Jahrbuch

der

Königl. Preussischen

Geologischen

Landesanstalt

XXXVI

1915

Teil II

Jahrbuch

der

Königlich Preufsischen Geologischen Landesanstalt

zu

Berlin

für das Jahr

1915.

Band XXXVI, Teil II.

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
III 15008

Berlin.

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

1917.

Inhalt.

Seite

A. Fuchs: **Die Entwicklung der devonischen Schichten im westlichen Teile des Remscheid-Altenaer und des Ebbesattels.** (Hierzu Tafel 1 und 2) . . . . . 1— 95

O. Hörich: **Ein in Deutschland gefundenes Stück von Omphalophloios anglicus.** (Hierzu Tafel 3) . . . . . 96—101

K. Keilhack: **Über tropische und subtropische Torfmoore auf der Insel Ceylon.** (Hierzu Tafel 4—29, 2 Karten und 3 Textfiguren) 102—143

K. Keilhack: **Aufschlüsse märkischer Eisenbahn-Neubauten.** (Hierzu Tafel 30—31 und 19 Abbildungen) . . . . . 144—164

F. Tornau (†): **Über ein interglaziales Torflager bei Neidenburg in Ostpreußen.** (Mit 3 Textfiguren) . . . . . 165—174

H. Platt: **Das Randgebiet des Thüringer Waldes bei Benshausen.** (Hierzu Tafel 32—34, 3 Texttafeln und 10 Textfiguren) . . . . 175—225

W. Wolff: **Das Diluvium der Gegend von Hamburg.** (Hierzu Tafel 35—39) . . . . . 227—324

H. Scupin: **Die stratigraphische Stellung der subhercynen Braunkohlenformation.** Eine Entgegnung an Herrn O. v. Linstow in Berlin . . . . . 325—342

F. Wahnschaffe (†): **Über das Quartär und Tertiär bei Fürstenwalde a. d. Spree.** (Hierzu Tafel 40—53, 2 Texttafeln und 8 Textfiguren) . . . . . 343—395

J. Korn: **Untersuchungen in der Glaziallandschaft östlich vom Odergletscher.** (Hierzu Tafel 54 und 1 Textfigur) . . . . 396—420

P. Oppenheim: **Über das marine Pliocän der Bohrung von Nütterden bei Cleve.** (Hierzu Tafel 55) . . . . . 421—434

Amtlicher Teil.

Ehrentafel der gefallenen Beamten 435

Bericht über die wissenschaftlichen Ergebnisse der geologischen Aufnahmen im Jahre 1915 437

Bericht über die Tätigkeit der Königlichen Geologischen Landesanstalt im Jahre 1915 623

Arbeitsplan der Königlichen Geologischen Landesanstalt für das Jahr 1916 642

Personal-Bestand der Königlich Preußischen Geologischen Landesanstalt am 31. Dezember 1915 653

Sach-Register 666

Orts-Register 680

Druckfehler und Berichtigungen 686

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ

Die Entwicklung der devonischen Schichten im westlichen Teile des Remscheid-Altenaer und des Ebbesattels.

Von Herrn **Alexander Fuchs** in Berlin.

Hierzu Tafel 1 und 2.

Einleitung.

Im Anschluß an meine Spezialaufnahmen im nördlichen Sauerlande und im Ebbegebirge, an verschiedene Eisenbahnbegehungen und an die Befahrungen mehrerer Tunnels und der Wasserstollenanlagen der Stadt Remscheid hatte ich seit der Mitte des vorigen Jahrzehnts dank dem Entgegenkommen des Direktors der Geologischen Landesanstalt in Berlin, des Herrn Geh. Oberbergrats Prof. Dr. BEYSCHLAG, Gelegenheit, auch den westlichen Teil des Remscheid-Altenaer und des Ebbesattels recht eingehend kennen zu lernen, unterirdische Aufschlüsse mit den oberirdischen zu vergleichen und den vielfach recht verwickelten stratigraphischen und tektonischen Verhältnissen eine, wie ich hoffe, in der Hauptsache zutreffende Deutung zu geben. Einige Ergebnisse meiner Untersuchungen wurden bereits an anderer Stelle in großen Zügen mitgeteilt[1]). Dieselben sind im folgenden, soweit das hier in Rede stehende Gebiet in Frage kommt, durch eine größere Zahl von Einzelheiten ergänzt.

[1]) A. FUCHS und W. E. SCHMIDT: Zur Lenneschieferfrage. Zeitschrift der Deutsch. Geol. Ges., Jahrg. 1911, Monatsber. 2. — A. FUCHS, Über einige Prioritätsfragen in der Stratigraphie des Lenneschiefers. Zeitschr. der Deutsch. Geol. Ges. 1912, Monatsber. Nr. 7.

Ebenso werden, um die Übersichtlichkeit des geologischen Bildes zu erhöhen, einige weiter östlich gelegene Gebiete, die teilweise durch die geologische Spezialaufnahme schon näher bekannt sind, nochmals eingehender in den Kreis der Betrachtung gezogen.

Der Remscheid-Altenaer Sattel.

Der Sattelkern zwischen Lenne- und Ennepetal.

Die tektonischen Verhältnisse im Sattelkern zwischen Lenne- und Ennepetal zeigen ein recht wechselvolles Bild. Im östlichen Teile des Gebietes, zwischen Lenne- und Volmetal, spielt die Spezialfaltung noch eine weit überwiegende Rolle; die Entwicklung streichender und querschlägig zum Hauptstreichen des Gebirges verlaufender Horste und Gräben tritt ihr gegenüber noch erheblich zurück. Genau umgekehrt verhält es sich im westlichen Teile zwischen dem Volmetal bei Priorey bezw. der Glörtalsperre und dem Ennepetal; hier verliert die Spezialfaltung im Sattelkern jede Bedeutung und an ihre Stelle treten Horste, Staffelbrüche und Gräben von oft beträchtlicher Größe. Die beiden tektonisch so verschiedenen Gebiete werden demnach zweckmäßig getrennt behandelt.

I. Die Spezialfaltungslinien zwischen dem Lennetal in der Gegend von Altena und dem Volmetal.

Der Verlauf der Hauptsattelachse von Leichlingen über Remscheid, Lennep, das mittlere Ennepetal und das Volmetal bis in die Gegend von Altena im Lennetal wurde schon erwähnt[1]), ebenso die mehrfache Neigung des Sattels, sich in Spezialsättel zu gliedern, namentlich in dem Gebiete zwischen Glörtalsperre, Schalksmühle, Dahl und Altena. Ferner kam das Untertauchen des Sattels nach Osten bereits auf den Blättern Iserlohn und Hohenlimburg eingehender zur Darstellung. In vieler Hinsicht geben die dort beobachteten Verhältnisse auch

[1]) Monatsber. der Deutsch. Geol. Ges. 1911, 2, S. 113—114.

ein allgemeines Bild von dem Verhalten des Sattelkerns in den etwas weiter westlich gelegenen Gebieten bis zu den Höhen bei Breckerfeld zwischen Ennepe- und Volmetal: eine überaus starke und verwickelte Spezialfaltung beherrscht auch hier den Sattelkern, der von zahlreichen, weithin verfolgbaren streichenden Diabasgängen und streichenden Gangspalten durchsetzt wird; diese zerreißen in zahlreichen Fällen die Spezialsättel und -mulden in bemerkenswertem Grade und führen, wie in den östlicher liegenden Gebieten, häufig zur Bildung typischer Sattelhorste bezw. Muldengräben, die jedoch immer noch die ursprüngliche Anlage der Faltung erkennen lassen. Das Einfallen der Schichten in den Spezialfaltungen ist noch durchweg normal gegensinnig gerichtet. Überkippte Schichtenstellungen und Überschiebungen kommen nicht vor.

Die bedeutenderen Spezialfaltungslinien[1]) sind:

1. Die Antiklinale Altena-Winkeln-Everinghausen, bezeichnet durch einen im Sattelkern auftretenden Zug roter und grüner Schiefer der Hohenhöfer Stufe, auf den Flügeln fast immer normal gegensinnig überlagert von graublauen Hobräcker Schichten; er endet dicht südöstlich von Mühle an einer nordnordwestlich gerichteten Querverwerfung. Südlich Everinghausen zweigt sich von dem Hauptzug ein zweiter, viel schmälerer, vielfach stark querverworfener und östlich vom Sterbecketal sogar auf eine streichende Erstreckung von 660 m unterbrochener Zug roter Hohenhöfer Schichten ab, der über Hülscheid nach Vorm Wald südöstlich Winkeln streicht und hier an einer Querverwerfung endet; im Brachtenbecktal südwestlich Altena taucht er wieder auf eine Strecke von 850 m Länge empor und befindet sich hier in normaler Sattelstellung; im Ostgehänge des Brachtenbecktals endet er mit dem hier dicht

[1]) Die im folgenden unter 1—5 erwähnten Spezialfalten sind größtenteils auf dem schon veröffentlichten Blatte Hohenlimburg und dem noch im Drucke befindlichen Blatte Lüdenscheid dargestellt und werden in den Erläuterungen ausführlicher besprochen.

bei ihm gelegenen nördlichen Zuge an einer nordnordöstlich verlaufenden, spießeckigen Störung. Nur der letztere setzt hinter der Verwerfung, schmal und wenig verschoben, nochmals an und zieht noch etwa 510 m nach ONO. fort; im Lennetal fehlt er über Tage vollständig.

2. Die Antiklinale Obstfeld bezw. Hobräcker Rücken[1])-Dahl-Priorey-Rüggebein, ebenfalls bezeichnet durch einen im Kern auftretenden Zug roter Hohenhöfer Schiefer; seinen Nordflügel begleiten normal aufgelagerte Hobräcker Schichten, südlich legt sich die gleiche Stufe zwischen dem Hobräcker Rücken und dem Stapelbach bei Dahl ebenfalls normal auf, geht dann aber in einen bedeutenden, bis ins Breckerfelder Tal südöstlich Rüggebein verfolgbaren, im Verlaufe der Hauptsattelachse eingesunkenen Graben über, in welchem das Schichtenstreichen NO.-NW. und das Einfallen durchweg westlich gerichtet ist; ONO.-NO. verlaufende, stellenweise mit quarzigem Trümmergestein erfüllte Gangspalten begleiten die Grabenränder. Seitlich von diesen liegen zwischen Rummenohl-Priorey und Breckerfeld die Hohenhöfer Schichten des Hauptsattelkerns.

3. Die Synklinale Altena-Brachtenbeck-Rölvede, von Mühlenbergschichten erfüllt, auf dem Nordflügel durch streichende Verwerfungen vielfach gestört.

4. Die Synklinale Limmerig-Wiblingwerde-Bölling[2]), stark gestört, erfüllt von Mühlenbergschichten und ausgezeichnet durch das Auftauchen von Sattelhorsten von Hobräcker Schichten innerhalb der Mulde selbst.

5. Die Antiklinale Glörfeld-Schalksmühle, Hobräcker Schichten, im N. und S. begleitet von kleineren Spezialmulden, die Mühlenbergschichten und südlich Schalksmühle außerdem noch einen, durch Spezialfaltungen 3. Grades zuweilen weiter verdoppelten Zug von Brandenberg-

[1]) Vergl. Blatt Hohenlimburg der Preuß. Geol. Landesaufnahme, 1911.
[2]) Vergl. Blatt Hohenlimburg.

schichten enthalten. Hieran schließt sich nach SO. der Randsattel Magdheide-Lauenscheiderohl.

II. Die Horste, Gräben und Staffelbrüche zwischen dem Volmetal bei Priorey bezw. der Glörtalsperre und dem Ennepetal.

In der Gegend zwischen Breckerfeld und der etwa 3 km südöstlich gelegenen Glörtalsperre verliert die Spezialfaltung im Sattelkern ihre weitgehende Bedeutung und an ihre Stelle tritt eine quer zum Hauptstreichen, also in NW.-SO.-Richtung verlaufende Horst- und Grabenbildung von erheblichem Ausmaß. Kilometerlange Querverwerfungen schneiden die im Hauptsattelkern liegenden roten Hohenhöfer Schiefer seitlich schroff ab und legen sie direkt an graublaue Hobräcker Schiefer. Weiter südwestlich bis über das Ennepetal hinaus gewinnen querschlägig zum Schichtenstreichen verlaufende Staffelbrüche und diesen folgende Gräben überwiegende Bedeutung.

1. Der Breckerfeld-Glörtaler Horst.

Bevor wir näher auf Einzelheiten eingehen, müssen hier kurz die Verhältnisse im Sattelkern gestreift werden. Die Hauptachse folgt der Linie Rohland-Epscheid-Breckerfeld und ist durch das Auftreten der Hohenhöfer Schichten bezeichnet, die in mäßig breitem Zuge zwischen dem oben schon erwähnten Graben von Hobräcker Schichten: Priorey-Rüggebein einerseits und den normal aufgelagerten Sedimenten der gleichen Stufe zwischen Epscheid-Wanscheid und Rummenohl anderseits emportauchen. Genau in der Querlinie zwischen Breckerfeld und dem Gehänge nordnordöstlich der Sperrmauer der Glörtalsperre verschiebt sich dann die südöstliche Oberkante der Hohenhöfer Schichten um etwa 2,7 km nach Süden. Daraus folgt eine gewaltige Verbreiterung des Hohenhöfer Schichtenzuges in querschlägiger Richtung, während die Ausdehnung in streichender Länge zwischen Wanscheid und Loh im Maximum nur etwa 950 m beträgt und am Südostende unterhalb der Glörtalsperrmauer auf knapp 70 m sinkt. Die Hohenhöfer Schichten bilden hier also einen weit nach Süden vorspringenden Quer-

horst; dieser ist im NO. und SW. von großen Querverwerfungen abgeschnitten und im Innern nochmals von zwei recht bedeutenden Querverwerfungen durchsetzt, die jedesmal ein staffelförmiges Absinken des Gebirges in südwestlicher Richtung und somit eine weitere Zerstückelung verursachen. Das Innere des Horstes besitzt seinen eigenen Faltenbau; die Schichten streichen normal ostnordöstlich bis nordöstlich, gelegentlich auch ostwestlich bis ostnordöstlich, dagegen wechselt das Einfallen mehrfach und hat das Auftreten einer typischen Mulde von Hobräcker Schichten nördlich der Glörtalsperre bezw. südöstlich Heide und Berghausen im Gefolge; hierbei müssen die südöstlich Heide und Berghausen liegenden Stücke nur als die verschobene Fortsetzung des nördlich der Talsperre anstehenden, durch eine besonders deutlich sichtbare Muldenstellung ausgezeichneten Vorkommens betrachtet werden. Zu erwähnen wäre dann noch das Aufsetzen eines streichenden Diabasganges in den Hohenhöfer Schichten auf dem Südflügel des südöstlich Berghausen liegenden Muldenstückes. Eine zweite, viel breitere Mulde von Hobräcker Schichten liegt südöstlich Windhagen, beschränkt ihre streichende Ausdehnung jedoch nur auf den östlichsten Block des Horstes. Ein drittes, nordwestlich Heide, nordöstlich Klevinghausen und im Eppscheider Tal nordwestlich Windhagen beobachtetes Vorkommen von Hobräcker Schichten, das als ein einheitliches, nachträglich zerstückeltes anzusehen ist, dürfte jedoch mit Rücksicht auf das durchgehende südöstliche Einfallen als eine Schuppe aufzufassen sein.

Der südlichste Teil des Horstes bezw. seiner mittleren Staffel besitzt unterhalb der Glörtalsperre eine deutliche Sattelstellung; die Achse fällt genau in die südwestliche Fortsetzung der oben unter I. 1 erwähnten Antiklinale Altena-Winkeln-Everinghausen, und es ist daher anzunehmen, daß die Hohenhöfer Schichten ursprünglich in dieser Spezialsattelachse in der gleichen Horizontalen eine weiter nach Westen durchgehende Verbreitung hatten.

Die äußeren Querverwerfungen, welche den Horst seitlich

begrenzen, gehen durch den ganzen Sattelkern und tauchen als bedeutende Verwerfer östlich Brauck und im Steinbachtal östlich von dem großen Ennepeknie unterhalb der Ennepetalsperre wieder auf; da die zwischen ihnen liegende nordwestliche Oberkante des Hohenhöfer Schichtenzuges zwischen der Höhe nordnordöstlich Brauck und dem Steinbach bei durchweg nordnordöstlichem bis nordöstlichem Streichen der Schichten und einem nordwestlichen Einfallen von etwa 30—50° stark nach NW. vorspringt, so wird auch hier das Hochkommen des zwischenliegenden Gebirgsblocks zum klaren Ausdruck gebracht, wenngleich es mit Rücksicht auf die Lagerungsverhältnisse weiter südwestlich an der Mündung des Steinbaches und in der Umgebung des erwähnten Ennepeknies als ein staffelförmiges aufgefaßt werden muß. Es ist nun in hohem Grade beachtenswert, daß die Wirkung der großen Seitenverwerfungen des Horstes nach Südosten kaum über diesen hinausreicht, die schon erwähnten Spezialfaltungen zwischen Glörfeld und Schalksmühle also kaum betrifft.

2. Der Graben von Ehringhausen und der Staffelbruch von Bossel.

Vergleiche hierzu das Querprofil 6.

Nordwestlich Loh, Ehringhausen und Neuenhaus liegt die südöstliche Oberkante der Hohenhöfer Schichten im Tal zwischen Ehringhausen und Heide und am Wengeberg südlich Breckerfeld und fällt nach SO. ein; die hier weit nach Norden vorspringenden Hobräcker Schichten liegen also gegen den Breckerfeld-Glörtaler Horst in einer Grabenversenkung. Nun springen zwischen Altenbreckerfeld, vorm Baum und Bossel die Hohenhöfer Schichten wiederum weit nach Süden in das Verbreitungsgebiet der Hobräcker Stufe vor. Diese auffallende Erscheinung wird durch einen Staffelbruch hervorgerufen, wie es zunächst der weitere Verlauf der nordwestlichen Oberkante der Hohenhöfer Schichten südlich vom Steinbachtal beweist; diese fällt nach SO. ein; sie bricht an sechs größeren, nord-

westlich bis nordnordwestlich gerichteten Querverwerfungen mehrmals ab und verlegt sich jedesmal um ein mehr oder minder beträchtliches Stück so schroff nach Süden, daß sie im ganzen um rund $3^1/_2$ km vom Steinbachtal im Norden genau nach Süden in das Bosseler Tal nordöstlich Osenberg gerückt erscheint. Das staffelförmige Absinken erfolgt hier also in nordöstlicher Richtung, d. h. genau umgekehrt wie im Breckerfeld-Glörtaler Horst. Im Osten wird der staffelförmige Abbruch gegen den Graben von Ehringhausen durch eine scheinbar bogig verlaufende Querverwerfung begrenzt, in deren Nähe Hohenhöfer und Hobräcker Schichten mehrfach ein nordnordöstliches bis nordnordwestliches Streichen und ein westliches Einfallen zeigen, eine Erscheinung, die auf bedeutende Stauchungen der Schichten an der großen Querstörung zurückzuführen ist. Der Ehringhausener Graben stellt also ein Senkungsfeld dar, welches beiderseits, also im SW. und NO., von Staffeln begleitet wird, die um so höher aufragen, je weiter man sich in südwestlicher bezw. nordöstlicher Richtung vom Innersten der Senke entfernt. Auch die großen Seitenverwerfungen des Bosseler Staffelbruchs betreffen den weiter südlich liegenden Hauptsattelflügel bezw. die ihn hier stellenweise noch begleitenden Randfalten in nur ganz geringem Grade.

Der Breckerfeld-Glörtaler Horst, der Graben von Ehringhausen und der Staffelbruch von Bossel besitzen sehr ähnliche Gegenstücke im Ebbesattel im Horst von Wilbringhausen und den ihn begleitenden Gräben bei Meinerzhagen-Kierspe und Rönsahl, nur daß diese noch bedeutender sind.

Dem in mehreren Staffeln erfolgenden Abbruch der Hohenhöfer Schichten entspricht zwischen dem unteren Steinbachtal und Osenberg-Borbeck das sattelförmige Auftauchen und staffelweise Höherrücken blaugrauer Remscheider Schichten in nordsüdlicher Richtung bis Borbeck; an einer durch diesen südwestlich vom oberen Teile der Ennepetalsperre gelegenen Orte in west-

nordwest- bezw. ostsüdöstlicher Richtung verlaufenden Querverwerfung schneiden sie gegen den auf dem Südflügel des Hauptsattels liegenden Zug der Hohenhöfer Schichten ab, der von Radevormwald über Borbeck und das Ennepetal dicht südlich Osenberg streicht und sich etwa 680 m weiter östlich an das südlichste Ende der im Bosseler Staffelbruch anstehenden Hohenhöfer Schichten anlehnt. Der so entstehende äußerliche Eindruck eines umlaufenden Schichtenstreichens, wie es so schön auf dem Nordostflügel des Hauptsattels im Bereiche der Blätter Iserlohn und Balve zur Geltung kommt, ist in Wirklichkeit jedoch nur ein scheinbarer; an Stelle des normalen Untertauchens nach NO. ist hier eben das System verwickelter Staffel- und Grabenbrüche getreten.

Hat man nun, von Süden her kommend, die Hohenhöfer Schichten der Bosseler Staffeln nach Norden bis ins Steinbachtal durchquert, so trifft man südwestlich von diesem bis ins rechte Gehänge des Ennepetals gleich unterhalb der Ennepetalsperre einen zweiten Zug roter Hohenhöfer Schiefer, der, von örtlichen Schleppungen an Querverwerfungen abgesehen, durchweg nordnordöstlich bis nordöstlich streicht und meist steil, mit 50—73°, seltener flacher, mit 40—50° nach NW. unter die Hobräcker Schichten einfällt. Er liegt auf dem nordwestlichen Flügel des genannten Sattels von Remscheider Schichten, bildet also das Gegenstück des Borbeck-Osenberger Zuges und ist mehrfach durch westnordwestlich bis nordwestlich verlaufende Querverwerfungen gestört, an denen, von NO. nach SW. gerechnet, die südwestlich liegenden Stücke mit Ausnahme des südlichsten immer nach NW. verschoben erscheinen, das bedeutet also bei dem gleichsinnigen nordwestlichen Einfallen ein jedesmaliges staffelförmiges Absinken der nordöstlich der Verwerfungen liegenden Gebirgsblöcke in nordöstlicher Richtung und ist als ein Seitenstück des Bosseler Staffelbruches aufzufassen.

