterwinden 511
Euskirchen 458
Eversen 465, 469

F.

Falkenberg 554, 556
Faulbrück 564
Felstow 382
Feuerschützenbostel . . . 465, 469
Fischingen 592
Florentinenhof 579
Folgenau 528, 533, 540
Fredeberg 290
Freeren 114, 122
Freiburg . 533, 538, 540, 541, 554
Freienwalde 41
Freienwalde 520
Frenke 481, 482
Friedrichstein 591
Friedrichswalde 581
Friesoythe 207
Frisching 589
Fürstenau 128

G.

Gaablau 542
Gedde 523
Geppersdorf 567
Gießmannsdorf . 536, 546, 549, 550
Glatz 568
Gleiertal 285

	Seite
Gliesmarode	492, 493
Godrienen	580
Goglau	565
Gollau	585
Golm	522
Golonog	80
Gondek	570
Gorkau	566
Goslar	71
Grandshagen	523
Gransee	513
Greifswalder Oie	343
Grifte	485, 488
Grimmen in Vorpommern	342
Groningen	140
Gr. Barthen	589
Grosselfingen	593
Großhau	547
Gr. Lauth	587
Gr. Legden	582
Gr. Lindenau	590
Gr. Mutz	519
Großwohlderfeld	209
Gr. Woltersdorf	514
Gr. Zerlang	518
Gr. Ziegenkopf (Rhön)	4
Grube Donnersmarckhütte	77
Grube Maria Theresia	427
Grube Rosalie	101
Grube Schnellweide	414
Gruol	592
Gurtschin	570

II.

Haffstrom	577
Haigerloch	592
Halbendorf	526, 551
Halberstadt	508
Hameln	481
Hansen	459
Hartmannsdorf	546, 548, 550
Harzburg	508
Hasetal	165, 169
Haspe i. Westf.	50
Haspertal	55
Hassel	478
Hechingen	593
Heidhausen	456
Heiligenzimmern	593
Heimbach	458, 459
Heimburg	509
Heinrichsfelde	517, 518
Heinzenwald	546
Heringsdorf	522
Herl (Rheinprov.)	444
Hermannsburg	473
Hesepertwist	161, 176, 179
Hilden	460
Hindenberg	517, 518
Hinschenfelde	507
Hitdorf	423, 442
Hochkirchen	447
Hochkrug	576
Höhenberg (Rheinprov.)	444
Hohendorf	529
Hohenhelmsdorf	533, 540
Hohenrade	582
Hohenzollern	593
Hordorf	492, 500
Hötzum	490
Höxter	488
Hümmling	109, 127, 138, 143, 150, 192, 206
Hundisburg	411
Hunte	205

I.

Ibbenbüren	109, 154
Ihrenfeld	209
Ijssel	156
Itterbeck	119

J.

Jadebusen	144
Jakobshagen	524
Jarotschin	572
Juditten	578, 579
Juliusburg	507
Jungferndorf	582

K.

Kaiserberg bei Duisburg Taf. 26, Abb. 1	450
Kalgen	577

Seite

Kalk (Rheinprovinz) . . . 424, 444
Kalltal 459
Kaseburg 522
Kickenbach 278
Kirchhundem 278, 282
Kirchohsen 480
Kl. Berkel 482
Kleinsassen 2, 3, 4
Kl. Schöppenstedt . . . 490, 491
Kl. Waltersdorf 530
Kl. Zerlang 518
Königlich Gräditz 546
Königsberg 583
Königsberg-Ost . . . 578, 588
Königsberg-West 578
Königstein 463
Köpernitz 518
Kordeshagen 524
Koslowagora 78, 80
Köslin 524
Krähendörfel 540
Krausendorf 539
Kraußen 578, 579
Krummhübel 525
Kuhpanz-See 519
Kunzendorf 534, 549
Kupferberg 526, 533
Kürten 462

L.