3. Die Ennepe-Staffelbrüche.

Vergleiche hierzu das Querprofil 6.

Eine Ausnahme macht nur, wie bemerkt, das südlichste, gleich unterhalb der Ennepetalsperre gelegene Stück, das einen örtlich beschränkten Grabenbruch darstellt. Es wird im SW. von einer bedeutenden Querverwerfung abgeschnitten, die eine durchgreifende Änderung der Tektonik weiter südwestlich im Gefolge hat; sie verursacht eine vollständige Unterbrechung des im Hangenden der Hohenhöfer folgenden Hobräcker Schichtenzuges. In annähernd gleicher Richtung wie sie verläuft dann gegen die nordwestliche Ecke der Ennepesperrmauer eine zweite Störung, in deren südöstlicher Verlängerung im rechten Gehänge des Ennepetals oberhalb der Sperrmauer wieder ein breiter Zug roter Hohenhöfer Schichten ansetzt, der offenbar als die Fortsetzung des vorgenannten anzusehen ist; er fällt dicht oberhalb der Sperrmauer im rechten Talgehänge bei ostsüdöstlichem Streichen mit durchschnittlich 30° nach SSW. ein, eine Schichtenstellung, die zweifellos auf Schleppungen an der hier selbst nicht sichtbaren Querverwerfung zurückzuführen ist, dann weiter aufwärts bei nordnordöstlichem Streichen mit etwa 36° nach NW. Seine starke Verlegung nach SO. ist also auf ein Absinken des südwestlich der Querstörungszone gelegenen Gebirgsteils zurückzuführen; dem entspricht als naturgemäße Folge die bedeutende Verschmälerung des im Sattelkern liegenden Remscheider Schichtenzuges an der oberen Hälfte der Ennepetalsperre. Dieses Absinken in südwestlicher Richtung ist offenbar das tektonische Gegenstück zu dem in nordöstlicher bis nördlicher Richtung erfolgenden Absinken auf dem gegenüberliegenden Staffelbruch von Bossel, und demnach erscheint die Auffassung berechtigt, daß die große Querstörungszone am Nordende der Ennepetalsperre in ursächlichem tektonischem Zusammenhang mit den südwestlichsten Randverwerfungen des Bosseler Staffelbruches steht.

Oben wurde schon erwähnt, daß die Remscheider Schichten

des Sattelkerns südwestlich vom oberen Teile der Ennepetalsperre an der Borbecker Querverwerfung abschneiden. Ihre Fortsetzung ist südwestlich dieser stark nach NW. bis nach Beck verschoben und verlegt sich dann an zwei weiteren Querverwerfungen noch zweimal kräftig nach NW bis nach Plumbeck. Da gleichzeitig die südöstlich einfallende obere Grenze der Hohenhöfer Schichten auf dem südöstlichen Sattelflügel ebenfalls mehrmals staffelförmig nach NW. zurückspringt, so muß dieses Verhalten als ein weiteres staffelförmiges Absinken in südwestlicher Richtung aufgefaßt werden. Man müßte nun, wenn dieses querschlägig durch den ganzen westlich der Borbecker Störung gelegenen Gebirgsblock durchsetzen würde, erwarten, daß die nordwestliche Grenze der Remscheider Schichten, die zweifellos nordwestlich einfällt, um so stärker nach SO. verlegt würde, je weiter man sich von der Borbecker Querverwerfung nach SW. entfernt, und daß dementsprechend der Remscheider Zug des Sattelkerns in südwestlicher Richtung immer schmäler würde; tatsächlich ist das Umgekehrte der Fall: die nordwestliche Grenze der Remscheider Schichten verlegt sich, vom äußersten südwestlichen Zipfel abgesehen, hier in nordwestlicher Richtung, also gleichsinnig mit dem Verhalten auf dem gegenüberliegenden südöstlichen Flügel; das bedeutet hier aber bei dem nordwestlichen Einfallen der Schichten ein Absinken der einzelnen Staffeln in nordöstlicher Richtung. Um dieses Verhalten zu erklären, wird man das Vorhandensein einer streichenden oder nahezu streichend verlaufenden Störung im Sattelkern annehmen müssen, die ein verschiedenartiges Einsinken der beiderseits gelegenen Gebirgsteile bedingen konnte; eine solche läßt sich nun in der Tat in der südwestlichsten Staffel feststellen, die gegen die nordöstlich folgende wieder nahezu normal abgesunken ist: hier reicht das nordwestliche Einfallen der Remscheider Schichten bis dicht an die im SO. folgenden Hohenhöfer Rotschiefer; diese können also nicht normal aufgelagert sein, sondern müssen durch eine sehr spitz zum Schichtenstreichen verlaufende Störung abge-

schnitten werden. In den nordöstlich liegenden Staffeln fehlt es an günstigen Aufschlüssen. Die nordwestliche Begrenzung des Hohenhöfer Schichtenzuges, der hier auf dem nordwestlichen Flügel des Sattels der Remscheider Stufe auflagert und der nur die südwestliche Fortsetzung des mehrfach erwähnten, südwestlich vom Steinbach über das Ennepeknie und das rechte Ennepetalgehänge verlaufenden Zuges darstellt, erleidet nun ihre Verlegung nach SO. wieder in südwestlicher Richtung, das bedeutet also ein staffelförmiges Absinken nach SW. wie auf dem gegenüberliegenden südöstlichen Sattelflügel.

4. Der streichende Ennepegraben zwischen Brenscheid und dem oberen Lambecktal.

Vergleiche hierzu das Querprofil 6.

In der Umgebung von Brenscheid nordwestlich Breckerfeld folgen über den Hohenhöfer Schichten des Sattelkerns mit nordnordöstlichem Streichen und einem nordwestlichen Einfallen von 18—45° fossilreiche, graublaue Tonschiefer mit einzelnen Rotschieferbänken, die aus der Gegend südlich Zurstraße bei Hagen i. W. herüberstreichen und zweifellos den Hobräcker Schichten Denckmanns zuzurechnen sind. Im weiteren Verlauf nach SW. verschmälert sich der Zug sehr plötzlich und schiebt sich im Ennepetal unterhalb des mehrfach erwähnten Ennepeknies nördlich der Ennepetalsperre zwischen zwei Rotschieferzüge, von denen der südöstliche, oberhalb des Ennepeknies gelegene, bereits ausführlicher behandelt wurde. Der nordwestliche entspricht dem auf dem nordwestlichen Flügel des Remscheid-Altenaer Hauptsattels liegenden Hohenhöfer Schichtenzuge, der aus der Gegend nordwestlich von Remscheid und Lüttringhausen kommt, das Wuppertal oberhalb Beyenburg und die Ennepe zwischen Nieder-Hesterberg und Grünental überschreitet; er schneidet rechts von der Ennepe sehr rasch völlig an bedeutenden, schon außerhalb unseres Blattes gelegenen Querverwerfungen gegen Hobräcker Schichten ab, die nordwestlich Brenscheid gewaltig an horizontaler Breite gewinnen, gelegent-

lich auch Mulden von Mühlbergsandsteinen, deren nordöstliche Fortsetzung auf Blatt Hagen i. W. liegt, aufnehmen und im NW. nach einer kurzen, durch Störungen bedingten völligen Unterbrechung bei Behling, einen zweiten Zug nach SW. aussenden, welcher das normale Hangende der Hohenhöfer Stufe auf dem nordwestlichen Hauptsattelflügel zwischen dem Ennepetal und Solingen bildet und allenthalben mehr oder minder steil nach NW. einfällt; das gleiche Einfallen besitzt, bei unverändertem Streichen, der erwähnte, sein normales Liegendes bildende Hohenhöfer Schichtenzug des nordwestlichen Hauptsattelflügels in seiner ganzen Querausdehnung im Ennepeprofil. Nun hält aber das gleiche nordwestliche Einfallen unverändert auch weiter nach SO. zu querschlägig bis in den nordwestlichen Flügel des beschriebenen, über die Ennepetalsperre verlaufenden Sattels der Remscheider Schichten an. Wir stehen also vor der auffallenden Tatsache, daß der erwähnte, aus der Gegend südwestlich Brenscheid nach dem Ennepetal unterhalb der Sperre verlaufende Hobräcker Schichtenzug scheinbar völlig konkordant zwischen den ihn beiderseits begleitenden Hohenhöfer Schichtenzügen eingelagert ist. Er erleidet im linken Ennepegehänge dicht unterhalb der Sperrmauer an der oben erwähnten Querstörungszone eine kurze Unterbrechung durch das querschlägige Einschieben eines Horstes von Hohenhöfer Schichten, tritt dann aber gleich südlich der Sperrmauer im linken Ennepegehänge stark gestaucht wieder auf und zieht nach SW. bis ins obere Lambecktal, auch hier überall mit nordwestlichem Einfallen gleichsinnig zwischen die beiden ihn im NW. und im SO. begleitenden Hohenhöfer Schichtenzüge eingelagert. Daß der nordöstlich der Querstörungszone gelegene Teil des Hobräcker Zuges in der Tat dieser Stufe angehört, geht ebenso aus dem engen Verbande mit den typischen Hobräcker Schichten der Umgebung von Brenscheid wie aus der petrographischen Entwicklung hervor: wie weiter nordöstlich bis in die Gegend von Zurstraße, so liegen auch im Ennepetal unterhalb der Sperre vielfach einzelne Bankfolgen roter Schiefer zwischen den weit

vorwiegenden graublauen, eine für die Hobräcker Stufe sehr bezeichnende Entwicklung. In dem westlich von der Ennepetalsperre gelegenen Teil des Hobräcker Zuges sind diese zwar spärlicher, dafür enthalten sie hier öfter schiefrig-mergelige Bänke mit reicher Fauna, darunter häufig Crinoiden und Fenestelliden, dann *Spirifer curvatus*, Arten von *Spirigera, Nucleospira* usw. Das ist aber, nach unseren bisherigen Erfahrungen, eine den typischen Remscheider Schichten fremde Vergesellschaftung von Arten. Neben ihnen kommen, wie auch in den Hobräcker Schichten von Dahl im Volmetal, Zurstraße usw. Trigerien recht häufig, vielfach sogar bänkchenbildend vor, und es scheint, daß die in den Remscheider Schichten nicht seltene *Tr. laevicosta* unter ihnen fehlt. Nimmt man also für den ganzen blaugrauen Schichtenzug das Alter der Hobräcker Schichten in Anspruch, dann muß er als ein streichender Graben gedeutet und in dieselbe tektonische Gruppe wie die Iserlohner Gräben und der Graben von Evingsen-Dahle [1]) gerechnet werden. Dann ist auch die Begrenzung gegen die ihn im NW. und SO. begleitenden Hohenhöfer Züge mindestens auf der einen, vielleicht auch auf beiden Seiten nicht als Schicht-, sondern als Verwerfungsfläche zu deuten, wobei es ganz dahingestellt bleibt, ob die Bewegung mehr oder minder den Schichtflächen gefolgt ist, was tatsächlich häufig der Fall sein kann; eine solche Bewegung hier angenommen, und die größere Wahrscheinlichkeit spricht dafür, müßte der streichende Graben durch ein von der Höhe des Sattelgewölbes her keilförmig nach NW. in die Teufe gerichtetes Einsinken erklärt werden. Es tritt nun im Ennepetal dicht südöstlich von der Unterkante des hangenden Rotschieferzuges ein streichender, d. h. im Schichtenstreichen verlaufender Diabasgang auf, der vorerst auf den Höhen infolge schlechter Aufschlüsse noch nicht weiter verfolgt werden konnte. Seine Anwesenheit legt gleichwohl den Gedanken an eine in seiner

[1]) Erläuterungen zu Blatt Iserlohn, 1911, S. 10 u. 24.

Nähe verlaufende streichende Störung, die als die nordwestliche Begrenzung des Grabens aufzufassen wäre, nahe. Dann könnte man die südöstliche Begrenzung zwischen den Hobräcker und den liegenden Hohenhöfer Schichten immer noch als eine in der Hauptsache normale Auflagerung ansehen; darauf deutet der Verlauf der Grenze zwischen beiden Stufen von Brenscheid her nach SW. Die südöstliche Randspalte des Grabens kann also wohl weiter südöstlich zu suchen sein, etwa in den Hohenhöfer Schichten oder in den Remscheider Schichten in der Nähe der Sattelachse selbst. Zur Veranschaulichung einer solchen Möglichkeit diene das beigegebene Profil 6.

Wie schon hervorgehoben, ist ein normales Untertauchen der Remscheider Schichten des Sattelkerns nach NO. im Ennepegebiet nirgends vorhanden, es wird vielmehr durch das beschriebene System verwickelter Staffel- und Grabenbrüche ersetzt; nur wenn man dieses für jünger hält als die Faltung, könnte man annehmen, daß auch die Remscheider Schichten ursprünglich mit umlaufendem Streichen im Gebiet östlich des Ennepetals untertauchten. Es wäre aber auch eine annähernd gleichzeitige Entstehung von Faltung und Graben- bezw. Staffelbruchbildung denkbar, und dann müßte man annehmen, daß in keinem Abschnitt der Gebirgsbildung bruchlose Faltung bestand.

Die Lagerungsverhältnisse der Remscheider Schichten im Sattelkern zwischen Leichlingen und dem mittleren Wuppertal östlich Lennep.

1. Die Lagerungsbeziehungen zu den bunten Ebbeschichten und den Verseschichten.

Vergleiche hierzu das Querprofil 1.

Im Sattelkern zwischen der Gegend von Leichlingen und dem mittleren Wuppertal östlich Lennep gewinnen die Remscheider Schichten eine große Verbreitung, auf die schon früher

hingewiesen wurde [1]). Zwischen Lennep und Remscheid streichen sie ostnordöstlich-nordöstlich und fallen in den Aufschlüssen überwiegend mehr oder weniger steil, mit 36—80°, nach NW. gegen einen zwischen Lennep und Remscheid in breiter Ausdehnung über Tage bekannten Zug roter und grüner Tonschiefer mit grobkörnigen Grauwackensandsteinen und Konglomeraten ein. Da die Remscheider Schichten weiter südlich zwischen Wermelskirchen und Lüdorf nordöstlich Born überall ein südliches Einfallen besitzen und meist normal von Hohenhöfer Schichten überlagert werden, so erschien die ursprüngliche Annahme Spriestersbachs berechtigt, daß die Remscheider Schichten hier in der Tat als tiefste Zone im Sattelkern erscheinen, die Remscheider Rotschiefer und Konglomerate also als Hangendes anzusprechen seien. Südwestlich der Stadt Remscheid brechen diese nun an einer NW.-SO., von Volkeshaus über Büchen nach Honsberg verlaufenden Querstörung jäh gegen Remscheider Schichten ab, die nun zwischen Solingen und dem Morsbachtal östlich Sudberg bei gleichbleibendem nordnordöstlichem bis ostnordöstlichem Streichen und nordwestlichem Einfallen den Hohenhöfer Schichtenzug des nordwestlichen Sattelflügels unterteufen. Spriestersbach war geneigt, das Fehlen der Rotschiefer und Konglomerate hier auf streichende Störungen zurückzuführen. Diese Auffassung wird dadurch gestützt, daß sie im westlichen Wuppergebiet zwischen Solingen-Krahenhöhe und Kohlsberg im N. bezw. Glüder und Leichlingen im S. wieder in typischer Entwicklung und breiter Ausdehnung auftreten; südlich Glüder unterteufen sie jedoch die Remscheider Schichten, die sich hier mit südlichem Einfallen auf dieselben auflegen.

Aus dem sehr verschiedenen Verhalten der Lagerung zwischen den Remscheider Schichten und den Rotschiefern nebst Konglomeraten an den erwähnten Orten muß auf das zweifellose Vorhandensein bedeutender streichender Störungen geschlossen

[1]) J. Spriestersbach und A. Fuchs: Die Fauna der Remscheider Schichten. Abh. der Preuß. Geol. Landesanstalt, Neue Folge, Heft 58, 1909, S. 1.

werden, die eine richtige Deutung der normalen Schichtenfolge sehr erschwerten. Eine solche wurde erst ermöglicht, als mir im Sommer 1912 die Entdeckung typischer Verseschichten zwischen Glüder, Wüstenhof und Unnersberg im Wuppergebiet südlich Solingen gelang. Sie liegen hier, durch streichende Verwerfungen in verschiedene Züge aufgelöst und dann im Hangenden jeweils von Rotschiefern überlagert, im Sattelkern und besitzen eine überraschende Ähnlichkeit mit den gleichaltrigen Bildungen des Ebbegebirges. Auch die dort mögliche Trennung in einen tiefsten reinen Ton- und Dachschieferhorizont, die Herscheider Schiefer, und in eine höhere Zone rauher, muschelig brechender Schiefer mit Bankfolgen von Grauwackensandsteinen, die im Remscheid-Altenaer Sattel jedoch sehr häufig durch grobe, weißgraue bis graue Konglomerate ersetzt werden, erscheint hier als durchführbar. An einer bedeutenden, zwischen Glüder und Krahenhöhe liegenden, NNW.-SSO. gerichteten Querstörung bricht der ganze Zug wieder gegen Remscheider Schichten nach NO. ab. Da, wie wir schon sahen, die roten Schiefer und Konglomerate nun auch westlich Remscheid an einer Querstörung verschwinden, so wird der ganze Sattelkern zwischen Wermelskirchen bis Burg im Süden und Sudberg im Norden in NW.-SO. Richtung nur von Remscheider Schichten erfüllt; nur ein räumlich sehr beschränktes Vorkommen von Konglomeraten bei Steinsiepen nordwestlich Burg und zwei ebenfalls kleine Vorkommen von Rotschiefern bei Krahenhöhe dicht südöstlich Solingen und bei Kremenholl südwestlich Remscheid geben den Hinweis, daß die bunte Zone auch hier über Tage nicht ganz fehlt, in der Hauptsache jedoch in der Tiefe liegt. Das zwischen Wermelskirchen-Burg und Sudberg liegende Sattelstück muß also zwischen den beiden erwähnten großen Querverwerfungen derart eingesunken sein, daß Remscheider Schichten in horizontaler Verbreitung zwischen seitlich begrenzende Rotschiefer und Konglomerate und Verseschichten gerückt wurden. Der Augenschein lehrt, daß dieser

bedeutende tektonische Vorgang sich hauptsächlich im Sattelkern selbst vollzogen hat, daß die an ihn gebundenen Querverwerfungen also auf den Sattelflügeln eine erheblich geringere oder nur ganz unbedeutende Wirkung hervorgebracht haben; diese Erscheinung ist recht häufig, beispielsweise auch im Ebbesattel im Gebiete des Horstes von Wilbringhausen beobachtet worden; so ist die Schlußfolgerung berechtigt, daß selbst recht bedeutende, an Querstörungen gebundene tektonische Vorgänge innerhalb des Sattelkerns nicht auf die Flügel überzugreifen brauchen und umgekehrt.

Wenn wir nunmehr auf Grund unserer letzten Erfahrungen die tiefste im Remscheid-Altenaer Sattel auftretende Schichtenfolge den Verseschichten zurechnen, so sind die hangenden roten und grünen Tonschiefer als bunte Ebbeschichten zu deuten, d. h. ins Liegende der Remscheider Schichten zu versetzen.

2. Der Lenneper Spezialsattel und seine tektonische Bedeutung.

Vergleiche hierzu die Querprofile 2, 3 und 8.

Die normale Auflagerung der Remscheider Schichten auf bunten Ebbeschichten ist, wie oben schon erwähnt wurde, zunächst südlich Glüder unterhalb Burg einwandfrei nachgewiesen. Neuere Untersuchungen haben aber auch für die Strecke zwischen Lennep und Remscheid die Feststellung erbracht, daß von einem Untertauchen der Remscheider Schichten nach NW. unter die bunten Ebbeschichten hier ebenfalls keine Rede sein kann. Das steile, 45—65° betragende nordwestliche Einfallen der ersteren geht nämlich auch hier nicht bis unmittelbar an die südöstliche Oberkante der bunten Ebbeschichten, sondern kehrt sich noch dicht vor dieser in eine südöstliche Fallrichtung um, eine Tatsache, die um so bedeutungsvoller ist, als das südöstliche Einfallen dann auch bis weit in die bunten Ebbeschichten hinein anhält; selbst wenn man also annimmt,

daß die Aufeinanderfolge beider Stufen nicht überall eine lückenlose ist — und eine bedeutende Lücke ist beispielsweise in der Stadt Remscheid sicher vorhanden —, so bleibt doch die Tatsache des südöstlichen Einsinkens der bunten Ebbeschichten unter die Remscheider Schichten auch hier bestehen. Das nordwestliche Einfallen der letzteren auf der Strecke Lennep-Remscheid hat eine andere, weniger weittragende Bedeutung: es ist lediglich auf eine örtliche Spezialsattelung zurückzuführen, deren Achse nördlich Trecknase an der Dreigabelung der Eisenbahnstrecke gleich südlich vom Bahnhof Lennep und unfern des Straßenkreuzes in Neuenhof am südöstlichen Ende von Remscheid durchgeht und die hier kurz als Lenneper Spezialsattel bezeichnet sei; in Neuenhof setzt dieser an der großen Querverwerfung ab, welche den Sattelhorst der Verseschichten der Stadt Remscheid im NO. abschneidet, und südwestlich von ihr tritt er, etwa 825 m nach NW. verschoben, südöstlich vom Bahnhof Remscheid bezw. ostnordöstlich Papenberg wieder auf. Hier kommt in seinem Kern sattelförmig ein schmaler, auch auf der Karte dargestellter Zug bunter Ebbeschichten hoch, dessen nordwestlicher Flügel mit einem nordwestlichen Einfallen von 45° unter die hangend folgenden Remscheider Schichten einsinkt. Weiter nordwestlich legen sich nun allerdings die Remscheider Schichten innerhalb der Stadt Remscheid bis Honsberg hin mit einer durch das Fehlen der bunten Ebbeschichten bedingten Lücke gegen die Verseschichten, eine Tatsache, die jedoch nur örtliche Bedeutung hat und durch die besondere Tektonik des Remscheider Sattelhorstes bedingt ist. Auf diesen Gegenstand komme ich im folgenden nochmals zurück.

3. Der Wermelskirchener Spezialsattel.

Vergleiche hierzu die Querprofile 1 und 8.

Eine zweite Spezialsattellinie im Verbreitungsgebiete der Remscheider Schichten, die SPRIESTERSBACH bereits vor langem erkannt und als Wermelskirchener Sattel bezeichnet

hat, liegt auf der Höhe gleich nordwestlich vom Bahnhof Wermelskirchen und streicht von hier über die Remscheider Talsperre nach Repslöh südöstlich der Lenneper Talsperre; südöstlich von ihr legen sich im Raume zwischen Wermelskirchen, Born und Forsten die roten Schiefer der Hohenhöfer auf die blaugrauen Schiefer der Remscheider Stufe auf. Die Spezialmuldenlinie, die zwischen den beiden beschriebenen Antiklinalen liegt, verläuft vom Gehänge gleich nördlich Preyersmühle über Groß-Berghausen. Aus dem Gesagten folgt also, daß die Remscheider Schichten auf dem südöstlichen Hauptsattelflügel südlich Remscheid und Lennep nicht gleichmäßig, sondern mit mehrfachen Faltungen nach SO. unter die jüngeren Stufen untertauchen und daß also ihre große horizontale Verbreitung hier nur auf diese Erscheinung und nicht etwa auf eine besonders große Mächtigkeit zurückzuführen ist. Spriestersbach hat vermutet, daß die mehrfache Wiederholung der Montanariabänke teilweise durch diese Spezialfaltungen bedingt ist. Zu erwähnen bliebe noch, daß die südöstlichen Flügel der Spezialsättel des in Rede stehenden Gebietes durchweg viel flacher, meist mit 15—45°, nach SO. einfallen, während die nordwestlichen Flügel Einfallstärken von 40—80° nach NW. aufweisen, eine Erscheinung, die im rheinischen Schiefergebirge weit verbreitet und, wie bekannt, auf die Neigung des Gebirges zur Überkippung nach NW. zurückzuführen ist.

Eine starke Spezialfaltung im Verbreitungsgebiet der Remscheider Schichten herrscht übrigens auch in anderen Teilen des Remscheid-Altenaer Sattels; nur wo der besondere Zweck es erfordert, wird im folgenden auf weitere Einzelheiten eingegangen werden.

4. Der blaugraue Schieferzug auf dem nordwestlichen Flügel des Sattelkerns zwischen Remscheid-Hölterfeld und Lüttringhausen.

Vergleiche hierzu die Querprofile 2, 3, 4 und 5.

Eine besondere Besprechung erfordert noch ein Zug blaugrauer Schiefer auf dem nordwestlichen Flügel des Sattelkerns

zwischen Hölterfeld, Remscheid-Hasten, Haddenbach und Lüttringhausen, der zwischen die Verseschichten bezw. bunten Ebbeschichten des Remscheid-Lenneper Zuges einerseits und die Hohenhöfer Schichten des nordwestlichen Sattelflügels anderseits eingeschaltet ist. Er wurde mit Rücksicht auf seine petrographische Ausbildung den Remscheider Schichten zugerechnet und somit als das Gegenstück des auf dem südöstlichen Flügel des Sattelkerns gelegenen, oben ausführlicher beschriebenen Zuges aufgefaßt, obwohl SPRIESTERSBACH darauf hinweist, daß die in ihm enthaltene Fauna bisher nirgends die bezeichnenden Formen der Remscheider Schichten geliefert hat, wenn sie auch im allgemeinen als eine Koblenzfauna gelten könne [1]). Das ist jedenfalls auffallend und steht auch im Einklang mit einer petrographischen Eigentümlichkeit, die in der Einlagerung einer schmalen Bankfolge roter Schiefer nicht weit unter der Unterkante der Hohenhöfer Schichten besteht; ich habe sie in Lüttringhausen selbst, dann weiter südwestlich in Halbach, dicht nordwestlich Birgden und am Bahnhof Klarenbach im rechten Talgehänge beobachtet; sie fällt überall sehr steil mit 75—80° nach NW. ein und ist zweifellos konkordant in die sie beiderseits begleitenden und gleichfalls sehr steil nach NW. einfallenden blaugrauen Schiefer eingeschaltet; bei Lüttringhausen noch 350 m von der unteren Grenze der Hohenhöfer Rotschiefer entfernt, nähert sie sich ihr allmählich in südwestlicher Richtung und ist bei Klarenbach bis auf 80 m an sie herangerückt; die Ursache dieser Erscheinung dürfte in einer streichenden Verwerfung zu suchen sein, die zwischen Birke und Halbach westlich Lüttringhausen hart auf der Grenze von Hohenhöfer

[1]) Vergl. hierzu J. SPRIESTERSBACH und A. FUCHS: Die Fauna der Remscheider Schichten. Abhandl. der Preuß. Geol. Landesanstalt, Neue Folge, Heft 58, 1909, S. 50, 51, 76 u. 77. — Die Fundorte von Goldenberg, Hasten-Feld und Haddenbach gehören nach obiger Auffassung nicht mehr zu den Hobräcker Schichten; diesen sind jedoch die Fundorte vom Bahneinschnitt in Beienburg und vom Eifgental südlich Wermelskirchen zuzurechnen. Die Fundorte Stoltenberg östlich Meinerzhagen, Bahneinschnitt östlich Bahnhof Wipperfürth und Olpe liegen in den Remscheider Schichten.

und Remscheider Schichten liegt und an einer Stelle durch das Aufsetzen eines Diabasganges ausgezeichnet ist; diese Störung bedingt hier ein örtlich eng begrenztes, steiles, südöstliches Einfallen der Hohenhöfer Rotschiefer und der ihnen südöstlich unmittelbar vorgelagerten hangendsten Bänke des graublauen Zuges, bisweilen sogar eine senkrechte Schichtenstellung; so entsteht der Eindruck eines Untertauchens der Hohenhöfer Schichten unter die südöstlich folgenden graublauen Schiefer; der Umstand jedoch, daß das südöstliche Einfallen in streichender wie auch in querschlägiger Richtung sehr rasch aufhört und beispielsweise die erwähnte Rotschieferbankfolge zwischen Lüttringhausen und Klarenbach nirgends erreicht, berechtigt zu der Annahme, daß es sich hier nur um Stauchungserscheinungen der Schichten an der Diabasgangspalte handelt, daß der wichtigere tektonische Vorgang jedoch in der Unterdrückung eines Teiles der hangendsten graublauen Schieferfolge besteht, wodurch die Rotschiefereinlagerung Gelegenheit erhielt, näher an die Hohenhöfer Schichten heranzurücken. Eine dünne Zwischenlage von Rotschiefern ist auch bei Hölterfeld beobachtet; sie stellt vielleicht die südwestliche Fortsetzung der beschriebenen dar.

Die Einlagerung von Rotschieferbänken ist zwar im Verbreitungsgebiete der Remscheider Schichten des Ebbesattels recht oft beobachtet worden, um so durchgreifender aber ist ihr Fehlen im Remscheid-Altenaer Sattel, eben mit Ausnahme dieses einen Vorkommens zwischen Hölterfeld und Lüttringhausen; darum ist es auch so auffällig. Hierzu kommt, daß östlich Lüttringhausen gleich südöstlich vor der Unterkante der Hohenhöfer Schichten, die hier nordöstlich von einer Querverwerfung plötzlich weit nach SO. vorspringt, eine Crinoiden führende Grauwackensandsteinbank auftritt, wie sie sonst nirgends in den Remscheider Schichten der Gegend von Remscheid bekannt ist. Der Gedanke liegt also nahe, daß der Hölterfeld-Haddenbach-Lüttringhauser Zug ein etwas jüngerer Horizont der Remscheider Stufe in örtlich selbständiger Ausbildung sein könnte; ob

er auch noch an anderen Stellen entwickelt ist, muß die spätere Spezialkartierung zeigen, ebenso, ob er sich als selbständige Zone abtrennen läßt. Jedenfalls kann daran, daß er älter ist als die Hohenhöfer Stufe, kein Zweifel sein, da er bei Klarenbach und Spelsberg mit 62—86° nach NW. unter diese einsinkt. Das nordwestliche Einfallen des ganzen Zuges hält in querschlägiger Richtung nach SO. ziemlich weit an; erst in einiger Entfernung von der nordwestlichen Grenze der bunten Ebbeschichten kehrt es sich zwischen der Höhe südwestlich Haddenbach und Ober-Garschagen südöstlich Lüttringhausen um und geht mit 56—81° nach SO. und zwar stellenweise bis dicht an die letztgenannte Stufe; bisweilen wendet es sich jedoch noch vorher zum zweitenmal um und geht sehr steil, mit 80°, nach NW. Ob diese Stauchungserscheinungen mit streichenden Verwerfungen im Zusammenhang stehen, ließ sich bisher nicht unmittelbar nachweisen, ist jedoch sehr wohl möglich; die schmälere Horizontalverbreitung der Remscheider Schichten auf dem nordwestlichen Sattelflügel kann dann auf eine teilweise Unterdrückung derselben an diesen Störungen zurückgeführt und das Fehlen der Montanariabänke durch die so entstandene Lücke in der Gesteinsfolge erklärt werden.

Die petrographisch-stratigraphische Entwicklung und die Lagerungsverhältnisse der Verseschichten und der bunten Ebbeschichten im Sattelkern zwischen Leichlingen und Lennep.

Wie im Ebbegebirge, so bestehen auch im Kern des Remscheid-Altenaer Sattels die ältesten Ablagerungen aus zwei wohlumgrenzten und petrographisch scharf voneinander geschiedenen Gesteinsreihen, die ich als Verseschichten und bunte Ebbeschichten bezeichnet habe[1]).

[1]) Monatsber. der Deutsch. Geol. Ges. 1911, 2, S. 118. Ferner A. Fuchs: Zur Stratigraphie der Lenneschiefer usw. Dieses Jahrb. für 1912, I, S. 475.

I. Die Verseschichten.

1. Die petrographisch-stratigraphische Entwicklung.

Die Verseschichten setzen sich aus dunkelblauen, blaugrauen und grünlichgrauen Schiefern, grauen Grauwackensandsteinen und grauen bis weißgrauen Konglomeraten zusammen. Die letzteren sind nach den bisherigen Erfahrungen eine Eigentümlichkeit des Remscheid-Altenaer Sattels und offenbar teilweise als Vertreter der im Ebbegebirge allein und zwar stellenweise recht mächtig entwickelten Grauwackensandsteine aufzufassen. Dafür spricht einmal die Tatsache, daß im Wuppergebiet südlich Solingen und im Stadtbereiche von Remscheid graublaue Schiefer, Grauwackensandsteine und graue bis weißgraue Konglomerate in wiederholter Wechsellagerung auftreten, dann besonders noch der Umstand, daß die Grauwackensandsteine häufig sehr grobkörnig werden, dabei einzelne Gerölle und Geröllebändchen aufnehmen und so schließlich in regelrechte Konglomerate übergehen. Die einzelnen, stets wohlgerundeten Rollstücke der Konglomerate bestehen fast ganz aus harten Gesteinen: aus weißem Quarz, hell- bis dunkelgrauem Quarzit und untergeordnet auch schwarzen Kieselschiefern oder härteren dunklen Tonschiefern. Das Füllmaterial zwischen den Rollstücken ist meist ein mehr oder minder grobkörniger Quarzsand, dem sich tonige, aus zersetzten Mineralien und Gesteinen hervorgegangene Beimischungen zugesellen; bisweilen ist es aber auch ein dunkelblauschwarzer Tonschiefer, in welchem die Gerölle dann eingebettet sind. Die Menge des Füllmaterials selbst ist sehr wechselvoll, wie es schon aus dem oft beobachteten Übergang von Konglomeraten in konglomeratische Sandsteine hervorgeht. Ebenso ist die Größe der einzelnen Rollstücke sehr verschieden und steigt von Erbsen- und Haselnußgröße bis zur Dicke einer Faust; sehr große Stücke sind jedoch selten und nur in einigen Aufschlüssen häufiger beobachtet worden; in der Regel herrscht die Mittelgröße vor.

Ganz vereinzelte dünne Rotschieferbänke, die sich nirgends auf größere Strecken verfolgen lassen, kommen wohl auch im Remscheid-Altenaer Sattel als Einlagerungen vor, spielen aber gegenüber der gewaltigen Entwicklung bunter Gesteine in der nächstjüngeren Stufe eine so untergeordnete und bescheidene Rolle, daß sie bei der petrographischen Kennzeichnung der ganzen Schichtenfolge außer Betracht bleiben können; ist es bisher doch nur an zwei Stellen gelungen, je eine dünne Bank solcher nachzuweisen: im rechten Gehänge des Wuppertals zwischen Glüder und Balkhausen und zwischen Untenrüden und Friedrichstal; bemerkenswert ist es dabei, daß derartige Zwischenlagen auch hier wie im Ebbegebirge auf den mittleren Teil der ganzen Stufe beschränkt sind.

Die Gesteinsverteilung innerhalb der Gesamtfolge der Verseschichten ist nun keine regellose, vielmehr liegt zu unterst eine rein schiefrige Schichtenreihe, höher hinauf eine schiefrig-sandig-konglomeratische. Für die Gegend von Remscheid, Solingen und des unteren Wuppertales bis Leichlingen wurde somit vorerst eine Zweigliederung durchgeführt:

a) Die Herscheider Schiefer.

Sie bilden das Liegende, somit auch die älteste im Sattelkern zu Tage ausgehende Gesteinsfolge und stimmen petrographisch und faunistisch ganz mit dem gleichnamigen Horizont des Ebbegebirges überein. Wie dort, so zeichnen sie sich auch hier durch das völlige Fehlen von Grauwackensandsteineinlagerungen aus. Die Schiefer besitzen allermeist eine dunkelblauschwarze bis graublaue Farbe, ein sehr dichtes Gefüge und eine ausgesprochene Neigung zur ebenflächigen Spaltbarkeit; demnach zerfallen sie bei der Verwitterung gern in feine Schuppen, die lange Zeit ihre dunkle Farbe behalten und erst bei sehr starker Zersetzung gelbliche bis braungelbe Farbentöne annehmen; sie erinnern dadurch recht lebhaft an die mittelrheinischen Hunsrückschiefer. Bisweilen werden sie auch etwas sandiger, ohne deshalb ihre Neigung zur ebenflächigen Spalt-

barkeit einzubüßen. Die im Ebbegebirge so häufig eingeschlossenen konkretionären Bildungen, die sogenannten Geoden, wurden im Remscheid-Altenaer Sattel bisher nicht gefunden.

b) Die Grauwackensandsteine und Konglomerate führende Zone.

Sie besteht aus einer Wechsellagerung von blaugrauen, seltener grünlichgrauen Schiefern, fein- bis mittelkörnigen und grobkörnigen Grauwackensandsteinen, konglomeratischen Sandsteinen und groben Konglomeraten; zwei wenig mächtige Rotschieferbänke sind, wie bereits erwähnt, im rechten Wuppergehänge südlich Solingen beobachtet.

Die dunkelblaugrauen Schiefer sind im ganzen genommen das vorherrschende Gesteinsmaterial; wie in den jüngeren Zonen der Verseschichten des Ebbegebirges, so lassen sie auch hier die ebene Spaltbarkeit vermissen; das Gefüge ist sehr dicht, der Bruch muschelig-bröcklig bis splitterig; zuweilen werden sie stärker sandig und dann feinkörnig; mit ihnen vergesellschaftet treten nicht selten Schiefer von mattgrünlichgrauer Farbe auf, und auch darin stimmen sie mit den gleichalterigen Ablagerungen des Ebbegebirges überein.

Die Grauwackensandsteine besitzen über Tage hell- bis dunkelgraue, in ganz frischem Zustande aber auch grünlichgraue Farbentöne, sondern sich in dünnen oder mäßig dicken Bänken ab und schließen sich bisweilen zu stärkeren Bankfolgen zusammen, die dann nur durch geringere Zwischenlagen von Schiefern unterbrochen werden.

Die Farbe der Konglomerate ist ebenfalls grau bis grünlichgrau oder weißgrau, graublau nur dann, wenn die Grundmasse (Füllmasse) tonig ist. Auch sie schließen sich recht oft zu dicken Bankfolgen zusammen; einzelne Bänke können Meterdicke erreichen.

Die Fauna der Verseschichten habe ich im unteren Wuppertale wiedergefunden und teilweise mit meinem Freunde Spriestersbach ausgebeutet. Sie liegt hier in beiden genannten Zonen und verteilt sich auf dieselben in überraschend gleicher

Weise wie im Ebbegebirge in der Gegend von Herscheid und an der Östertalsperre. Die tiefsten Funde treten in dem hangendsten Teile der Herscheider Schiefer auf, wo ganze Bänke von organischen Resten strotzen. Meist sind es Brachiopoden; zu ihnen gesellen sich im Ebbegebirge vereinzelt Korallen, Lamellibranchier und Gastropoden, stellenweise auch noch eine Orthocerenfauna in größerer Zahl. Von diesem Horizont greift die Fauna nach oben in die untersten Teile der nächsten Zone über, wo sie teils in sandigen, teils in schiefrig-mergeligen Bänken angehäuft ist; sie setzt sich hier weit überwiegend aus Brachiopoden und Stielgliedern von Crinoiden zusammen. Zu einigen wichtigen aus den Herscheider Schichten aufsteigenden Brachiopoden gesellen sich andere, die tiefer bisher noch nicht gefunden wurden.

In den blaugrauen, muschelig bis muschelig-splitterig brechenden Schiefern der Zone b wurden im Remscheid-Altenaer Sattel bisher keine organischen Reste gefunden; im Ebbegebirge enthalten sie eine seltene, überwiegend aus Lamellibranchiern bestehende Fauna, und nach einer freundlichen Mitteilung von Herrn DENCKMANN kommt diese auch in gleichalterigen Schichten des unteren Aggergebietes vor.

2. Die Lagerungsverhältnisse.

a) Die Schichtenfolge zwischen Unnersberg, Glüder und Friedrichstal.

Vergleiche hierzu das Querprofil 7.

Die ältesten Schichten im Sattelkern sind derartig gestaucht und von streichenden, spießeckigen und Querverwerfungen durchsetzt, daß sich nur wenig Gebiete zur genauen Feststellung der Altersfolge eignen. Das wichtigste liegt südlich Solingen zwischen Unnersberg und dem Wuppertal von Glüder hinab bis nach Friedrichstal. Hier treten die Herscheider Schiefer zunächst in einem westlich und nordöstlich von bedeutenden Verwerfungen abgeschnittenen Gebirgsblock auf und besitzen, soweit es die Aufschlüsse er-

kennen lassen, ein nordnordöstliches bis ostnordöstliches Streichen und ein südöstliches Einfallen von 15—64°. Auf sie legt sich zwischen Wupperhof und Kempen völlig gleichsinnig die nächste Zone. Diese beginnt in dem rechten Wuppergehänge dicht oberhalb Wüstenhof mit grauen, quarzitischen Sandsteinen und Konglomeraten, die ostnordöstlich streichen und mit 64° nach SO. einfallen; sie lassen sich nach SW. bis ins linke Wuppergehänge hinter Wupperhof, nach NO. bis über Hohenscheid hinaus vorfolgen; hier liegen auf den Herscheider Schiefern zunächst rauhere, graublaue Schiefer mit einzelnen Grauwackensandsteinbänken, die nordöstlich streichen und mit 37° nach SO. einfallen, dann graue Konglomerate, die ein südöstliches Einfallen von 25—42° besitzen und sich plötzlich so verbreitern, daß sie von der Höhe dicht nördlich Hohenscheid nach SO. bis an die Wupper hinabreichen. Es ist sehr wesentlich, daß gerade hier die völlig normale Einlagerung von blaugrauen, muschelig-bröcklig brechenden Schiefern zwischen einzelnen Konglomeratbänken mehrfach beobachtet wurde, weil dadurch ihre zweifellose Zugehörigkeit zum jüngeren Teil der Verseschichten erwiesen wird. Das wechselvolle Verhalten der Konglomerate in streichender Richtung ist teilweise wohl auf streichende Verwerfungen zurückzuführen; eine solche ist beispielsweise auch dicht oberhalb Wüstenhof aufgeschlossen und fällt hier mit 40° nach SO., also etwas flacher als das Einfallen der Schichten, das 64° beträgt. Anderseits läßt es sich aber auch nicht verkennen, daß grobe Konglomerate häufig Bildungen mehr örtlicher Natur sind, daß ihr mehr oder minder rasches Auskeilen in streichender Richtung also teilweise auch auf örtlichen Faciswechsel zurückgeführt werden kann. Verfolgt man die Aufschlüsse nun weiter talaufwärts im rechten Gehänge, so trifft man nach Durchquerung einer hier gelegenen großen, diluvialen Schotter- und Lehmterrasse eine Folge von graublauen und untergeordnet auch grünlichgrauen Schiefern mit einzelnen grobkörnigen Grauwackensandsteinbänken und der einen schon oben erwähnten Rotschieferbank, die im ganzen ein nordnordöst-

liches Streichen und ein nordwestliches Einfallen von 20—53° besitzen; wir haben also eine Muldenachse überschritten, in deren südwestlicher Verlängerung südlich Wupperhof ein schmaler, im SO. durch eine streichende Verwerfung gestörter Zug von bunten Ebbeschichten auftritt. Weiter talaufwärts im rechten Wuppergehänge halten bis Glüder die graublauen Schiefer in Wechsellagerung mit Bänken von grobkörnigen Grauwackensandsteinen, konglomeratischen Sandsteinen und Konglomeraten an; die Aufschlüsse sind hier nicht so, daß das Einfallen festgestellt werden könnte; dagegen besitzen die hangend folgenden bunten Ebbeschichten im linken Wuppergehänge bei Glüder, von örtlichen Ablenkungen an Verwerfungen abgesehen, ein ostnordöstliches bis nordnordöstliches Streichen und ein südöstliches Einfallen von 36°, liegen also über den Verseschichten.

b) Der Gebirgsblock von Obenwiddert.

Südwestlich von dem ganzen beschriebenen Gebiete liegt der beiderseits von zwei bedeutenden, nordnordöstlich verlaufenden Verwerfungen abgeschnittene Gebirgsblock von Obenwiddert, innerhalb dessen nur die obere Zone der Verseschichten mit den hangenden bunten Ebbeschichten in zweimaliger Wiederholung auftritt; bemerkenswert ist hier in dem nördlichen Vorkommen bei Busch das Auftreten dicker Grauwackensandsteine und Konglomerate im allerobersten Teil der Schichtenfolge dicht unter der Basis der bunten Ebbeschichten. Sie streichen ostsüdöstlich und fallen mit etwa 28° nach SSW. ein. Durchquert man von hier aus die bunten Ebbeschichten in südlicher Richtung, so trifft man an ihrem südöstlichen Rande wieder graue bis weißgraue Konglomerate und Grauwackensandsteine auf dem Übergang zu den Verseschichten des südlichen Zuges; sie streichen ostnordöstlich und fallen mit 58° nach SO. unter die südlicher gelegene Hauptmasse der Verseschichten ein; ihre Lage auf der Grenze zwischen beiden Stufen legt eine Parallelisierung mit dem Vorkommen von Busch nahe; die bunten Ebbeschichten des Blocks, die zwischen

die beiden Züge der Verseschichten eingeschaltet sind, bilden also eine isoklinale, nach S. bezw. SO. einsinkende Mulde.

c) Die Lagerungsverhältnisse westlich vom Gebirgsblock von Obenwiddert.