Landeshut 539, 542
Langel (Rheinprov.) 444
Langelsheim 508
Langenei 278
Langenfeld (Rheinprov.) . 423, 442
Langenstein 509
Langhelwigsdorf 554
Lapsau 578, 579
Latferde 482
Lauenburg 507
Lauterberg 501
Lauth 578, 579
Lebbin 522
Lechlingen 119
Lehndorf 494
Leichlingen 442

Seite

Lemgo 463
Lendersdorf 458
Lengerich 136
Leverkusen 424
Lichtenfelde 585
Liebenberg 519
Liebenthal 519
Liebenwalde 519
Liep 578, 579
Lingen 131, 137, 161, 184
Lochstädt 588
Lohne 121, 185
Löwenhagen 581, 587
Lüdersdorf 41
Ludwigswalde . . . 578, 583, 585
Luisenhain 571
Lüneburg 397
Lütjenbornholt 397

M.

Mahnsfeld 580
Mandeln 54
Mantau 582
Marmecke 278
Mascherode 496
Mastholte 168
Maulen 575, 579
Mechernich 455
Medenau 578
Meggen 290
Mehlbruch (Rheinprov.) . . . 442
Mehlis 511
Meisdorf 511
Melverode 495
Meppen 139, 161, 169
Merzdorf 534, 544
Michaelstein 509
Misdroy 522
Moditten 578, 579, 589
Möglin 41
Möhra 511
Mölten 570
Mondorf (Rheinprov.) 444
Monheim 423
Mülheim a. Rh. 424, 441, 442, 444, 462

Seite

Mundersum 111
Myslowitz 80

N.

Neidtkeim 580
Neuheide 569
Neu-Lögow 517
Neu-Lüdersdorf 517
Neu-Reichenau 546
Neu-Röhrsdorf 529, 547
Neuß 460
Neustadt i. Westpr. 380
Neutomischel 187
Neu-Wernersdorf 546
Neu-Würgsdorf . 528, 544, 547, 551
Nideggen 456
Niederrheinisches Tiefland, Taf. 26 418
Nieder-Baumgarten 556
Niederkassel (Rheinprov.) . . . 444
Niederkunzendorf 546
Nieder-Merzdorf 548
Nieder-Wolmsdorf 562
Nimmersatt 528, 531, 550
Nimptsch 566
Norderbecke 175

O.

Oberbaumgarten . . 526, 529, 545
Ober-Bernhards 39
Oberbilk 460
Oberhohendorf 529, 531
Ober-Hohenhelmsdorf 536
Oberhundem 282
Ober-Kunzendorf 529, 540
Oberlethe 207
Ober-Merzdorf 539, 546
Ober-Röhrsdorf . . 528, 530, 550
Oberschwedeldorf 568
Oberwürgsdorf 544
Offen 465, 477
Ohr 482, 487
Oldenburg 192
Olpe 291
Ootmarsum 132
Opalenitza 187
Opperode 511

Seite

Ottenhagen 590
Overath 462

P

Papenburg 140, 144
Parchim 397
Parnow 524
Pelzen 380
Pelzkuhl 518
Pfaffenbach i. d. Rhön 39
Piene 291
Piesberg 142
Pinneberg 502
Plantlünne 128
Plawiowitz 78
Pogauen 582
Ponarth 572, 585
Posen 571
Posen-Süd 570
Pötrau 506
Praddau 581
Praßnicken 582
Preuß.-Arnau 581
Pr.-Eylau 583
Pyrmont 481

Q.

Quakenbrück . . 109, 164, 169, 184
Quednau 583
Querum 493, 496, 500

R.

Ramsel 111
Ranzel (Rheinprov.) . . . 444, 447
Rautheim 489
Ravenstein 524
Rebberlah 472
Reichenau 568
Reinerz 568
Reitling 491
Reusrath 442
Rheda i. Westpr. 379
Rheinbach 458
Rheine 146, 168
Rheinfeld 462
Rheinsberg 517, 518

Seite

Rheydt (Rheinprov.) 444
Rieder 510
Riegersdorf 567
Rietberg 168
Rodderberg 443
Roitza bei Beuthen 215
Rositten 583
Rudelstadt 548
Rüdersdorf 516
Ruhbank . . . 525, 538, 540, 554
Rühlertwist 178
Ruhrberg 458
Ruppersdorf 567
Rüssel 155

S.