Weiter westlich folgt ein Gebirgsteil, welcher durch das mehrfache Auftreten bedeutender, ostnordöstlich bis nordöstlich verlaufender Verwerfungen zerstückelt ist; die Verseschichten treten hier, von N. nach S. gerechnet, in dreimaliger Wiederholung auf.

Das nördlichste Vorkommen, welches der oberen Abteilung angehört, zeigt ein nordnordöstliches bis nordöstliches Streichen und ein nordwestliches Einfallen von 83° unter die hangenden, nordwestlich folgenden bunten Ebbeschichten, die ihrerseits bei Kotterheidberg wieder von einem schmalen Ausbiß nordnordöstlich streichender und mit 70° nach NW. einfallender blaugrauer Remscheider Schiefer überlagert werden, südwestlich von Solingen bisher die einzige Stelle, wo auf dem nordwestlichen Sattelflügel die drei wichtigsten Unterdevonstufen in normaler, wenn auch nicht mehr lückenloser Aufeinanderfolge erhalten sind.

Das mittlere Vorkommen steht zwischen Höhscheid und Obenwiddert an und ist beiderseits von ostnordöstlich verlaufenden Verwerfungen abgeschnitten, innerhalb deren in der Gegend von Fürkelt ostsüdöstlich streichende und mit 47° nach SSW. einfallende Herscheider Schiefer auftreten, die nach WSW. zu von der nächstjüngeren Zone überlagert werden; bemerkenswert ist auch hier das Auftreten mächtiger Einlagerungen von Konglomeraten nicht weit über der Oberkante der Herscheider Schiefer.

Das dritte, südlichste Vorkommen liegt im Wuppergehänge südlich Untenwiddert zwischen Untenrüden und Friedrichstal und ist durch seinen Versteinerungsreichtum ausgezeichnet; ihm gelten die oben über das Auftreten der Versefauna im Remscheid-Altenaer Sattel gemachten Mitteilungen. Die Herscheider Schiefer fallen hier bei annähernd

ostwestlichem Streichen mit 40—59° unter die nächstjüngere Zone ein; diese beginnt mit einer mächtigen Bankfolge von fein- bis mittelkörnigen Grauwackensandsteinen, denen mehr oder weniger rauhe Schiefer eingelagert sind; sowohl die Sandsteine selbst als auch die Schiefer, namentlich aber manche sandig-tonig-mergelige Bänke enthalten zahlreiche Fossilien. Da die Grauwackensandsteine hier an einer Stelle liegen, wo in anderen Profilen Konglomerate für sich allein oder im Verbande mit untergeordneten, zwischen Schiefern eingelagerten Grauwackensandsteinen auftreten, so glaube ich sie für eine faciell anders entwickelte Vertretung dieser ansprechen zu dürfen. Eine dünne Rotschieferbank, die zweite, oben erwähnte derartige Einlagerung, steht im rechten Wuppergehänge oberhalb Friedrichstal an. Die obere Grenze der Verseschichten gegen die bunten Ebbeschichten liegt im linken Wuppergehänge südlich Fähr und Rödel; auch hier ist eine dicke Bankfolge von grobkörnigen Grauwackensandsteinen, denen sich konglomeratische Sandsteine und Konglomerate beigesellen, bemerkenswert; sie liegt ebenso wie das obengenannte Vorkommen von Busch nicht weit von der Basis der bunten Ebbeschichten. Ähnlich sind die Verhältnisse auch bei Glüder.

Somit ist innerhalb der oberen Zone der Verseschichten des Remscheid-Altenaer Sattels das Auftreten dicker, grauer bis weißgrauer Konglomerate und meist grobkörniger, vielfach konglomeratischer Grauwackensandsteine besonders in zwei Horizonten bemerkenswert, von denen der eine in der Nähe der unteren, der andere in der Nähe der oberen Grenze liegt. Der erste besitzt kein entsprechendes, durch reiche Grauwackensandsteinlagen ausgezeichnetes Äquivalent im Ebbegebirge; dagegen kann der zweite offenbar als ein dem Ebbesandstein gleichwertiges Element aufgefaßt werden, wenn auch die Entwicklung sandiger Gesteine im obersten Teile der Verseschichten des Ebbegebirges weitaus bedeutender ist als diejenige der

entsprechenden konglomeratisch-sandigen Bildungen des Remscheid-Altenaer Sattels. Mit Rücksicht auf diesen Umstand habe ich auch für die Gegend von Remscheid und Solingen von einer Dreigliederung der Verseschichten, wie sie im Ebbegebirge durchgeführt wurde, abgesehen und mich auf eine Zweiteilung beschränkt, zumal, wie oben schon bemerkt wurde, die Konglomerate und die sie begleitenden sandigen Gesteine leicht im Fortstreichen auskeilen. Allerdings glaube ich, daß sich bei der späteren Kartierung im Maßstabe 1:25000 auch die Konglomerate und Grauwackensandsteine der oberen Zone der Verseschichten mit Erfolg werden ausscheiden lassen und daß dadurch noch mancher lehrreiche Einblick in die verwickelte Form der Tektonik dieses Gebietes wird gewonnen werden.

d) Der Sattelhorst von Remscheid und die Lagerungsverhältnisse im Sattelkern zwischen Remscheid und Lennep.

Vergleiche hierzu die Querprofile 2, 3, 5 und 8.

Ein weiteres wichtiges Verbreitungsgebiet der Verseschichten liegt innerhalb der Stadt Remscheid und des Stadtparks. Die dichte Bebauung des Geländes in der Stadt selbst ermöglichte einen Einblick in die Untergrundverhältnisse nur bei gelegentlichen Aufschlußarbeiten wie Häuserbauten, Straßenbauten, Kanalisationsanlagen und dergleichen. Aber auch innerhalb des Stadtparks und seiner nächsten Umgebung sind die Aufschlüsse vielfach nicht so, wie es wünschenswert wäre; auch hier mußten deshalb gelegentliche Aufschlüsse abgewartet werden. Somit kann es nicht wundernehmen, daß die richtige Deutung der Schichtenfolge erst auf Grund der im Ebbegebirge und im Wuppergebiet südlich Solingen gewonnenen Erfahrungen möglich wurde.

Herr Spriestersbach-Remscheid hatte im Jahre 1907 während der Anwesenheit des Verfassers in Berlin die dankenswerte Aufgabe übernommen, die Aufschlüsse bei den Kanalisationsarbeiten in der Alleestraße zu verfolgen und entnommene Gesteinsproben an die Geologische Landesanstalt in Berlin zu

übersenden; er konnte bei dieser Gelegenheit feststellen, daß die Remscheider Schichten mit bezeichnender Fauna bereits dicht nordwestlich von dem schmalen Spezialsattelkern bunter Ebbeschichten, der oben Seite 18—19 beschrieben wurde, wieder auftreten und in nordwestlicher Richtung bis dicht südöstlich vor der Kirche unterhalb des Marktes anhalten, wo im nordöstlichen Fortstreichen der versteinerungsreichen Bänke von Honsberg-Lobach ebenfalls reiche Fundstellen liegen; dann folgen nach NW. konglomeratische Schichten, die aus einer Wechsellagerung grober Konglomerate und grobkörniger Grauwackensandsteine bestehen; diese halten in nordwestlicher Richtung weit hinaus an bis auf die Höhe des Holscheidsberges im Stadtpark. Als sehr auffallende Erscheinung gab SPRIESTERSBACH das Fehlen jeglicher Rotschieferzwischenlagen an; ein kleiner Ausbiß solcher, der auf der Karte zu den bunten Ebbeschichten gezogen wurde, fand sich nur ostnordöstlich vom Bahnhof Vieringhausen unterhalb der Kreuzung der Allee- und Freiheitstraße. Dagegen treten im nordwestlichen Gehänge des Holscheidsberges südöstlich vom Bahnhof Hasten zunächst graublaue Schiefer in Wechsellagerung mit Grauwackensandsteinen zutage; gute Aufschlüsse liegen hier bei Volkeshaus, wo ein ostnordöstliches bis nordöstliches Schichtenstreichen und ein nordwestliches Einfallen von 55—68° beobachtet wurde; einzelne Schieferbänke führen Sphärosideritknollen. Es ist kein Zweifel, daß diese Schichtenfolge dem oberen Teile der Verseschichten zugerechnet werden muß, und das gleiche gilt dann auch für die weiter südöstlich gelegenen, reich entwickelten Konglomerate und Grauwackensandsteine. Diese sind an der Eisenbahnstrecke zwischen den Bahnhöfen Stachelhausen und Vieringhausen auch gegenwärtig noch in Aufschlüssen zu beobachten, und es läßt sich hierbei feststellen, daß auch stärkere Bankfolgen von blaugrauen Schiefern in Wechsellagerung mit grobkörnigen Grauwackensandsteinen zwischen den an Konglomeraten reicheren Schichtenfolgen eingelagert sein können. Besonders bemerkenswert ist noch der Aufschluß am Osteingang des Vieringhauser

Tunnels, an dem zwischen Konglomeraten graublaue Schiefer mit Pflanzenresten auftreten, wie ich sie ähnlich auch im rechten Gehänge des Versetals an der Versetalsperre in der Grauwackensandsteine führenden Zone beobachtet habe, ein Beweis mehr, daß die grauen Konglomerate der Remscheider und Solinger Gegend die Grauwackensandsteinbankfolgen der Verseschichten des Ebbegebirges vertreten; das Einfallen der Schichten ist an der Bahnlinie, von Ablenkungen an Verwerfungen abgesehen, nach S. bis SO. gerichtet. Aus dem nordwestlichen Einfallen bei Volkeshaus, das an der nordwestlichen Ecke des Verbreitungsgebietes der Verseschichten liegt, und dem gegensinnig gerichteten zwischen den Bahnhöfen Stachelhausen und Vieringhausen ergibt sich also das Vorhandensein einer sattelförmigen Lagerung des ganzen Schichtenzuges. Das Fehlen der bunten Ebbeschichten auf der Grenze gegen die Remscheider Schichten dicht südöstlich vom Markt ist also auf das Durchsetzen einer streichenden Verwerfung zurückzuführen; eine solche liegt auch am nordwestlichen Rande der Verseschichten; hier hat Spriestersbach nur noch südwestlich vom Bahnhof Hasten zwischen den beiden ostnordöstlich am Berge entlangziehenden Hauptstraßen einen gelegentlich aufgeschlossenen schmalen Ausbiß roter Schiefer beobachtet, der als Rest der bunten Ebbeschichten auf dem nordwestlichen Sattelflügel anzusehen ist. Auf eine weitere Spezialfaltung deutet noch das oben erwähnte kleine Vorkommen von bunten Ebbeschichten ostnordöstlich vom Bahnhof Vieringhausen hin, dann ein etwas weiter westlich gelegenes und bis zu dem genannten Bahnhof selbst verfolgbares Vorkommen von Remscheider Schichten, das im NW. noch von einem schmalen Ausbiß bunter Ebbeschichten begleitet und mit diesen beiderseits von streichenden Verwerfungen begrenzt wird. Im NO. und SW. sind die Verseschichten der Stadt Remscheid jäh abgeschnitten durch zwei bedeutende Querverwerfungen, deren Nähe sich vielfach durch eine auffallende Ablenkung der Streichrichtungen bemerkbar macht; jenseits davon liegen im NO. weit überwiegende bunte Ebbeschichten

mit einzelnen sattelförmig hochkommenden Zügen von Konglomeraten und Grauwackensandsteinen, im SW. aber nur Remscheider Schichten. Die Verseschichten der Stadt Remscheid bilden also einen Sattelhorst, von dessen beiden Flügeln im NW. und SO. und beiden Seiten im SW. und NO. das Gebirge allenthalben abgesunken ist und zwar im SW. bedeutend stärker als im NO.

Hierdurch erklärt sich auch die Tatsache, daß nur noch nordöstlich von Remscheid bis über Lennep hinaus vorwiegend bunte Ebbeschichten im Sattelkern zutage ausgehen; sie sind, wie die Aufschlüsse im Müggenbachtal östlich von der Stadt Remscheid lehren, sehr stark spezialgefaltet; in zwei Spezialsattelkernen, von denen der eine gegenüber der Ölmühle, der andere etwas weiter nordwestlich talabwärts zwischen der Hägener Mühle und Erdelen liegt, stehen hier Konglomerate und grobkörnige Grauwackensandsteine an; das erste Vorkommen läßt sich nach NO. nicht weiter in das rechte Gehänge des Müggenbachtales verfolgen; das andere, unter dem Worte »Remscheid« der Karte liegende, ist etwas länger; beide sind, da sie unter mächtig entwickelten Rotschiefern hochkommen, wohl an die obere Grenze der Verseschichten zu stellen, und ich glaube, daß dasselbe auch für die übrigen Vorkommen gilt, an denen eine Sattelstellung über Tage infolge unzureichender Aufschlüsse nicht mehr nachweisbar ist; doch sind in diesem Gebiete die Untersuchungen noch nicht abgeschlossen.

II. Die bunten Ebbeschichten.

Im schroffen Gegensatz zu den eintönig blaugrauen Verseschichten zeichnet sich die nächstfolgende jüngere Stufe durch eine außerordentlich bunte und lebhafte Färbung ihrer Gesteine aus, unter denen rote bis rotviolette, vielfach grüngesprenkelte und hell- bis dunkelgrüne Schiefer weitaus vorherrschen; diese setzen für sich allein vielerorts ganze Bergrücken und Abhänge zusammen; als Einlagerungen treten vereinzelt Bänke und ganz

dünne Bankfolgen grobkörniger, bisweilen schwach konglomeratischer Grauwackensandsteine auf, die jenen der Verseschichten ähnlich sehen, sich jedoch durch die Wechsellagerung mit roten und grünen bis grünlichgrauen Schiefern sofort unterscheiden. In der Nähe der unteren Grenze gegen die Verseschichten schalten sich schon mattglänzende, graublaue Schiefer ein; es besteht also ein, wenn auch rascher, so doch nicht ganz unvermittelter Übergang in das Liegende, insbesondere in die hangenden grauen Grenzkonglomerate der Verseschichten.

Im Ebbegebirge habe ich eine obere, vorwiegend graublaue, grobkörnige Quarzsandsteine und weißgraue Konglomerate führende Schichtenfolge als obere, selbständige Abteilung der bunten Ebbeschichten abgetrennt und diese, dem Vorgange Denckmanns folgend, mit den Rimmertschichten (Rimmertquarzit) parallelisiert. Sie ist im Remscheid-Altenaer Sattel nicht in der gleichen Weise entwickelt, scheint dort jedoch durch eine, wenn auch wenig mächtige und faciell veränderte, graublaue, schiefrig-konglomeratische Gesteinsreihe vertreten zu sein. Es stehen zunächst im linken Wuppergehänge dicht nördlich Imbach Remscheider Schichten mit typischer Fauna an und etwas weiter nördlich von diesen gegenüber Haus Vorst blaue bis blaugraue Tonschiefer, denen Bänke grober, weißgrauer bis grauer Konglomerate eingelagert sind; sie fallen mit 58° nach SO. ein; in ihrem Liegenden folgen weiter nördlich rote Tonschiefer der bunten Ebbeschichten in breitem Zuge bis in die Umgebung von Leichlingen und Grünscheid. Im nordöstlichen Fortstreichen kommt das graue Grenzkonglomerat in Wechsellagerung mit graublauen Schiefern in der engen Felsenschlucht nordwestlich Pattscheid wieder zum Vorschein und legt sich mit ostnordöstlichem Streichen und einem südöstlichen Einfallen von 50—68° auf die gleichsinnig einfallenden roten Schiefer der bunten Ebbeschichten auf; zum dritten Male steht es bei Schüddig westsüdwestlich Witzhelden zwischen Remscheider Schichten und ostsüdöstlich streichenden

und mit 42° nach SSW. einfallenden roten Schiefern der bunten Ebbeschichten an; von hier zweigt sich, stellenweise durch Diluvium verdeckt, ein Randsattel von bunten Ebbeschichten ab, der nach NO. bis in die Gegend südöstlich Burg streicht und dort schließlich unter den Remscheider Schichten untertaucht. Ich habe das Grenzkonglomerat hier nicht weiter verfolgt; in manchen Profilen fehlt es auch, sei es, daß sein Verschwinden durch Facieswechsel oder durch tektonische Ursachen zu erklären wäre. Die Untersuchungen in dieser Gegend gehen auf eine Zeit zurück, in welcher die geologische Aufnahme des Ebbegebirges noch nicht begonnen war, und ich habe mich hier deshalb darauf beschränkt, die roten Tonschiefer gegen die blaugrauen Remscheider Schichten abzugrenzen. Bei der späteren Spezialkartierung wird sich allerdings eine Darstellung der belangreichen konglomeratischen Bildung zwischen bunten Ebbeschichten und Remscheider Schichten trotz ihrer geringen Mächtigkeit — diese liegt erheblich unter 100 m — kaum umgehen lassen. Da sie im Remscheid-Altenaer Sattel dort liegt, wo die Rimmertschichten zu erwarten wären, so muß sie diesen im Alter sehr nahe stehen.

Ob in der Gegend zwischen Remscheid und Lennep das Grenzkonglomerat noch entwickelt ist, wurde nicht festgestellt, da auch hier die geologische Untersuchung sehr weit zurückliegt. Man wird der Frage bei der Spezialkartierung erneute Aufmerksamkeit schenken müssen.

Daß im übrigen ein bedeutender Facieswechsel zwischen dem Verbreitungsgebiete der bunten Ebbeschichten im Remscheid-Altenaer Sattel und im Ebbesattel liegen muß, geht weiter auch daraus hervor, daß die im Ebbegebirge wohl entwickelte nächstjüngere Zone der Wiebelsaatschichten mit ihren Quarzkeratophyren und zugehörigen Tuffen in dem Remscheider Gebiet vollständig fehlt, eine Tatsache, auf deren Bedeutung schon früher hingewiesen wurde.

Die Schichtenfolge und die Lagerungsverhältnisse auf den Sattelflügeln.

I. Der nordwestliche Sattelflügel.

1. Das Auskeilen und die Verschmälerung einzelner Stufen an streichenden Verwerfungen.

Vergleiche hierzu die Querprofile 2 und 4.

Wie ich schon früher hervorgehoben habe, folgen auf dem nordwestlichen Flügel des Hauptsattels zwischen dem Ennepetal und dem Wuppertal bei Solingen im Hangenden der Remscheider Schichten alle Lenneschieferstufen A. Denckmanns von den Hohenhöfer aufwärts bis zu den Honseler Schichten bei weit überwiegendem nordwestlichem Einfallen. Wo Unterbrechungen in streichender, ostnordöstlich bis nordnordöstlich verlaufender Richtung vorkommen, sind sie durchweg örtlicher Natur und nirgends auf größere Strecken verfolgbar.

Im Bereiche unserer Karte liegt eine solche zunächst zwischen Ronsdorf und der Ronsdorfer Talsperre, wo Mühlenbergschichten an einer streichenden Verwerfung durch Einsinken nach NW. unterdrückt sind. Dafür, daß es sich bei derartigen örtlich beschränkten Unterbrechungen in der Tat um ein Absinken des nordwestlich von der jeweiligen streichenden Störung gelegenen Gebirgsteils handelt, ist mir ein schönes Beispiel in einem querschlägigen Aufschluß im Gebiete der Brandenbergschichten südlich Elberfeld-Barmen bekannt geworden; eine nach NW. einfallende Bankfolge grünlichgrauer Schiefer war hier an einer senkrecht stehenden, nordöstlich verlaufenden Verwerfung schroff gegen ebenfalls nordwestlich einsinkende Grauwackensandsteine abgeschnitten, und die Fortsetzung der Schiefer fehlte im NW. der Störung; der nordwestlich liegende Block mußte also abgesunken, die Schieferfolge unter dem Grauwackensandstein in der Tiefe zu suchen sein. Ging man von dem Aufschluß nur ein wenig seitwärts ins Gelände, so war von der Verwerfung nicht das mindeste zu sehen, man würde also ohne die Entblößung unbe-

denklich eine normale Aufeinanderfolge beider Gesteinsarten angenommen haben.

Streichende Verwerfungen der beschriebenen Art, welche das Gebirge in streichender Richtung in Horste, Gräben oder Staffeln zerlegt haben, dürften ohne Zweifel in zahlreichen Fällen auch die entscheidende Rolle bei der oft so plötzlich zwischen den Querverwerfungen erfolgenden Verschmälerung einzelner Stufen gespielt haben. Ein schönes Beispiel bietet das Verhalten der Hohenhöfer Schichten zwischen Gerstau und Sudberg im Morsbachtal nordwestlich und westlich Remscheid, also zwischen zwei bedeutenden Querverwerfungen, deren nordöstliche die Fortsetzung derjenigen Hauptstörung darstellt, die den Remscheider Sattelhorst im NO. abschneidet, während die südwestliche über die Gehänge und Höhen nordöstlich Sudberg verläuft und ihre Wirkungen bis ins Wuppertal bei Kohlfurth zur Geltung bringt. In allen wohlaufgeschlossenen Querprofilen zwischen Ennepe- und Wuppertal besitzt die in Rede stehende Stufe unabhängig von der horizontalen Oberflächenbreite fast immer ein ostnordöstliches bis nordnordöstliches Streichen und ein mäßig steiles bis sehr steiles nordwestliches Einfallen mit alleiniger Ausnahme der schon erwähnten örtlichen Änderung bei Lüttringhausen; insbesondere ist auch das Einfallen des verschmälerten roten Zuges zwischen Gerstau und Sudberg und der ihm beiderseits im NO. und SW. entsprechenden so viel breiteren Züge des gleichen Gesteins ausnahmslos gleichmäßig steil mit meist 50—80° nach NW. gerichtet. Von irgend einem petrographischen und demnach auch von einem Facieswechsel ist nicht das geringste zu bemerken, und so bleibt nur die Annahme übrig, daß Senkungen an streichenden Verwerfungen die Verschmälerung verursacht haben; dieser Auffassung kommt zustatten, daß gerade hier im Morsbachtal Diabasgangspalten auftreten, von denen mindestens eine hart an der Oberkante der Hohenhöfer Schichten liegt und einen streichenden Verlauf in nordöstlicher Richtung besitzt; sie weiter zu verfolgen, als es im Rahmen einer Übersichtskartierung möglich war, wird

Aufgabe der Spezialaufnahme sein. Obwohl somit über die Bedeutung streichender Klüfte für die Horizontalverschmälerung einzelner Stufen kein Zweifel obwalten kann, so ist doch ihre Erkennung und Verfolgung ohne bergbauliche Aufschlüsse mit großen Schwierigkeiten verknüpft; in manchen Fällen wird ein plötzlicher Wechsel zwischen steiler und flacher Lagerung in querschlägiger Richtung Fingerzeige bieten, dann die Nähe von Diabasgängen, quarzigen streichenden Ruscheln usw. Bei der Schwierigkeit jedoch, solche über das weite, vielfach dicht bewachsene Gelände zu verfolgen, habe ich von einer Darstellung derselben in der Regel abgesehen, zumal sie durchaus nicht an die Grenzen zwischen den einzelnen Stufen gebunden sein müssen, sondern häufig innerhalb ein und derselben Stufe in mehr oder minder großer Entfernung von den Grenzen liegen.

2. Die Bedeutung der Spezialfaltung für die horizontale Verbreiterung und Verschmälerung einzelner Stufen.

Die horizontale Verbreiterung bezw. Verschmälerung einzelner Stufenzüge kann, außer durch streichende Verwerfungen, natürlich auch durch örtliche Verflachung oder steilere Aufrichtung mehr oder weniger mächtiger Gesteinsreihen oder durch wellenförmige Lagerung erfolgen; ein Beispiel im kleinen bieten die Mühlenbergschichten im linken Wuppergehänge unterhalb Beienburg, wo in den großen Steinbrüchen unfern des Tunnels am Wupperknie die Lagerung der Sandsteinbänke bisweilen sehr flachwellig wird, so daß in einem Falle ein flaches südöstliches Einfallen zustande kommt, und in dem Aufschluß am Bahnhof Ronsdorf, wo die Schichtenstellung von flachem nordwestlichem Einfallen bis zur senkrechten Richtung wechselt.

Im Verbreitungsgebiet der Brandenbergschichten ist eine flachwellige Lagerung, die bis zur Bildung flacher Sättel und Mulden führt, südlich von Barmen und Elberfeld noch viel ausgeprägter entwickelt, so in dem schönen Querprofil an

der Bahnstrecke Ronsdorf-Barmen-Rittershausen, in der Gegend nördlich und westlich Ronsdorf und an der Eisenbahnlinie Kronenberg-Elberfeld-Steinbeck; hier geht die Faltung stellenweise bereits soweit, daß Schichtenfolgen auftreten, die nicht mehr mit Sicherheit zu den Brandenbergschichten gezogen werden können, so beispielsweise zunächst westlich Ronsdorf, wo eine vorherrschend aus Grauwackensandsteinen mit untergeordneten blaugrauen Schiefern bestehende, in den bisher untersuchten Aufschlüssen nordnordwestlich bis westnordwestlich streichende und mit 22—30° südwestlich einfallende Gesteinsreihe in dem Tal zwischen Gelpe und Hipkendahl beobachtet wurde; da ihr Alter noch nicht festgestellt ist, blieb die Fläche auf der Karte weiß. Dann ferner in der Umgebung des Zoologischen Gartens der Stadt Elberfeld, wo die stark spezialgefalteten roten Brandenbergschichten im Innern kleinerer oder größerer Mulden jeweils Bankfolgen von Grauwackensandsteinen mit graublauen bis grünlichgrauen Schiefern aufnehmen, die, weil sie das Hangende der roten Schiefer bilden, vielleicht schon den Unterhonseler Schichten zuzurechnen sind, vorausgesetzt, daß weitere Untersuchungen ihre Überlagerung durch Oberhonseler Schichten ergeben.

3. Das Auskeilen der Mühlenbergschichten zwischen dem Morsbachtal bei Gerstau und dem Wuppergebiet bei Solingen.

Vergleiche hierzu die Querprofile 1 und 2.

Westlich Gerstau bezw. südöstlich Kronenberg finden die Mühlenbergschichten ein recht plötzliches Ende und sind in den weiter südwestlich liegenden Querprofilen des Wuppergebietes und bis zum Rheintal im Bereiche des Blattes Hilden nirgends wieder beobachtet. Es legen sich zunächst zwischen den Schluchten südwestlich Rauenhaus und dem Wuppertal bis mitten in die Stadt Solingen ostnordöstlich bis nordnordöstlich streichende und mit 40—75° nordwestlich einfallende Brandenbergschichten unmittelbar auf gleichsinnig gelagerte Hobräcker

Schichten. Lange bin ich im Zweifel gewesen, ob ein durch örtlichen Facieswechsel oder durch eine streichende Verwerfung bedingtes Auskeilen der Mühlenbergsandsteine in südwestlicher Richtung erfolgt; zunächst nahm ich nur eine Faciesänderung an; manche Anzeichen aber deuten darauf hin, daß auch eine Verwerfung mitgewirkt haben kann; es verläuft mitten durch die Stadt Solingen eine Zone bedeutender Querstörungen, an denen die Schichtenfolge beiderseits, wie oben Seite 17 schon dargetan wurde, eine durchgreifende Veränderung erleidet. Im Wuppergebiet westlich von Burg und der Müngstener Eisenbahnbrücke, der Kaiser Wilhelm-Brücke, sahen wir an ihr die von SW. herankommenden Verseschichten und bunten Ebbeschichten des Sattelkerns schroff gegen die Remscheider Schichten im NO. abschneiden; im Stadtgebiet Solingen müssen von NO. herankommende Hohenhöfer und Hobräcker Schichten wiederum gegen die viel älteren von SW. herankommenden Stufen der bunten Ebbe- und der Verseschichten abschneiden; diese bedeutende, vertikal oder steil keilförmig nach unten gerichtete Verschiebung greift, wenn überhaupt, so doch nur ganz unbedeutend ins nächstjüngere Hangende hinüber, das hier von den Brandenbergschichten gebildet wird; deren Unterkante setzt scheinbar ruhig und kaum merklich querverschoben nach SW. fort, legt sich aber südwestlich von Solingen am Ende der großen Bahnschleife zunächst gegen die von S. herankommenden bunten Ebbeschichten, dann gegen den kleinen, oben S. 30 von Kotterheidberg erwähnten Ausbiß Remscheider Schichten, den einzigen, der südwestlich der Solinger Hauptquerverwerfung auf dem nordwestlichen Sattelflügel noch vorkommt, noch weiter südwestlich endlich, bis in die Gegend südlich und südwestlich Ohligs, nur noch gegen rote Tonschiefer, die ich auf Grund ihrer petrographischen Ausbildung und ihrer wahrscheinlichen normalen Auflagerung auf Verseschichten im Bereiche der Blätter Hilden[1]) und Solingen zu den bunten Ebbeschichten gezogen habe. Es muß hier also eine ganz bedeutende strei-

[1]) Siehe Erläuterungen zu Blatt Hilden, 1915.

chende Verwerfung zwischen dem Sattelkern und den Brandenbergschichten des nordwestlichen Sattelflügels liegen, hinter der im NW. durch Absinken in die Tiefe bis auf geringe Reste alle Stufen von den Remscheider Schichten aufwärts bis zu den Brandenbergschichten unterdrückt sind. Es liegt hier also ein ausgezeichnetes Beispiel für die mehrfach beobachtete Tatsache vor, daß häufig stratigraphisch weit auseinanderliegende, aber petrographisch einander recht ähnliche Stufen durch tektonische Vorgänge irgendwelcher Art in derartig enge Berührung kommen, daß ihre Auseinanderhaltung nur auf Grund einer Übersicht über größere Gebiete und Zusammenhänge möglich ist.

Ist es somit erwiesen, daß die Unterkante der Brandenbergschichten in dem ganzen Gebiete südwestlich Solingen bis zum Rheintal keine normale Auflagerungsgrenze sein kann, dann bliebe eine solche Möglichkeit auch für die Grenze von Brandenberg- gegen Hobräcker Schichten zwischen Morsbachtal, Wuppertal und Solingen offen.

4. Das staffelförmige Einsinken des nordwestlichen Sattelflügels und des ihn begleitenden nordwestlichen Teiles des Sattelkerns in nordöstlicher Richtung.

Die Mühlenbergschichten werden in ihrem NO.-SW. gerichteten Verlauf zwischen Ennepe- und Morsbachtal von zahlreichen Querverwerfungen betroffen, deren bedeutendste ihre Wirkungen bis weit ins Hangende und Liegende zur Geltung bringen. Die nordöstlichste derselben liegt innerhalb unseres Kartengebietes im rechten Gehänge des Wuppertals unterhalb Beienburg und verläuft nach SO. in die Talsohle oberhalb der Stadt; die zweite dicht nordöstlich der großen Bahnschleife ostnordöstlich vom Bahnhof Ronsdorf, die dritte dicht südwestlich von ihm, endlich ein viertes Verwerfungspaar westlich von der Ronsdorfer Talsperre jenseits der oben beschriebenen Lücke. Jedesmal sind die Schichten südwestlich von ihnen erheblich nach NW. verschoben, das bedeutet bei dem allgemeinen nord-

westlichen Einfallen ein jedesmaliges staffelförmiges Absinken in nordöstlicher Richtung; die südwestlich liegenden Staffeln ragen also jeweils höher auf. Mit dieser Tatsache im Zusammenhang steht offenbar das staffelweise rascher erfolgende Hochkommen des Sattelkerns in südwestlicher und das entsprechend umgekehrte Einsinken in nordöstlicher Richtung; auch hierin liegt ein ganz offenkundiges Kennzeichen für die oben Seite 9 hervorgehobene Tatsache, daß die rasche Verschmälerung des Sattelkerns nach NO. zwischen Wupper- und Ennepetal nicht auf ein umlaufendes Streichen der Schichten in diesem Gebiete zurückzuführen ist, im Gegenteil! Geht doch gerade hier das Schichtenstreichen auf große Strecken aus der ostnordöstlichen bis nordöstlichen Richtung in nordöstliche bis nordnordöstliche über, während gerade das umgekehrte Verhalten bei einem normalen nordöstlichen Untertauchen des Sattels in diesem Gebiete zu erwarten wäre!

5. Die Bildung streichender Horste und Gräben oder Staffeln und ihre Beziehungen zur Randfaltung.

a) Der Sattelhorst von Stöcken.

Vergleiche hierzu das Querprofil 1.

Zwischen Kreuzweg südöstlich Wald, Stöcken und dem rechten Wuppergehänge oberhalb Kohlfurtherbrücke liegt in einiger Entfernung nordwestlich von der südöstlichsten Kante der Brandenbergschichten ein schmaler Zug graublauer Hobräcker Tonschiefer, der strichweise durch eine schöne und reiche Fauna ausgezeichnet ist und sich zwischen Kohlfurtherbrücke und Berghausen mit dem hier stark nach NW. vorspringenden Hobräcker Hauptzug vereinigt. Er ist zumeist nicht so aufgeschlossen, daß seine Tektonik überall einwandfrei festzustellen wäre; doch fällt im rechten Gehänge des Wuppertals sein nordwestlicher, im linken dicht südlich Kohlfurth sein südöstlicher Teil jedesmal steil, mit 53 bezw. 72°, nach NW. ein; das gleiche nordwestliche, mehr oder weniger steile

Einfallen besitzen die ihn beiderseits begleitenden Brandenbergschichten. Die Lagerungskonkordanz ist jedoch nur eine scheinbare, wie ein beim Bau der elektrischen Bahnlinie Solingen-Kronenberg gewonnener schöner Aufschluß zeigte; er liegt in dem nördlich von dem Rechtsverwurf ansetzenden Stück des Zuges; die Schichten besitzen hier zweifellos eine Sattelstellung; der nordwestliche Flügel fällt mit 32—40° nach NW., der südöstliche mit 50° nach SO. ein; die Achse ist jedoch so nahe an die südöstliche Grenze gerückt — sie liegt ihr fast viermal näher als der nordwestlichen —, daß man schwer an eine normale Begrenzung im SO. glauben kann; leider war der Aufschluß gerade hier nicht ausreichend. Sicher ist aber das Untertauchen des Zuges unter die beiderseits folgenden Brandenbergschichten, deren südöstlicher, schmaler Teil sich hier also in ursprünglich muldenförmiger Lagerung zwischen den Hobräcker Schichten des Hauptzuges und des Stöckener Randsattels befunden haben muß. Somit kann man das Fehlen der Sattelstellung im Wuppertal selbst auf streichende Randverwerfungen zurückführen, die ein in streichender Richtung erfolgendes, horstartiges Stehenbleiben des schmalen Hobräcker Zuges veranlaßt haben.

b) Der Hobräcker Zug vom Gründerhammer.

Vergleiche hierzu die Querprofile 3 und 4.

Mitten im Verbreitungsgebiet der Hohenhöfer Schichten des nordwestlichen Sattelflügels tritt ein Zug graublauer Schiefer auf, der sich von Hasten über das Morsbachtal dicht unterhalb Gründerhammer und weiter über Grund bis Wüste südsüdöstlich Ronsdorf verfolgen läßt; er besitzt im Morsbachtal noch eine horizontale Breite von etwa 230 m und verschmälert sich an seinem nordöstlichen Ende bei Wüste auf 75 m. Er selbst und die ihn beiderseits begleitenden Rotschiefer streichen ostnordöstlich bis nordöstlich und fallen ausnahmslos gleichsinnig mit 50—75° nach NW. ein. Obwohl somit eine scheinbare Lagerungskonkordanz vorhanden ist, so glaube ich doch, daß der Hobräcker Schichtenzug durch einen streichend verlaufenden grabenför-

migen Einbruch nach Art des streichenden Ennepegrabens, der Seite 12—15 näher beschrieben wurde, mitten in das Verbreitungsgebiet der Hohenhöfer Stufe gelangt ist. Er gehört somit in das System der streichenden Iserlohner Gräben.

Wie bereits erwähnt, endigt er bei Wüste südsüdöstlich Ronsdorf; in seiner streichenden Verlängerung tritt jedoch südwestlich der bedeutenden Querstörung, welche dicht westlich der großen Bahnschleife am Bahnhof Ronsdorf die ganze Stufenfolge von den Hohenhöfer bis hinauf zu den Mühlenbergschichten stark nach NW. verwirft, wiederum ein kleiner, örtlich sehr beschränkter Ausbiß von Hobräcker Schichten auf; ihm dürfte ein etwas breiterer, graublauer, Trigerien führender Zug entsprechen, der am Bahnhof Lüttringhausen mitten in dem Verbreitungsgebiet der Hohenhöfer Schichten ansteht und sich in muldenförmiger Lagerung befindet; die ihn nordwestlich begleitenden Rotschiefer besitzen Sattelstellung mit einem nordwestlichen Einfallen von 65° und einem viel flacheren südöstlichen; nun ist die Sattelachse noch dicht an die Grenze gegen die südöstlich liegende Hobräcker Mulde gerückt; somit können die Hohenhöfer Schichten auf dem südöstlichen Sattelflügel nicht in vollständiger Entwicklung vorhanden, müssen vielmehr teilweise an einer streichenden Verwerfung unterdrückt sein; diese könnte in der Sattelachse liegen und die Mulde wäre dann durch einen grabenförmigen Abbruch nach SO. eingesunken.

c) Der Hobräcker Zug Hastberger Mühle-Hengsten.

Nach NO. schneidet das Muldenstück wieder an einer zweiten, bedeutenden, oben Seite 43 ebenfalls genannten Querverwerfung ab und besitzt dann keine weitere unmittelbare Fortsetzung. Etwas mehr nordöstlich jedoch liegt dicht unter der nordwestlichen Oberkante der Hohenhöfer Schichten ein graublauer Zug von Hobräcker Schichten an der Hastberger Mühle und läßt sich von hier nach NO. über das Herbringhauser Tal südöstlich Herbringhausen bis ins linke Wuppergehänge dicht südwestlich Hengsten oberhalb Beienburg verfolgen, wo

er an einer älteren, etwa N. 12° W. verlaufenden Störung endet. Auch er ist scheinbar konkordant zwischen die ihn beiderseits begleitenden Rotschiefer eingeschaltet und besitzt wie diese ein ostnordöstliches bis nordöstliches Streichen und ein steiles nordwestliches Einfallen von 58—80°. Es ist nicht ausgeschlossen, daß man ihn doch als die weitere Fortsetzung des Zuges vom Gründerhammer bezw. des Lüttringhauser Muldenstücks auffassen kann; die ungleiche Verteilung der Hohenhöfer Rotschiefer beiderseits von dem ganzen Zuge wäre dann ein weiterer Beweis für das Auftreten streichender Störungen in seinem Verlauf.

d) Die blaugrauen Schieferzüge im Verbreitungsgebiet der Hohenhöfer Stufe zwischen dem Wuppertal oberhalb Beienburg und dem Ennepetal.

Zwischen dem Wuppertal südöstlich vom Bahnhof Remlingrade und dem rechten Gehänge des Ennepetals bei Peddenöde nordöstlich Rüggeberg liegen in dem ausgedehnten Verbreitungsgebiet der Hohenhöfer Rotschiefer mehrfach schmale, fossilführende Züge blaugrauer Tonschiefer, die vorerst alle zu der Hobräcker Stufe gerechnet wurden, teilweise besitzen sie mit den sie beiderseits begleitenden Hohenhöfer Schichten ein gleichsinniges nordwestliches Einfallen von 40—67°, gehören also in dasselbe tektonische System wie die beiden vorgenannten Züge. Auf den Höhen nordöstlich vom Dorfe Remlingrade unfern des Straßenkreuzes und südöstlich davon in den Schluchten und Gehängen westlich der Heilenbecker (Barmer) Talsperre ist die Lagerung der drei hier anstehenden blaugrauen Züge infolge unzureichender Aufschlüsse nirgends genauer festzustellen; aber gerade diese Vorkommen besitzen die weitestgehende petrographische Ähnlichkeit mit den Hobräcker Schichten, so daß weder eine normale Einlagerung in der Hohenhöfer Stufe noch etwa ein horstartiges Wiederhochkommen älterer, nämlich der Remscheider Schichten, in Frage kommen kann.

II. Der südöstliche Sattelflügel.

1. Das Störungsgebiet der Hohenhöfer Schichten westlich Bergisch-Born.

Vergleiche hierzu das Querprofil 8.

Zwischen Wermelskirchen und Elbringhausen sowie zwischen Bergisch Born und Forsten folgen die roten Hohenhöfer Schichten mit einem ostnordöstlichen bis nordöstlichen Streichen und einem südöstlichen Einfallen von 30—52° normal auf die Remscheider Schichten; westlich und südwestlich Born jedoch liegt bis in die Umgebung von Neuenhöhe ein bedeutendes Störungsgebiet. Es verläuft über Altenhöhe und den Bahnhof Born eine große, nordöstlich gerichtete Verwerfung, die Borner Hauptverwerfung, an der im SW. zunächst Remscheider unvermittelt gegen Mühlenberg- und Hobräcker Schichten absetzen, während der Hohenhöfer Schichtenzug hier erheblich nach NW. in das Verbreitungsgebiet der Remscheider Stufe gerückt erscheint. Weiter nordöstlich treten dann allerdings die Hohenhöfer Schichten von NW. her an die Hobräcker heran, befinden sich aber in völlig veränderter Stellung: sie streichen WNW.-OSO. bis NW.-SO. und fallen mit 20—37° nach SSW. bis SW. ein; da nun die Bänke der Remscheider Schichten westlich und nordwestlich Born die gleiche Einfallsrichtung besitzen, so muß die normale Auflagerung zwischen diesen und den Hohenhöfer Schichten auf der nordöstlichen Seite der letzteren liegen; die südwestliche Seite der Hohenhöfer Schichten dagegen muß jedesmal durch eine westnordwestlich bis nordwestlich gerichtete, ihre nordwestliche Seite jedoch von einer ostnordöstlich bis nordöstlich verlaufenden Verwerfung abgeschnitten sein; zweifelhaft ist es mangels günstiger Aufschlüsse noch, ob das südwestlichste Stück der Hohenhöfer Schichten, das an die Schleife der elektrischen Straßenbahn bei Wüstenhof dicht nördlich Neuenhöhe herantritt, im NW. von einer normalen Grenze oder auch von einer Verwerfung begleitet wird.

Die südöstlich von der Borner Hauptverwerfung liegenden Schichten besitzen, nach den wenigen Aufschlüssen zu urteilen,

im südwestlichen Teile das gewöhnliche ostnordöstliche bis nordöstliche Streichen und ein südöstliches Einfallen; in dem Bahneinschnitt südwestlich Born an der Strecke nach Wermelskirchen streichen die Hobräcker Schichten jedoch ebenfalls ostsüdöstlich bis südsüdöstlich und fallen mit 35° nach SW. ein; diese Schichtenstellung hält auch an der Bahnlinie nach Hückeswagen bis dicht vor die hier durchgehenden Mühlenberg- und hangenden Brandenbergschichten an und kehrt sich erst in ihrer unmittelbaren Nähe in ein fast ostwestlich bis ostnordöstlich gerichtetes Streichen und in ein südliches bis südöstliches Einfallen von 47° um; somit müssen auch die Hobräcker Schichten am nordöstlichen Teile der Borner Hauptverwerfung gegen die nordwestlich von ihnen liegenden Hohenhöfer Schichten abschneiden; erst der dicht östlich bis südöstlich vom Bahnhof Born gelegene Hohenhöfer Schichtenteil bildet die normale Unterlagerung der Hobräcker Stufe südöstlich von der Borner Hauptverwerfung.

Man kann dieses ganze, auffallende Störungssystem auf verwickelte Grabenbrüche zurückführen und in genetischen Zusammenhang bringen mit dem plötzlichen Aufhören eines von NO. über Engelshagen und Bornbach herankommenden Zuges von Mühlenberg- und Brandenbergschichten, der im SW. an einer bedeutenden Querstörung endigt, die wir im folgenden noch als Bornbacher Hauptquerverwerfung kennen lernen.

2. Die Stolzenberger Mulde.

Vergleiche hierzu das Querprofil 1.