Saalhausen 274
Salzbergen 146
Salzdahlum 489
Salzuflen 463
Salzungen 511
Sassenberg 168
Schackau i. d. Rhön 1, 2, 4
Schafberg bei Ibbenbüren . 109, 145
Schandelah 500
Schapen 496
Scharnhorst 473
Schenefeld 502
Scheuerhof (Rheinpr.) 444
Schierot 78
Schlebusch 441
Schleswig 506
Schmechau 380
Schönau 553
Schönebeck 519
Schöneberg 524
Schönermark 517
Schönwalde 580
Schulzendorf 516, 518
Schwanow 518
Schwartenpohl 162
Schwedeldorf 568, 570
Schweina 511
Schweinhaus 554
Schwenz bei Cammin 343
Schwessow 523

Seite

Schwirsen 523
Senkel 157
Siegroth 566
Solpke 508
Sonneburg 517
St. Andreasberg 500
St. Georgsberg bei Ratzeburg . 385
Steenfelde 207
Steinbeck 520, 588, 591
Stengow 522
Stetterain b. Schackau i. d. Rhön 2, 4, 30
Stettin 523
Straßburg (Uckermark) 515
Streckenbach 526
Strehlen 567
Stuchow 523
Suckow 524
Süderstapel 397
Sülze 465
Swinemünde 522
Swinhöft 522

T.

Tharau 583, 585
Thiede 496
Thomasdorf . 528, 529, 534, 540, 546
Timmenrode 509
Töppendorf 567
Tornesch 504
Treptow-See 519
Tressin 523
Trittau 506
Tündern 484
Tütingen 155
Twenthe 130

U.

Uderwangen 585, 587
Uelsen 112, 119
Uetersen 502, 504, 505
Ujest 78
Unna 156
Unterlüß 475
Urft 459

Seite

V.

Vechte 169
Vehnermoor (Oldenburg) . 206, 208
Veischedetal 283
Veldhausen 171
Viersen 456
Vingst (Rheinprov.) 444
Vlatten 457
Vogelsdorf 539

W.

Wahlstatt 566
Wahn 441, 447
Waldau 582
Waldenburg 554
Walle 465
Wallisfurth 568
Wammelwitz 567
Wandsbek 507
Wardienen 576, 580
Warteberg bei Gransee 514
Warthen 575, 579
Wasungen 512
Wättrisch 564
Weddel 496, 500
Wehrbellin-See 519
Weizenrodau 563, 565
Wernersdorf 536, 537
Westerkappeln 170
Westhofen (Rheinpr.) 444
Wickbold 585

Seite

Wiek-Kiel 397
Wiesau 527, 530, 531
Wiesdorf (Rheinpr.) 444
Wietmarschen . . 161, 162, 179
Wildenhog 583
Winterswyk 130
Wisdehnen 588
Wittgendorf . . . 540, 542, 546
Woffelsach 458
Wolfenbüttel . . 496, 499, 500
Wollin bei Neuendorf 344
Wölsickendorf 520
Woltrup 214
Wundlacken 580
Würgsdorf 527, 544

X.

Xions 571

Z.

Zabrze 80, 186
Zachan 524
Zadelow 524
Zawada bei Peiskretscham . . 77, 89
Zechow 518
Zehdenick 519
Zernickow . . . 514, 516, 517, 518
Ziegenkopf i. d. Rhön 39
Zühlen 513
Zuider-See 139
Zülpich 459

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
III 15008

Druckfehler und Berichtigungen.

Jahrbuch 1912, Teil II, Heft 1.

S. 168, 12. Zeile von unten lies: Ablagerungen statt »Ablagernngen«.

Jahrbuch 1912, Teil II, Heft 3.

S. 529, 12 Zeile von oben lies: Fällen statt »Fälleu«.
S. 540, 1. Marginalie lies: Eruptivgesteinsgänge statt »Ernptivgesteinsgänge«.
S. 563, 4. Zeile von oben ist »Durch« zu streichen.

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

BIBLIOTEKA
KATEDRY NAUK O ZIEMI
Politechniki Gdańskiej