Südwestlich Wermelskirchen gewinnt die Hohenhöfer Stufe im Hangenden der Remscheider Schichten zwischen Bollinghausen im NW. und Eckringhausen im SO. eine außerordentlich große horizontale Ausdehnung; da das Einfallen durchweg nach SO. gerichtet ist, so muß man diese auf die mehrfache Wiederholung der gleichen roten Schichtenfolge in der Form von Schuppen zurückführen; hierfür spricht das Auftreten eines schmalen, durch Querverwerfungen zerstückelten Zuges grau-

blauer Remscheider Schiefer innerhalb des Verbreitungsgebietes der Hohenhöfer Schichten; dieses ist nun im NO. und im SW. von bedeutenden Querverwerfungen abgeschnitten, jenseits deren die Schichtenfolge beiderseits weitgehende Veränderungen erleidet; bemerkenswert ist hier zunächst im SW. das starke Vorspringen der Remscheider Schichten nach SO., das als ein horstartiges anzusehen ist, dann das Erscheinen einer ausgeprägten Spezialfaltung. Von Witzhelden kommt im Verbreitungsgebiet der Remscheider Schichten ein oben Seite 37 schon erwähnter Sattel von bunten Ebbeschichten heran, der unfern Beutelshufe im NO. völlig untertaucht; ihm ist im NW. eine Spezialmulde von Hohenhöfer Schichten vorgelagert, deren nordöstliches Ende sich dicht südwestlich Bollinghausen an die nordwestliche Ecke des beschriebenen breiten Hohenhöfer Zuges anlehnt, von diesem aber durch die große, ihn im SW. abschneidende Querverwerfung getrennt bleibt. Von hier streicht die Mulde nach SW. über Stolzenberg bis Höhrath, wo sie vollständig aushebt; die Gehänge des tiefen, südwestlich von Höhrath vorbeiziehenden Senkbachtales, in dem hier die Solinger Talsperre liegt, bestehen im südwestlichen Fortstreichen der Mulde nur noch aus versteinerungsreichen Remscheider Schichten.

3. Die Schuppenstruktur zwischen Wermelskirchen, Dhünn und Hückeswagen und ihre Beziehungen zur Randfaltenbildung.

Der Bildung streichender Gräben auf dem nordwestlichen Hauptsattelflügel nach Art des Iserlohner Grabens entspricht auf dem südöstlichen Flügel zwischen Wermelskirchen, Dhünn und Hückeswagen das Vorherrschen der Schuppenstruktur bei weit überwiegendem südöstlichem Einfallen der Schichten, d. h. also die mehrfache Wiederholung der gleichen normalen Stufenreihe in gleicher Reihenfolge in querschlägiger Richtung. Bemerkenswert ist in dieser Hinsicht das Auftreten von Mühlenberg- und hangenden Brandenbergschichten in mehreren ostnordöstlich streichenden und durchweg nach SO. einfallenden

Zügen; der nordwestlichste liegt zwischen Bornbach südöstlich Born und Engelshagen nordwestlich Hückeswagen; ein zweiter, mittlerer, zwischen dem linken Eifgentalgehänge südöstlich Finkenholl und Scheideweg südwestlich Hückeswagen; der dritte, südöstlichste, zwischen dem linken Gehänge des Dhünntals südöstlich Dhünn bis Halzenberg hin und dem oberen Purdertal bei Katern. Im Liegenden dieser Züge treten jeweils Hobräcker und dann Hohenhöfer Schichten auf. Hobräcker und Mühlenbergschichten besitzen überall, wo sie überhaupt organische Reste enthalten, die ihnen eigentümliche Fauna; insbesondere sind auch die bezeichnenden, *Newberria* führenden Bänke der letztgenannten Stufe in allen drei Zügen beobachtet worden: innerhalb des nordwestlichen im rechten Gehänge des Dörpetals bei Hangberg und südwestlich Ulemannssiepen und im linken Gehänge desselben Baches auf der Höhe westlich Kaltenborn nördlich von der Straße nach Born unfern der hier im hangendsten Teil der Hobräcker Stufe liegenden Steinbrüche; innerhalb des mittleren gleich südöstlich Erlenstärtz nördlich Wiehagerhöhe; innerhalb des südöstlichen im linken Talgehänge nordöstlich Groß-Katern und im linken Dhünngehänge unterhalb Hülsen gegenüber Dhünn; in dem nordöstlichen Fortstreichen des letzten Zuges fand sich eine Newberriabank sodann in dem kleinen, dreieckigen Horst von Mühlenbergsandsteinen, der dicht südöstlich Kleinenscheidt bereits im Verbreitungsgebiet der Honseler Schichten südwestlich Hückeswagen liegt und dort zwischen zwei Horste von Hohenhöfer Schichten eingekeilt ist.

Manche Anzeichen deuten darauf hin, daß sich die Schuppenstruktur noch teilweise im Verband mit einer ursprünglich normalen Sattel- und Muldenstellung befindet.

a) Der Schichtenzug Bornbach-Engelshagen mit der Hangberg-Hombrecher Mulde und dem Karrensteiner Sattel.

Vergleiche hierzu die Querprofile 10, 11, 12 und 13.

In dieser Hinsicht ist zunächst der Zug Bornbach-Engelshagen bemerkenswert. Er besitzt zwischen den genannten Orten, von SW. nach NO. betrachtet, durchweg ein südöstliches-süd-

liches Einfallen, und dementsprechend ist die Aufeinanderfolge der ihn zusammensetzenden Schichtenreihe von der Hohenhöfer bis hinauf zu der Brandenbergstufe soweit als eine normale Überlagerung anzusehen. Nun verläuft über das Dörpetal bei Hangberg dicht unterhalb der Dörpermühle und über Engelshagen eine bedeutende, westnordwestlich bezw. ostsüdöstlich gerichtete Querverwerfung. Nordöstlich von dieser fehlen zunächst die hangenden Brandenbergschichten, die Mühlenbergschichten streichen jedoch weiter nach NO. fort bis in das rechte Wuppergehänge bei Mittelhombrechen und besitzen nun in ihrem südöstlichen Teile ein nordwestliches Einfallen von 14—35°, bilden also eine, wenngleich sehr gestörte Mulde, die Hangberg-Hombrecher Mulde; es fehlen nämlich zunächst auf ihrer nordwestlichen Seite im rechten Gehänge des Dörpetals, dann auf ihrer südöstlichen im linken und rechten Gehänge des Wuppertals die nächstliegenden Hobräcker Schichten, und es treten infolgedessen Hohenhöfer Schichten in unmittelbare, durch streichende Verwerfungen bedingte Berührung mit den Mühlenbergsandsteinen. Die Rotschiefer selbst bilden im Dörpetal die nordöstliche Fortsetzung desjenigen Hohenhöfer Zuges, der zwischen Wermelskirchen und Forsten die Remscheider Schichten überlagert; sie fallen hier am Bachknie gegenüber der Hangberger Mühle nach NW. unter eine Schichtenfolge ein, die aus einem je zweimaligen Wechsel von graublauen Schiefern und Grauwackensandsteinen besteht, den Hobräcker und Mühlenbergschichten zugerechnet wird und weiter nordwestlich von einer streichenden Verwerfung gegen die Remscheider Schichten abgeschnitten ist. Sie wird als Hammersteinsöger Graben bezeichnet und im folgenden noch näher beschrieben. Im linken und rechten Wuppergehänge bilden die südöstlich an die Mulde unmittelbar anstoßenden Hohenhöfer Schichten den Kern eines Sattels, des Karrensteiner Sattels, dessen südöstlicher Flügel von normal aufgelagerten Hobräcker Schichten begleitet wird, während letztere auf dem nordwestlichen Flügel gegen die muldenförmig gelagerten Mühlenberg-

schichten fehlen, also an einer streichenden Verwerfung, die ich als ein Hauptbesteg[1]) auffasse, unterdrückt sind (vgl. Prof. 11 u. 12). Daß die Hohenhöfer Schichten hier in der Tat im Kern eines ursprünglichen Sattels liegen, geht aus ihrem weiteren Verhalten in nordöstlicher Richtung hervor: sie legen sich hier nordwestlich Oberhombrechen auf den südöstlichen Flügel eines kurzen, zweifellos sattelförmig emportauchenden Zuges von Remscheider Schichten auf, der im NW. ebenfalls zunächst von Hohenhöfer, dann von Hobräcker Schichten mit einem nordwestlichen Einfallen von 64—38° überlagert wird; schließlich ist die ganze Gesteinsfolge im NW. durch eine streichende Verwerfung gegen die Remscheider Schichten abgeschnitten, so daß diese südöstlich Heide an Hobräcker stoßen (vgl. Prof. 13). Die streichende Störung entspricht der oben erwähnten, nordwestlich der Hangberger Mühle gelegenen, die dort Mühlenbergschichten gegen Remscheider verwirft; sie ist also die nordwestliche Randverwerfung des Hammersteinsöger Grabens.

Auffallend ist es nun noch, daß dem jeweiligen Fehlen der Hobräcker Schichten auf dem einen Flügel der Hangberg-Hombrecher Mulde ein Vorhandensein dieser auf dem anderen entspricht, d. h. also, daß die örtlich so beträchtlichen randlichen streichenden Verwerfungen sich anscheinend gegenseitig ausschließen; auffallend ist es weiter noch, daß diese Störungen scheinbar jedesmal an einer zweiten, der Hangberg-Engelshagener unmittelbar nordöstlich benachbarten Querverwerfung endigen, nachdem sie von SW. bezw. NO. her an diese herangetreten sind. Doch ist dieses Verhalten offenbar nur ein scheinbares: denn einmal ist der Hobräcker Zug, welcher nordöstlich von der zweiten Querverwerfung den nordwestlichen Flügel der Mühlenbergsandsteinmulde begleitet, so schmal, daß er kaum als der Vertreter der ganzen Stufe angesehen werden kann; dann aber keilt er etwas weiter nordöstlich unten im linken

[1]) Über die Bedeutung der Hauptbestege vergleiche A. Fuchs: Die Gliederung und Tektonik der Oberkoblenzschichten im Quellensattel und im Ganggebiet von Bad Ems. Archiv für Lagerstättenforschung, Heft 9, 1915.

Abhang des Wuppertals schon wieder aus, so daß auch hier bis aufs rechte Ufer hinüber wieder die Hohenhöfer Schichten des Wermelskirchen-Forstener Zuges die unmittelbare nordwestliche Begrenzung der Mühlenbergschichten der Hangberg-Hombrecher Mulde bilden; darauf treten, jedoch unter sehr gestörter Lagerung, nochmals Hobräcker Schichten von NW. her auf eine sehr kurze Strecke an die Mühlenbergsandsteine heran, dann aber schneiden die letzteren weiter nordöstlich bis über Mittelhombrechen hinaus an einer streichenden Störung gegen jenen schon genannten Zug von Remscheider Schichten ab, der nordwestlich Oberhombrechen sattelförmig hochkommt. Man geht also kaum mit der Annahme fehl, daß die streichende Verwerfung den ganzen nordwestlichen Rand der Hangberg-Hombrecher Mulde begleitet.

Ferner ist aber auch ein Durchsetzen der südöstlichen Randverwerfung über die zweite Querstörung nach SW. hinaus nicht unwahrscheinlich. Hier liegt südöstlich Hangberg ein schmales Band roter Schiefer nahe an der südöstlichen Grenze der Mühlenbergschichten. Ich hatte es wegen seiner geringen Mächtigkeit zunächst als Einlagerung in den Hobräcker Schichten aufgefaßt; es könnte aber auch als das schmale Ausgehende eines Hohenhöfer Sattels gedeutet werden, der dann als die südwestliche Fortsetzung des Karrensteiner Sattels anzusehen wäre. Der Hobräcker Zug auf seinem nordwestlichen Flügel bliebe dann im Vergleich zu dem auf dem südöstlich gelegenen so schmal, daß auch hier seine teilweise Unterdrückung an einer streichenden Verwerfung angenommen werden könnte; diese würde naturgemäß nur die weitere südwestliche Fortsetzung des oben genannten Hauptbestegs sein, welches den Karrensteiner Sattel im NW. begrenzt, würde zugleich aber auch die nordöstliche Fortsetzung derjenigen streichenden Störung darstellen, welche den Bornbach-Engelshagener Zug im SO. abschneidet und die als Braßhagener Hauptbesteg bezeichnet sei.

Die ursprünglich vollständigere Hangberg-Hombrecher Mühlenbergsandsteinmulde ist somit gegenwärtig nur als Mulden-

graben erhalten geblieben und bildet eine geologische Einheit mit dem weiter südwestlich folgenden Bornbach-Engelshagener Zug, dessen ursprüngliche Anlage als Mulde infolge der gleichförmigen Schichtenneigung nach S. bis SO. nur noch mittelbar durch das Auftreten eines ihm südöstlich vorgelagerten Sattels nachgewiesen werden kann; es ist dies der

b) Hummeltenberger Sattel.

Vergleiche hierzu die Querprofile 8, 10 und 11.

Zwischen Eipringhausen südöstlich Wermelskirchen im SW. und der Pixbergermühle rechts von der Wupper nördlich Hückeswagen im NO. liegt ein Zug roter Hohenhöfer Schichten, der in seinem südwestlichen Teile in den Querprofilen bei Eipringhausen und an der Eisenbahnlinie Bergisch Born-Hückeswagen bei überwiegendem ostnordöstlichem Streichen ein durchgehendes südöstliches Einfallen von 32—74° besitzt. Er wird hier beiderseits von gleichsinnig einfallenden Hobräcker Schichten begleitet. Bei Eipringhausen schneidet er im SW. völlig an einer bedeutenden, über Wermelskirchen verlaufenden, NW.-SO. gerichteten Querverwerfung, der Eipringhauser Hauptquerverwerfung, ab. Über die Bahnlinie Born-Hückeswagen setzt er ohne bemerkenswerte Querverschiebung und ohne jede Unterbrechung fort, während unmittelbar weiter nordwestlich die Brandenberg- und Mühlenbergschichten des Bornbach-Engelshagener Zuges an einer bedeutenden, ostsüdöstlich verlaufenden Querstörung, die als Bornbacher Hauptquerverwerfung bezeichnet sei, dicht südwestlich der Bahnlinie völlig abschneiden, ein weiteres Beispiel dafür, daß selbst bedeutende Querbrüche in ihren Wirkungen oft nicht bis in die nächsten Schichtenzüge fortsetzen. Weiter nordöstlich von der Bahnstrecke tritt der in Rede stehende Hohenhöfer Zug unter Unterdrückung der ihn nordwestlich begleitenden Hobräcker Schichten bisweilen unmittelbar in Berührung mit den Brandenbergschichten des Bornbach-Engelshagener Zuges bezw. mit dem ihn im SO. begleitenden Braßhagener Hauptbesteg, dann entfernt er sich wieder von demselben, und die Hobräcker Schichten treten

infolgedessen wieder in breiterer Entwicklung nordwestlich von ihm zutage. An der Hummeltenberger Mühle überschreitet er die Wupper und befindet sich hier in schöner, im linken Talgehänge gut aufgeschlossener Sattelstellung. Das Einfallen ist auf dem nordwestlichen Flügel mit 45° nach NW., auf dem südöstlichen mit 38—65° nach SO. gerichtet; die Rotschiefer sinken also beiderseits normal unter die Hobräcker Schichten ein. Im Wupperprofil heben die letzteren nun nach NW. auf dem südöstlichen Flügel des gestörten, im Kern von Hohenhöfer Schichten zusammengesetzten Karrensteiner Sattels aus. Dieser schneidet, wie wir sahen, im SW. an der Hangberg-Engelshagener Querverwerfung ab, jenseits deren er dann zwischen dem Hummeltenberger Sattelzug und den Brandenbergschichten des Bornbach-Engelshagener Zuges mitsamt dem größten Teile der ihn südöstlich begleitenden Hobräcker Schichten an dem Braßhagener Hauptbesteg unterdrückt ist. Ein genetischer Zusammenhang zwischen diesem und den Faltungserscheinungen ist also zweifellos vorhanden.

Wie bereits bemerkt wurde, besitzen die Mühlenberg- und hangenden Brandenbergschichten des Bornbach-Engelshagener Zuges südwestlich der Bornbacher Hauptquerverwerfung keine unmittelbare Fortsetzung; in ihrer Verlängerung liegt hier ein bedeutenderes Verbreitungsgebiet der Hobräcker Schichten, in dem einzelne Züge von Mühlenbergsandsteinen auftreten. Ob diese eine, wenn auch gestörte, muldenförmige Lagerung besitzen, läßt sich mangels geeigneter Aufschlüsse nicht unmittelbar erkennen, wenngleich es sehr wahrscheinlich ist, daß auch hier ein Spezialfaltungsgebiet von der Art vorliegt, wie wir es eben im Wupperprofil zwischen Hammersteinsöge und der Hummeltenberger Mühle kennen lernten. Man wird also auch das durchgehende südöstliche Einfallen des Hohenhöfer Zuges Eipringhausen-Pixbergermühle in seinem südwestlichen Verbreitungsgebiet auf eine hier erfolgte Überkippung einer ursprünglichen, zurzeit noch im Wupperprofil erhaltenen Sattelstellung zurückführen und somit den ganzen Zug, wie dies oben geschah, als Hummeltenberger Sattel bezeichnen dürfen.

c) Der Schichtenzug Finkenholl-Scheideweg

Vergleiche hierzu die Querprofile 8, 9 und 10.

besteht ebenfalls aus Mühlenberg- und hangenden Brandenbergschichten über untergelagerten Hobräcker Schiefern und bildet ganz offenkundig die normale Schichtenreihe auf dem südöstlichen Flügel des Hummeltenberger Sattelzuges, setzt jedoch bemerkenswerterweise südwestlich und nordöstlich wiederum weiter fort als dieser; die oben erwähnte, bedeutende Eipringhauser Querverwerfung beeinflußt ihn nur ganz unwesentlich. Erst das Herantreten einer streichenden Verwerfung von NW. her bedingt ein rasches Auskeilen in südwestlicher Richtung; zunächst werden an ihr die Mühlenberg-, dann südöstlich Finkenholl noch die Brandenbergschichten unterdrückt. Nordöstlich von Scheideweg geht er weiter als die unmittelbare Fortsetzung desjenigen Schichtenzuges, welcher das Liegende der Honseler Schichten auf dem nordwestlichen Flügel der Lüdenscheider Mulde ausmacht. Würde diese nun nach SW. normal ausheben, dann wäre zwischen Finkenholl und Scheideweg ein umlaufendes, synklinales Schichtenstreichen, eine Verbreiterung der Brandenbergschichten und ein Wiederheraustreten der Mühlenbergsandsteine auf ihrer südöstlichen Grenze zu erwarten. Nichts von alledem ist der Fall: es legen sich vielmehr in diesem Gebiete auf die mit 18—75° nach SO. einfallenden Brandenbergschichten gleichsinnig einfallende Hobräcker Schichten auf, so daß das Vorhandensein einer bedeutenden streichenden Verwerfung, die ich wieder als ein Hauptbesteg auffasse und die hier zur Unterdrückung des ganzen Muldeninneren geführt hat, kaum zu bezweifeln ist[1]). Ob das Abschneiden und Auskeilen der Honseler Schichten dicht südöstlich Scheideweg so schroff ist, wie es bei der Darstellung auf der Karte aussieht, kann noch nicht bestimmt gesagt werden; vielleicht streicht ein schmaler Ausbiß solcher noch etwas weiter südwestlich fort, aber sicher nicht mehr allzuweit.

Der dritte, südöstlichste, der

[1]) Die Art der Störung erinnert lebhaft an den Kluftgang des Emser Ganggebietes.

d) Schichtenzug Dhünntal bei Halzenberg — oberes Purdertal bei Katern

Vergleiche hierzu die Querprofile 8, 9 und 10.

besteht aus derselben Schichtenreihe wie die vorigen und besitzt dasselbe gleichsinnige südöstliche Einfallen, dessen Stärke allmählich von NW. nach SO., etwa von 50—82° im NW. auf 47—55° im SO., herabsinkt. Sehr steil ist die Schichtenstellung namentlich in den liegenden Hobräcker und Hohenhöfer Schichten. Diese beiden Stufen erleiden in ihrem südwest-nordöstlich gerichteten Verlauf mehrfach völlige Unterbrechungen, welche durch das Auftreten noch anderer streichender Verwerfungen bedingt sind. So fällt es zunächst besonders in die Augen, daß die liegendsten Hohenhöfer Rotschiefer zwar beiderseits von Hobräcker Schichten begleitet werden, südöstlich jedoch in viel geringerer Breite und Vollständigkeit als im NW. Diese Erscheinung hat zweifellos tektonische Ursachen; denn das sehr steile südöstliche Einfallen (65—82°) hält durch die ganze Folge der Hohenhöfer Schichten hindurch an bis weit hinein in die sie nordwestlich begrenzenden Hobräcker Schichten. Faßt man also den Hohenhöfer Zug als den Kern eines isoklinalen Sattels auf, so muß die kümmerliche Entwicklung der Hobräcker Stufe auf seinem südöstlichen Flügel und ihr gelegentliches völliges Auskeilen durch eine streichende Verwerfung bedingt sein, die ein Absinken des südöstlich vor ihr gelegenen Gebirgsteils im Gefolge hat. Es liegt nahe, dann die streichende Verwerfung am südöstlichen Rande der Brandenbergschichten als ein Hauptbesteg aufzufassen und das Wiederhochkommen der Hobräcker Stufe südöstlich von diesem nicht durch eine gewöhnliche Überschiebung von SO. her, sondern durch ein keilförmiges Einsinken des nordwestlich vom Hauptbesteg gelegenen streichenden Gebirgsblocks in südöstlicher Richtung zu erklären. Das tektonische Bild ist also doch etwas vielgestaltiger, als es zunächst den Anschein hat, und die äußere Form der Schuppenstruktur ist nicht gleichbedeutend mit einer einheitlichen, überschiebenden Bewegung von SO. her; es können

ebensogut Absenkungsvorgänge in südöstlicher Richtung erfolgen. Da jedoch Hebung und Senkung auch hier immer nur relative Begriffe sein können, je nachdem man durch streichende Verwerfungen getrennte Züge in engerem oder weiterem Zusammenhang betrachtet, so habe ich den Ausdruck Schuppenstruktur beibehalten, weil er auch hier einen im ganzen zutreffenden Ausdruck für die äußere Verbreitungsform der einzelnen Schichtenzüge bildet.

4. Der streichende Hammersteinsöger Graben.

Vergleiche hierzu die Querprofile 11, 12 und 13.

In den Gehängen und Schluchten nordöstlich Forsten, den Gehängen zwischen Dörpholz und der Hangberger Mühle bis hinüber ins Wuppertal bei Hammersteinsöge liegt ein Verbreitungsgebiet jüngerer Schichten, das zwischen Remscheider Schichten im NW. und Hohenhöfern im SO. eingeschaltet ist und bereits oben als Hammersteinsöger Graben erwähnt wurde. Ebenso wurde dort schon hervorgehoben, daß seine nordwestliche Begrenzung gegen die Remscheider Schichten durch eine streichende Verwerfung gebildet wird, seine südöstliche dagegen durch jenen Zug von Hohenhöfer Schichten, der zwischen Wermelskirchen und Forsten im ganzen genommen die normale Überlagerung der Remscheider Stufe darstellt, hier jedoch, zwischen dem Dörpetal unfern der Hangberger Mühle und dem rechten Gehänge des Wuppertals westlich Karrenstein, in das verwickelte Randfaltengebiet sich einschiebt und so die Scheide bildet zwischen dem Bornbach-Engelshagener Zug bezw. seiner nordöstlichen Fortsetzung, der Hangberg-Hombrecher Mulde, einerseits und dem Hammersteinsöger Graben anderseits. Daß der Hohenhöfer Zug hier im SO. bei Hangberg und im Wuppertale bestimmt und sehr wahrscheinlich auch auf der dazwischen liegenden Strecke von einer streichenden Verwerfung gegen die Hangberg-Hombrecher Mulde abgesetzt ist, wurde gleichfalls dargetan und dann noch hervorgehoben, daß im rechten Gehänge des Dörpetals gleich unterhalb Hangberg

die Hohenhöfer Rotschiefer nach NW., also gegen die jüngeren Schichten einfallen. Etwas weiter talabwärts jedoch, unterhalb der Hagermühle, wechselt das Einfallen unmittelbar an der Grenze der roten gegen die graublauen Schiefer mehrfach; es ist zunächst noch mit 35° nach WNW., dann mit 19° nach OSO. gerichtet, so daß die Rotschiefer einmal die Unterlage, das andere Mal das Hangende der graublauen zu bilden scheinen. Das deutet auf die Nähe einer streichenden Verwerfung hin und steht im Einklang mit der anderen Tatsache, daß etwas weiter nordöstlich bis an das große Wupperknie bei Hammersteinsöge Mühlenbergsandsteine von NW. her so dicht an die Hohenhöfer Schichten herantreten, daß die Hobräcker Stufe nur noch als schmaler Ausbiß zwischen beiden erhalten bleibt. Es dürfte also auch dem nordwestlichen Rande des Hohenhöfer Zuges zwischen der Hangberger Mühle und dem Wuppertal eine streichende Verwerfung folgen; dieser wäre dann als eine Art streichender Sattelhorst aufzufassen, auf dessen nordwestlicher Seite der Hammersteinsöger Graben eingesunken ist, während südöstlich von ihm der Hangberg-Hombrecher Muldengraben liegt.

Über Hammersteinsöge verläuft eine NW.-SO. gerichtete Querverwerfung, auf deren nordöstlicher Seite der Hammersteinsöger Graben eine völlige Unterbrechung erleidet. Hier springen die Remscheider Schichten als Querhorst über die große Wupperschleife nach SO. bis an den nordwestlichen Rand des Hangberg-Hombrecher Muldengrabens vor und setzen gegen diesen an der schon beschriebenen nordwestlichen Randverwerfung ab. Eine zweite bedeutende, NW.-SO. gerichtete Querverwerfung verläuft über das östliche Ende der genannten großen Wupperschleife nahe der Wiebachmündung; nordöstlich von dieser folgt nun das ebenfalls schon beschriebene Sattelstück, dessen Kern erfüllt ist mit Remscheider Schichten, auf die sich beiderseits mit gegensinnigem Einfallen zunächst Hohenhöfer, dann Hobräcker Schichten auflegen; die letzteren sind im NW. gegen die Remscheider Schichten des Haupt-

sattelkerns wieder durch eine streichende Verwerfung abgesetzt, die oben schon als die nordöstliche Fortsetzung der nordwestlichen Randverwerfung des Hammersteinsöger Grabens angesprochen wurde. Somit ergibt sich auch für diesen ein genetischer Zusammenhang mit der Faltung, insbesondere mit der Bildung der den Hauptsattelflügel begleitenden Randfalten.

Das Innere des Hammersteinsöger Grabens ist, wie schon erwähnt, von graublauen Schiefern und grauen bis gelblichgrauen Grauwackensandsteinen erfüllt, die in mehreren Zügen miteinander abwechseln. Am weitesten nordwestlich liegt südöstlich vor der nordwestlichen Randverwerfung ein Zug von fein- bis mittelkörnigen Grauwackensandsteinen, der besonders in den Gehängen südlich und östlich Dörpholz breit entwickelt ist, weiter nach SW. und NO. sich aber stark verschmälert; südöstlich Dörperheide ist er auf dem Grat zwischen der linken Wupperseite und dem rechten Abhang des untersten Dörpetals durch eine streichende Ruschel von den Remscheider Schichten, die hier *Myalina bilsteinensis* führen, getrennt. Er ist versteinerungsleer und auch nicht so entblößt, daß seine Lagerung einwandfrei festgestellt werden könnte; nur an dem erwähnten Grat scheint er nach SO. einzufallen. Sein Alter war mir lange zweifelhaft und ich habe ihn, zunächst nur mit Vorbehalt, zu den Mühlenbergschichten gestellt.

Ein zweiter, viel schmalerer und etwas kürzerer Grauwackensandsteinzug ist dem eben genannten in einiger Entfernung südöstlich vorgelagert und fällt im unteren Dörpetal mit 45° nach SO.; auf dem Grat zwischen Dörpe- und Wuppertal ist er, wie der vorige, an einer Querverwerfung nach SO. verschoben und endet dann etwas weiter nordöstlich hoch oben im linken Wuppergehänge, allem Anschein nach infolge muldenförmigen Aushebens.

Am kürzesten ist ein dritter, nahe am südöstlichen Rande des Grabens gelegener, wieder etwas breiterer Zug, der eine recht auffallende petrographische Ähnlichkeit mit den Mühlenbergsandsteinen hat, sich jedoch ebenso wie die vorigen bisher als versteinerungsleer erwies.

Unmittelbar nordwestlich von ihm liegen im linken Wuppergehänge rauhe, graublaue, sandig-flaserige Schiefer mit Einlagerungen milder, mergeliger Schiefer; sie zeigen deutliche Sattelstellung und fallen mit 15—63° nach SO. gegen den dritten, südöstlichsten, und mit 24—29° nach NW. gegen den mittleren Grauwackensandsteinzug. Die sandig-flaserigen Bänke führen häufig Trigerien, die mergeligen eine Menge von Crinoidenstielen und eine reiche Brachiopodenfauna, einige Lamellibranchier und *Calceola sandalina;* somit unterliegt ihre Zugehörigkeit zu den Hobräcker Schichten keinem Zweifel, und demgemäß müssen die in ihrem Hangenden befindlichen Grauwackensandsteine bereits den Mühlenbergschichten zugerechnet werden.

5. Die Lagerungsverhältnisse südöstlich von Purdertal.

Vergleiche hierzu die Querprofile 8 und 14.

Südöstlich von dem dritten obengenannten Schuppenzug liegt zwischen dem oberen Purdertal und dem Quellgebiet des großen Dhünnbaches westsüdwestlich Wipperfürth ein ausgedehntes Verbreitungsgebiet von Hobräcker Schichten, das, als Ganzes genommen, bereits in die südwestliche Verlängerung des Ebbesattels fällt und demgemäß auch an der weitgehenden Spezialfaltung teilnimmt, welche diesen in der Gegend von Wipperfürth beherrscht. Bemerkenswert ist hier das Auftreten einiger schmalerer Züge von Mühlenbergsandsteinen, die sich teilweise in mehr oder weniger vollständiger, muldenförmiger Lagerung befinden.

Am weitesten nordwestlich liegt zunächst ein Zug, der von Boxberg bis Vogelsholl-Isenburg streicht, dann an einer bedeutenden Querverwerfung stark nach SO. verschoben ist und schließlich an einer zweiten großen Querstörung bei Schmalenfeld südwestlich Hämmern endet. Seine südöstliche Grenze liegt sicher mit nordwestlichem Einfallen auf gleichsinnig gestellten Hobräcker Schichten auf, die nordwestliche ist nicht genügend entblößt; doch fallen bereits bald nordwestlich von ihr die Ho-

bräcker Schichten wieder nach NW. ein bis in die Umgebung der Purdermühle im oberen Purdertal. Erst auf den Höhen westsüdwestlich und nordwestlich von dieser kehrt sich das Einfallen durchgreifend nach SO. um; das bedeutet, daß die Scheide zwischen Remscheid-Altenaer und Ebbesattel hier zu suchen ist.

Ein zweiter, kürzerer Zug von Mühlenbergschichten streicht von der Höhe südöstlich der Odenholler Mühle über Ritzenhaufe nach der Höhe zwischen Finkelnburg und Klein-Eichholzen und ist an seinem durch eine Querverwerfung bedingten nordöstlichen Ende in verwickelter und gestörter muldenförmiger Lagerung zwischen Hohenhöfer und Hobräcker Schichten eingeschaltet (vgl. Profil 14).

Ein dritter, viel bedeutenderer, südöstlichst gelegener Zug hat seine nordöstliche Fortsetzung bereits auf dem Südflügel des Ebbesattels südlich und südöstlich Wipperfürth, wo er, bei südöstlichem Einfallen, streckenweise an einer streichenden Verwerfung unter Unterdrückung der Hobräcker und Hohenhöfer Schichten bezw. der Cultrijugatuszone unmittelbar gegen Remscheider Schichten abschneidet.

Ist es somit sicher, daß das stark spezialgefaltete Verbreitungsgebiet der Hobräcker Schichten südöstlich vom Purdertal bereits als das südwestliche Ausklingen des Ebbesattels angesehen werden muß, dann sind die in Schuppenstruktur angeordneten Züge auf dem südöstlichen Flügel des Remscheid-Altenaer Sattels zweifellos als die südwestliche Fortsetzung der Lüdenscheider Mulde aufzufassen; diese hebt sich somit nicht normal nach SW. aus, sondern wird eben durch die erwähnte Schuppenstruktur ersetzt.

6. Die Lagerungsverhältnisse nördlich, östlich und südlich Radevormwald.

Die Lagerungsverhältnisse in der Gegend von Radevormwald besitzen in vieler Hinsicht Ähnlichkeit mit jenen, die wir im Gebiet weiter südwestlich zwischen Wermelskirchen und dem Wuppertal unterhalb Hückeswagen kennen lernten.

Die Remscheider Schichten des Sattelkerns sind auch hier stark spezialgefaltet; die südöstlichste Spezialsattelachse liegt nordwestlich Radevormwald nicht weit unter der Unterkante der Hohenhöfer Schichten, die sich mit flachem südöstlichem Einfallen auf die ältere Stufe auflegen.

Weiter nach S. und O. zu beobachtet man in dem Bereiche der Hobräcker, Mühlenberg- und Brandenbergschichten wieder eine verwickelte Randfaltenbildung und im Zusammenhang mit ihr das Auftreten streichender Gräben und einer Art Schuppenstruktur, wie sie oben aus der Gegend von Wermelskirchen, Dhünn und Hückeswagen beschrieben wurde.

An der Hauptstraßengabel östlich Radevormwald springen die Hobräcker Schichten sehr weit querschlägig nach NW. in das Verbreitungsgebiet der Hohenhöfer Stufe vor, müssen also unter Berücksichtigung des südöstlichen Einfallens der Schichten auf dem südöstlichen Hauptsattelflügel in einer Grabenversenkung liegen. Es ist bemerkenswert und spricht für die Grabennatur, daß das Vorkommen mit der südwestlichsten, also der am tiefsten abgesunkenen Staffel der Ennepequerbrüche zusammenfällt.

Östlich von diesem Graben liegt im Verbreitungsgebiet der Hobräcker Stufe noch ein vereinzelter, örtlich beschränkter Horst von Hohenhöfer Schichten an der alten Landwehr bei Klaukenburg.

Die Lüdenscheider Mulde.

Die Lüdenscheider Mulde zeichnet sich, wie schon früher hervorgehoben wurde, durch eine außerordentlich starke Spezialfaltung aus; ihr Inneres ist fast ganz von Honseler Schichten erfüllt, die hier in eine untere, Grauwackensandsteine führende, schiefrig-sandige und in eine obere, stärkere Kalkbänke führende, schiefrig-kalkige Stufe gegliedert werden. Ältere Abteilungen sind nur durch einige mehr oder weniger bedeutende Züge von Brandenbergschichten vertreten; solche wurden in der Gegend südlich von Altena und im Rah-

medetal nordöstlich Lüdenscheid beobachtet. Ein schönes Vorkommen befindet sich auch ostnordöstlich Halver und ist als ein streichender Horst aufzufassen.

Innerhalb unseres Blattbereiches gehört hierhin ein nordöstlich Hückeswagen in der Umgebung der Bevertalsperre liegender Zug, der aus einer Wechsellagerung von roten und grünlichgrauen Schiefern und grauen bis graugrünlichen Grauwackensandsteinen besteht. Er besitzt westlich der Talsperre eine antiklinale Schichtenstellung, während weiter nordöstlich, soweit die Aufschlüsse reichen, ein einheitliches südöstliches Einfallen festgestellt wurde; er muß hier also nach NW. überkippt sein, falls er im ganzen als ein Sattel aufgefaßt wird.

Der Ebbesattel.

Die Gliederung und Verbreitung der unterdevonischen Schichtenfolge.

Kurze Mitteilungen über die Gliederung der älteren, unterdevonischen Schichtenfolge habe ich bereits an anderer Stelle veröffentlicht[1]). Es wurden von unten nach oben die folgenden Stufen angeführt:

1. Verseschichten,
2. Bunte Ebbeschichten,
3. Wiebelsaatschichten mit Quarzkeratophyrlagern und zugehörigen Tuffen an der Basis,
4. Remscheider Schichten,
5. Cultrijugatuszone.

Die bunten Ebbeschichten wurden weiter in eine untere, ganz überwiegend aus roten und grünlichgrauen Schiefern bestehende, und eine obere, Konglomerate und reichliche Grauwacken- bezw. Quarzsandsteine führende Zone zerlegt.

[1]) A. Fuchs: Zur Stratigraphie der Lenneschiefer usw. Dieses Jahrb. 1912, XXXIII, I, S. 474.

1. Die Gliederung und Verbreitung der Verseschichten.

Beim weiteren Fortschreiten der geologischen Aufnahme erwies sich auch eine eingehendere Gliederung der Verseschichten als notwendig und durchführbar. Von unten nach oben konnte ich unterscheiden[1]):

a) Die Zone der reinen, ebenspaltenden Tonschiefer = Herscheider Schiefer;

b) die Zone der vorwaltenden rauhen, graublauen, muscheligbröcklig brechenden Schiefer mit vereinzelten, mehr oder weniger mächtigen Bankfolgen grobkörniger Grauwackensandsteine = Grauwackensandsteine führende Zone;

c) die Zone der überwiegenden Grauwackensandsteine mit Einlagerungen graublauer Tonschiefer von der unter b) erwähnten Ausbildung = Ebbesandstein.

a) Die Herscheider Schiefer.

Die Schiefer dieser Zone zeichnen sich durch die überaus feine und reine Beschaffenheit ihres Materials aus. Im frischen Zustande sind sie tief blauschwarz und ebenspaltend; bei der Verwitterung zerfallen sie in ebenflächige, schwarzblaue Schuppen und Blätter, die in manchen Fällen ihre Farbe lange behalten, an anderen Orten wiederum eine auffallende, lebhaft braungelbe Färbung annehmen, eine Erscheinung, die auf eine feine Imprägnation durch eisenhaltige Mineralien, insbesondere Kalkeisencarbonate, hindeutet. Auch Einschlüsse selbständiger konkretionärer Bildungen von Haselnuß- bis Faustgröße und darüber kommen vielfach vor. Im frischen Zustande dunkelgrau bis schwarzgrau, nehmen sie bei der Verwitterung vielfach eine lebhaft braune bis ockergelbe Farbe an, müssen dann also ebenfalls einen beträchtlichen Gehalt an Kalkeisencarbonat besitzen. Häufig sind sie sehr hart, verwittern schwer, behalten dauernd ihre dunkle, schwärzliche Farbe bei und zeigen beim Zerschlagen oft einen mehr oder minder frischen Kern von

[1]) Dieses Jahrb. für 1912, XXXIII, 1, S. 475.

Pyrit; in dieser Beschaffenheit sind sie kaum von den Kieselgallen der mittelrheinischen Hunsrückschiefer und Koblenzschichten zu unterscheiden. Analysen stehen noch aus.

Neben den reinen Tonschiefern kommen ganz untergeordnet auch sehr feinsandige, etwas gebänderte, jedoch immer noch ebenspaltende Schiefer vor; dagegen sind Grauwackensandsteine, selbst nur dünne Bänkchen solcher, als Einlagerungen bisher nirgends beobachtet.

Die dunklen Schiefer erinnern durch ihre Färbung und ebene Spaltbarkeit überaus lebhaft an mittelrheinische Hunsrückschiefer; die bei der Zersetzung sich braungelb färbenden, jedoch gleichfalls ebenspaltenden, eisenhaltigen Schiefer können sehr wohl mit ähnlichen Schiefern der tiefsten Siegener Schichten oder auch der oberen Zone des Flözleeren verglichen werden.

Fauna findet sich nur selten; wo eine solche aber vorkommt, wie in der Gegend von Herscheid und in der Umgebung der Östertalsperre, pflegen einzelne Bänke von Versteinerungen zu strotzen. Bei Herscheid enthielt eine Fundstelle zahlreiche Individuen von *Orthoceras*, verschiedene Lamellibranchier, einige Korallen und dann noch eine Anzahl Brachiopoden, die auch sonst verbreitet sind. Gastropoden sind überall selten. Die Fauna läßt sich vorerst schwer mit einer der bekannten Unterdevonfaunen vergleichen.

Die Verbreitung der Herscheider Schiefer im Kern des Ebbesattels ist nach den heutigen Erfahrungen an zwei Spezialsattelachsen gebunden. Die nördliche streicht von Herscheid über Hüinghausen nach Plettenberg, die südliche von Hervel über Kiesbert nach Himmelmert; am Herveler Kopf teilt sich der südliche Spezialsattel und nimmt auf der Höhe dieses Berges noch eine kleine, nur auf den Kopf selbst beschränkte Mulde der Grauwackensandsteine führenden Zone auf. Ein ähnliches Verhalten besteht auch noch zwischen Kiesbert, Sundhelle und Himmelmert; doch ist die auf der Kiesberter Hardt zweifellos vorhandene, im Kern noch bunte Ebbeschichten ent-

haltende Mulde an den Rändern durch starke Verwerfungen gestört. Einzelheiten werden die Erläuterungen zu Blatt Herscheid bringen.

b) Die Grauwackensandsteine führende Zone.

An der Basis der Zone gegen die Herscheider Schiefer wechsellagern noch ebenspaltende Tonschiefer mit festen, grobkörnigen, häufig frischen Pyrit führenden, dunkelgrauen, selten schwarzgrauen Grauwackensandsteinen; in diesem Niveau liegt in Schiefern und Grauwackensandsteinen stellenweise eine reichere Brachiopodenfauna, die noch bemerkenswerte Anklänge an jene der Herscheider Schiefer aufweist; selten sind *Beyrichia* sp. und *Homalonotus* sp. beobachtet worden. Höher hinauf herrschen ganz überwiegend rauhe, blaugraue, muschelig-bröcklig brechende, häufig etwas sandige und dann gebänderte Schiefer vor. Reinere Tonschiefer von dunkelblauschwarzer Farbe, jedoch ebenfalls muschelig-bröckligem bis muschelig-splitterigem Bruch, sind als Zwischenlagen eingeschaltet und enthalten an wenigen Punkten eine artenarme Lamellibranchierfauna (häufig *Modiomorpha* n. sp.), zu der selten einige Primitien und Discinen treten. Einlagerungen von Grauwackensandsteinen als vereinzelte, dünne Bänke oder stärkere Bankfolgen sind vielfach vorhanden, stehen an Mächtigkeit und horizontaler Verbreitung jedoch gewaltig hinter den Schiefern zurück. Sehr bemerkenswert ist der Reichtum der Grauwackensandsteine an einem grauweißen bis gelblichen Mineral, das v. Dechen für zersetzten Feldspat hielt; es tritt oft in großer Menge zwischen den ziemlich groben Quarzkörnern auf, findet sich aber auch in den zu den Schiefern überleitenden sandigen Grauwackenschiefern. Letztere enthalten außerdem zuweilen kleine, eckig-rundliche Quarzkörner, so daß Übergänge zu konglomeratischen Schiefern bemerkbar werden. Dagegen konnten in den Grauwackensandsteinfolgen echte Konglomerate bisher nirgends nachgewiesen werden. Zu erwähnen wäre endlich noch das überaus seltene und vereinzelte Vorkommen dünner Rot-

schieferlagen, die nirgends über größere Strecken verfolgbar sind.

Die weiteste Verbreitung gewinnen diese Schichten im Gebiete des Versetals, wo sie ober- und unterhalb Neuemühle die schon mehrfach erwähnte Faltenumbiegung am Westrande des Ebbegebirges ebenfalls mitmachen, um sich dann oberhalb Klame scharf nach WSW. zu wenden. Von hier sind sie im Sattelkern über die Höhen südlich von Homert, die Jubachtalsperre und das Nordende der bereits innerhalb unseres Blattbereiches gelegenen Kerspetalsperre bis auf die Höhen südlich Kupferberg verfolgbar[1]). An der Jubachtalsperre und oberhalb Vollme ist noch eine deutliche, wenn auch gestörte Sattelstellung erkennbar; westlich vom Wilbringhauser Horst wird der Zug sehr schmal, ist nach S. scheinbar von dem unteren Horizont der bunten Ebbeschichten überlagert und im N. an einer streichenden Störung auf die südlich einfallenden Konglomerate der oberen Zone gerückt; obwohl er also beiderseits von bunten Ebbeschichten begleitet wird, deuten die Lagerungsverhältnisse doch mit Sicherheit darauf hin, daß die Verseschichten infolge streichender Störungen hier nur sehr unvollständig erhalten sind.

c) Der Ebbesandstein.

Im Ebbegebirge häufen sich im obersten Teile der Verseschichten die Grauwackensandsteine in so großer Menge, daß man dort einen oberen, vorwiegend aus ihnen zusammengesetzten Horizont unterscheiden kann; doch fehlen Schieferlagen vom Typus derjenigen der mittleren Abteilung keineswegs; namentlich in der Nähe der oberen Grenze gegen die Rotschieferzone der bunten Ebbeschichten hin stellen sich solche mehrfach in größerer Zahl und Mächtigkeit ein. Die hier als Zwischenlagen auftretenden Sandsteine werden häufig etwas feinkörniger und quarzitisch.

---

[1]) Vergleiche hierzu A. Fuchs: Über einige Prioritätsfragen in der Stratigraphie des Lenneschiefers. Monatsber. der Deutsch. Geol. Ges. 1912, 7, S. 394—395.

Ob die Ausscheidung des Ebbesandsteins als eines selbständigen Horizontes sich überall wird durchführen lassen, ist noch fraglich, doch dürfte es kaum zu umgehen sein, die oft mächtigen Grauwackensandsteinzüge da, wo sie auftreten, auf der geologischen Spezialkarte zur Darstellung zu bringen.

2. Die bunten Ebbeschichten.

Zur Kenntnis der bunten Ebbeschichten wäre noch nachzutragen, daß die **untere Rotschieferzone** vereinzelt auch dünne Bankfolgen fester, zum Teil quarzitischer Grauwackensandsteine enthält; im westlichen Teile des Ebbegebirges spielen sie noch eine überaus untergeordnete Rolle, ja sie fehlen in manchen Profilen so gut wie ganz. Nach Osten nehmen sie an Häufigkeit etwas zu, bleiben an Bedeutung jedoch stets gewaltig hinter den weit vorherrschenden roten und grünen Schiefern zurück. Einlagerungen konglomeratischer Bänkchen sind am Westabfall des Ebbegebirges bisher nur an zwei Stellen beobachtet worden.

Die **obere, Konglomerate führende Zone** besteht aus einer Wechsellagerung graublauer bis grünlichgrauer, im verwitterten Zustande meist gelblichgrauer Schiefer und sehr fester, mittel- bis grobkörniger Grauwackensandsteine, denen sich weithin verfolgbare Züge grober Konglomerate und konglomeratischer Sandsteine beigesellen; von den Gehängen und Höhen südlich und östlich Kupferberg bei Wipperfürth bis an den Westabfall des Ebbegebirges bei Meinerzhagen läßt sich eine einzige ansehnliche Bankfolge grober Konglomerate als geschlossener Zug über Berg und Tal verfolgen; am Südabfall des genannten Gebirges treten von der Rothensteiner Ley nach Osten mehrere Züge von Konglomeraten übereinander auf, von denen einige offenbar im Streichen rasch auskeilen. Zwischenlagen von Rotschiefern kommen als unbedeutende Bankfolgen zwischen den grauen Schiefern und den Grauwackensandsteinen nicht selten vor. Gleichwohl hebt sich in dem bisher untersuchten, von Valbert bis nach Kupferberg reichenden Verbrei-

tungsgebiete der bunten Ebbeschichten die obere Zone als eine weit überwiegend graue sehr scharf von der lebhaft rot gefärbten unteren ab; sie wurde bereits von A. DENCKMANN als selbständiges Schichtenglied erkannt und mit dem **Rimmertquarzit** der Gegend von Olpe und Bilstein parallelisiert[1]). Es dürfte sich deshalb wohl empfehlen, den Namen Rimmertquarzit oder besser **Rimmertschichten** auch für die entsprechenden Bildungen des Ebbegebirges beizubehalten. Sie sind wahrscheinlich ein Äquivalent des Schneiffel- bezw. des Koblenzquarzits.

An der oberen Grenze der Zone liegt vielfach ein breiteres Band roter Tonschiefer, das auf der Spezialkarte zur Darstellung gelangen kann; Einlagerungen dünner, konglomeratisch-arkosiger Bänke werden stellenweise in ihm beobachtet.

3. Der Quarzkeratophyr nebst zugehörigen Tuffen und die Wiebelsaatschichten.

Im Hangenden der Rimmertschichten folgt konkordant das schon an anderer Stelle erwähnte **Lager von Quarzkeratophyr** nebst zugehörigen Tuffen. Am Süd- und Westabfall des Ebbegebirges auf den Blättern Herscheid und Meinerzhagen ist es überall ein einheitliches; seine Verdoppelung im Wuppergebiet zwischen Klaswipper östlich Wipperfürth und dem Wilbringhauser Horst bei Dörscheln ist als eine Wiederholung ein und desselben Lagers, die durch Faltung bezw. Überschiebung bedingt ist, anzusehen. Dafür spricht der Umstand, daß das Lager auf dem Westflügel des Ebbesattels zwischen Klaswipper und Kreuzberg wieder als ein einheitliches erscheint; hier ändert es sein Streichen zunächst von der westsüdwestlichen bezw. ostnordöstlichen in die nordnordöstliche Richtung und fällt nach NW. ein; südöstlich Wasserfuhr ist es an einer ostsüdöstlich verlaufenden Querstörung auf eine Strecke von

[1]) A. DENCKMANN: Zur Geologie des Siegerlandes und des Sauerlandes. Dieses Jahrb. für 1904, XXV, S. 571.

800 m unterdrückt, tritt dann südwestlich und dicht südöstlich Wasserfuhr im Hangenden der Konglomerate der Rimmertschichten auf den Flügeln eines gestörten Spezialsattels wieder zutage und zieht von hier mit nordöstlichem bis nordnordöstlichem Streichen und nordwestlichem Fallen über den Nordwestflügel des Ebbesattels bis Kreuzberg. Dort schneidet die ganze Schichtenfolge an einer sehr bedeutenden, OSO. gerichteten, von Obernien über Ritterlöh nach Ober-Engsfeld verlaufenden Querstörung ab; jenseits von ihr unterdrückt die schon erwähnte, große, streichende Störung auf dem Nordflügel des Ebbesattels[1]) ganze Schichtenreihen und legt zunächst die Rotschieferzone der bunten Ebbeschichten, dann Verseschichten gegen Hobräcker und Mühlenbergschichten. Erst zwischen Romberg, dem Volmetal bei Bollwerk und dem Homert bei Lüdenscheid treten das Quarzkeratophyrlager und die es begleitende Schichtenfolge in unvollständiger Entwicklung wieder auf. Östlich vom Homert verschwinden sie an der Störung aufs neue und sind zwischen hier und der Umgebung des hohen Molmert bei Plettenberg bisher nur noch unfern Am Berge nördlich von Berghagener Kopf bei Herscheid gefunden worden.

Das Verhalten des Quarzkeratophyrs am Westflügel des Ebbesattels zwischen Klaswipper und Kreuzberg bietet ein bemerkenswertes Gegenstück zu dem Verhalten der Schichtenfolge auf dem Ostflügel des Remscheid-Altenaer Sattels zwischen Altena und dem Balver Wald; hier wie dort geht das ostnordöstlich gerichtete Hauptstreichen des Sattelkerns bezw. der seitlichen Sattelflügel in ein umlaufendes Streichen und das nordwestliche bezw. südöstliche Einfallen in der Nähe der Hauptsattelachse in ein westliches bezw. östliches über. Dem normalen Untertauchen des Remscheid-Altenaer Sattels nach Osten, zwischen Altena, Iserlohn und dem

[1]) Monatsber. der Deutsch. Geol. Ges. 1911, 2, S. 119 u. 1912, 7, S. 392 u. 395.

Balver Wald, entspricht also ein normales westliches Untertauchen des Ebbesattels zwischen Wipperfürth, Klaswipper und Kreuzberg.

Zwischen den bunten Ebbeschichten und den Remscheider Schichten schied ich seinerzeit im westlichen Gebiete des Ebbesattels einen Zwischenhorizont als **Wiebelsaatschichten** aus und nahm den Quarzkeratophyr nebst den ihn begleitenden Tuffen als Einlagerung an. Mit Rücksicht auf die weite Verbreitung und das gleichmäßige Verhalten dieses eruptiven Lagergesteins könnte es sich jedoch empfehlen, dasselbe als Leitniveau zu benutzen und auf die Grenze zwischen den Rimmertschichten und der nächstjüngeren Stufe zu stellen.

Die Wiebelsaatschichten stehen, wie schon an anderer Stelle betont wurde, den Remscheider Schichten nahe und scheinen am Südabfall des Ebbegebirges allmählich nach Osten auszukeilen bezw. sich facies zu ändern; sie sind nur als örtlich entwickelte Unterstufe der Oberkoblenzschichten zu betrachten. Auch im unteren Aggergebiet konnte sie ZELENY nicht als besonderen Horizont erkennen[1]); er hat jedoch das Vorhandensein des Quarzkeratophyrlagers und der zugehörigen Tuffe im unmittelbaren Liegenden der Remscheider Schichten auch dort nachgewiesen.

4. Die Remscheider Schichten.

Die im Hangenden folgenden Remscheider Schichten des Ebbesattels stimmen paläontologisch vollkommen mit den gleichen Bildungen der Gegend von Remscheid und Olpe überein. Eine petrographische Besonderheit ist im Ebbesattel das Auftreten dünner Bankfolgen von Rotschiefern, die stellenweise Fauna enthalten, und der ersten Porphyroidtuffe; sie sind bei der Spezialkartierung zum Zwecke der Darstellung von Querverwerfungen wegen ihrer Verfolgbarkeit über große Strecken recht gut geeignet.

[1]) V. ZELENY: Das Unterdevon im Bensberger Erzdistrikt und seine Beziehungen zu den Bleizinkerzgängen. Archiv für Lagerstätten-Forschung, Heft 7, 1912, S. 13.

5. Die Cultrijugatuszone.

Die Cultrijugatuszone liegt unmittelbar über den Remscheider Schichten und ist mit ihnen durch einen so allmählichen Übergang verbunden, daß sich kaum eine scharfe Grenze zwischen beiden ziehen läßt. Für die Altersbestimmung ist in erster Linie das Auftreten des *Spirifer cultrijugatus* von Bedeutung. Vom Südflügel der Attendorner Mulde aus der Gegend von Kirchhundem und Olpe schon seit langem bekannt[1]), ist er auf dem nördlichen Gegenflügel bezw. dem Südflügel des Ebbesattels erst in neuerer Zeit im Anschluß an die Spezialaufnahmen der Preußischen Geologischen Landesanstalt gefunden worden[2]). Ein Vorkommen liegt am Beginne des Bahneinschnitts vor dem Nordeingang des Meinerzhagener Tunnels, ein zweites südöstlich Meinerzhagen auf der Höhe westnordwestlich von der Aggerquelle; ein drittes und viertes ist mir jüngst an der Eisenbahnneubaustrecke bei Scherl und bei Blomberg auf dem Blatte Herscheid bekannt geworden; ein fünfter Fund bei Kierspe war infolge schlechter Erhaltung zweifelhaft. Henke erwähnt die Art neuerdings noch vom Südflügel des Ebbesattels aus dem Lennetal[3]). Neben *Spirifer cultrijugatus* kann als wichtiges Leitfossil ein bereits früher von mir erwähnter, neuer *Spirifer* aus der Verwandtschaft des *Bischofi* bezw. *daleidensis* dienen, der überaus verbreitet und stellenweise sehr häufig ist; er wird von Spriestersbach als *Spirifer parcefurcatus* n. sp. beschrieben[4]). Sehr bezeichnend ist auch das

[1]) F. Frech: Über das rheinische Unterdevon und die Stellung des »Hercyn«. Zeitschr. der Deutsch. Geol. Ges. 41, 1889, S. 221; vergl. auch

R. Hundt: Die Gliederung des Mitteldevons am Nordwestrande der Attendorn-Elsper Doppelmulde. Verhandl. des naturhist. Ver. der Preuß. Rheinlande und Westfalens 1897, S. 213.

[2]) A. Fuchs: Zur Lenneschieferfrage. Monatsber. der Deutsch. Geol. Ges. 1911, 2, S. 116 und Über einige Prioritätsfragen in der Stratigraphie des Lenneschiefers. Monatsber. der Deutsch. Geol. Ges. 1912, Nr. 7, S. 396.

[3]) W. Henke: Über die Gliederung des Devons des östlichen Sauerlandes. Monatsber. der Deutsch. Geol. Ges. 1913, Nr. 11, S. 605.

[4]) J. Spriestersbach: Neue oder weniger bekannte Versteinerungen aus dem rheinischen Devon, besonders aus dem Lenneschiefer. Abhandl. der Preuß. Geol. Landesanstalt, Neue Folge, Heft 80, 1915, S. 16.

massenhafte Erscheinen einer großen Fenestellidenart aus der Sippe der *Fenestella infundibiliformis* GF., der man recht oft in Gesellschaft mit dem vorgenannten *Spirifer* begegnet. Zu diesen Formen kommt noch ein Heer von Korallen, Brachiopoden und Lamellibranchiern, das ein lohnendes Material für eine spätere paläontologische Spezialbearbeitung zu liefern verspricht.

Petrographisch unterscheidet sich die Zone von den Remscheider Schichten durch die mildere Beschaffenheit der Tonschiefer, die vielfach, namentlich im westlichen Teile des Ebbesattels, zu ebener Spaltbarkeit und feinblätterigem Zerfall neigen, ferner durch das häufige Auftreten mergeliger und mergelig-kalkiger Bänke. Weiter nach Osten hin stellen sich dickschiefrige Lagen häufiger ein; sie besitzen ebenfalls einen bemerkenswerten Kalkgehalt und verwittern deshalb bräunlich. Ihnen gesellen sich östlich Blomberg zum erstenmal sehr feinkörnige, dünnplattige Grauwackensandsteine vom mittelrheinischen Typus in ganz untergeordneten Zwischenlagen bei. Von besonderem Belang ist endlich noch die Einlagerung ansehnlicher Bankfolgen von hell- bis dunkelgrauen, unreinen Kalken in der Gegend von Kierspe, Meinerzhagen und Blomberg; ihnen wird im folgenden eine besondere, kurze Besprechung gewidmet. Die petrographische Entwicklung hält also ungefähr die Mitte zwischen der mergelig-kalkigen bis kalkig-sandigen Ausbildung der Cultrijugatuszone in der Eifel und der schiefrig-sandigen bis rein schiefrigen am Mittelrhein und im Lahn- und Dillgebiet.

Obwohl sich die Cultrijugatuszone im sauerländischen Faciesgebiet als Ganzes petrographisch und paläontologisch so bestimmt von den Remscheider Schichten abhebt, daß eine Verwechselung beider kaum möglich ist, so bleibt es doch, wie oben schon betont wurde, im Felde eine schwierige Aufgabe, eine halbwegs brauchbare Grenze zwischen ihnen zu ziehen; immer findet ein ganz allmählicher Übergang der älteren in die jüngere Stufe in der Weise statt, daß sich mildere, dunkle, sehr

feinschuppig brechende, vielfach kalkhaltige und an Crinoidenresten reiche Schiefer zwischen die viel rauheren, blaugrauen Bänke vom Remscheider Typus einschieben. Die letzteren führen noch bis oben hin Remscheider Fauna, besonders häufig *Carydium callidens*, und diese Tatsache hat mich veranlaßt, die Grenze über ihnen zu ziehen, während man sonst versucht sein könnte, sie mit dem Auftreten der ersten milden Schiefer zusammenzulegen.

Es muß hier besonders hervorgehoben werden, daß dieser ganz allmähliche Übergang zwischen der Cultrijugatuszone und ihrem Liegenden, den Remscheider Schichten, eine Eigentümlichkeit des sauerländischen Faciesgebietes ist, die in ziemlich auffallendem Gegensatze zu dem Verhalten der Cultrijugatuszone in der südlichen und mittleren Eifel steht. Dort, wo sie weit überwiegend mergelig-kalkig entwickelt ist und auf große Strecken von dem lange bekannten Roteisensteinflöz begleitet wird, liegt der schärfere petrographische Trennungsschnitt unter ihr, und wohl diese Wahrnehmung hat E. Kayser wesentlich mitbestimmt, sie von den Oberkoblenzschichten zu trennen und an die Basis des Unteren Mitteldevons zu stellen. Aber schon in der nördlichen Eifel, beispielsweise auf dem nordöstlichen Flügel der Sötenicher Mulde, ist der Wechsel zwischen der dort kalkig-sandig bis kalkig-mergelig ausgebildeten Cultrijugatuszone und dem liegenden kalkfreien, schiefrig-sandigen, jüngeren Unterdevon kein so unbedingt schroffer und unvermittelter mehr, wie ich schon früher nachgewiesen habe[1]); im Gegenteil: wenn man das allmähliche, wenn auch ziemlich rasche Einschieben sandig-kalkiger Bänke an der Basis der genannten Zone auf dem nordöstlichen Flügel der Sötenicher Mulde mit dem ähnlichen Verhalten in der Gegend von Meinerzhagen vergleicht, so fällt eine gewisse Übereinstimmung in die Augen und es leuchtet durchaus nicht ohne weiteres ein, weshalb lediglich eine örtlich beschränkte, der südlichen und mittleren Eifel eigentümliche Faciesentwicklung rein petrogra-

[1]) Erläuterungen zu den Blättern Rheinbach und Euskirchen. 1910.

phischer Natur ausschlaggebend sein soll für eine Stellung der Cultrijugatuszone ins Untere Mitteldevon. So einfach es beispielsweise in dem letztgenannten Gebiete sein mag, eine bestimmte und scharfe Trennungslinie unter ihr zu ziehen, so schwer durchführbar erscheint dieses Verfahren bereits im sauerländischen Faciesgebiete und es versagt völlig in den schiefrig-sandigen Bildungen des mittelrheinischen Ablagerungsbezirkes von der Gegend von Olkenbach und Koblenz bis hinauf in das mittlere Lahn- und Dillgebiet. Und doch kann es keinem Zweifel unterliegen, daß auch hier an der Basis der Wissenbacher Schiefer irgendwo die Äquivalente der Eifler Cultrijugatuszone vorhanden sein müssen, allerdings in schiefrig-sandiger Entwicklung, nur daß sie bisher infolge ihrer andersartigen petrographischen Ausbildung meist unbedenklich bei den Oberkoblenzschichten untergebracht wurden. Die Kritik muß sich also dagegen wenden, daß Ablagerungen ziemlich gleichen Alters lediglich auf Grund petrographischer Verschiedenheiten das eine Mal dem Unterdevon, das andere Mal dem Mitteldevon zugerechnet werden, und die Frage rückt in den Vordergrund, ob eine Äquivalenz der Cultrijugatus führenden schiefrig-sandig-mergeligen Ablagerungen des mittelrheinischen und des sauerländischen Faciesgebietes mit der vorwiegend kalkig-mergelig ausgebildeten Cultrijugatuszone der Eifel im Bereiche der Wahrscheinlichkeit liegt. Eingehende Spezialuntersuchungen, an denen sich nach dem Vorgange des Verfassers neuerdings QUIRING[1]), W. E. SCHMIDT[2]) und HENKE[3]) beteiligten, haben nun zu dem übereinstimmenden Ergebnis geführt, daß die Cultrijugatusschichten der nördlichen Eifel, insbesondere der Söte-

[1]) H. QUIRING: Zur Stratigraphie und Tektonik der Nordosthälfte der Sötenicher Mulde. Dieses Jahrb. für 1913, XXXIV, II, S. 88 usw.

[2]) W. E. SCHMIDT: Cultrijugatuszone und unteres Mitteldevon südlich der Attendorn-Elsper Doppelmulde. Dieses Jahrb. für 1912, XXXIII, II, S. 277 usw.

[3]) W. HENKE: a. a. O. S 605. Ferner: Exkursionsführer durch die Attendorn-Elsper Doppelmulde. Berichte über die Versammlungen des niederrhein. geol. Vereins. Sitzungsber. des naturhist. Ver. der Preuß. Rheinlande und Westfalens, 1912, I, S. 5.

nicher Mulde, und des Sauerlandes trotz erheblicher petrographischer Verschiedenheiten eine paläontologisch-stratigraphische Zweiteilung erkennen lassen, die dadurch von besonderer Bedeutung ist, daß jeweils die liegende Schichtenfolge eine weitgehende paläontologische Übereinstimmung mit den schiefrig-sandigen, Cultrijugatus führenden Ablagerungen an der oberen Grenze der mittelrheinischen Oberkoblenzschichten, also einen unterdevonischen Charakter besitzt, während die hangende Gesteinsreihe eine Fauna von überwiegend mitteldevonischem Gepräge enthält. Nun haben neuere Untersuchungen von Follmann [1]), Ahlburg [2]) und dem Verfasser [3]) den weiteren Nachweis erbracht, daß die Hauptverbreitung des *Spirifer cultrijugatus* im mittelrheinischen Faciesgebiete im unteren Teile einer Kieselgallenschieferzone liegt, die nach oben ganz allmählich in die typischen Wissenbacher Schiefer überleitet; da diese allgemein als schiefrige Vertreter des unteren Mitteldevons angesehen werden, so ist damit auch die Stellung der Cultrijugatus führenden schiefrig-sandigen Ablagerungen der Gegend von Olkenbach, Koblenz und des Lahn- und Dillgebietes in der Nähe der Grenze zwischen Unter- und Mitteldevon gegeben. Also unterliegt es keinem Zweifel mehr, daß im größten Teile des rheinischen Schiefergebirges zwischen den gewaltigen Schichtenreihen des Unter- und des Mitteldevons ein verhältnismäßig sehr schmales Band einer im ganzen wohlumgrenzten und durch das massenhafte Auftreten des *Spirifer cultrijugatus* und seiner Mutationen ausgezeichneten Zone liegt, die wie kaum eine zweite als Orientierungsniveau durch die verschiedenen Faciesgebiete leitet. Sie als selbständige Stufe auch bei der Darstellung auf den geologischen Spezialkarten herauszuheben und, wenn nötig und angängig, örtlich noch

[1]) O. Follmann: Über die unterdevonischen Schichten bei Coblenz. Programm des Kgl. Gymnasiums zu Coblenz, 1891.

[2]) J. Ahlburg: Die stratigraphischen Verhältnisse des Devons in der östlichen Lahnmulde. Dieses Jahrb. für 1910, XXXI, I, S. 453–455.

[3]) A. Fuchs: Die Gliederung und Tektonik der Oberkoblenzschichten im Quellensattel und im Ganggebiet von Bad Ems. Archiv für Lagerstättenforschung, Heft 9, 1915.

weiter zu gliedern, erscheint um so mehr geboten, als sich nur auf diesem Wege mit der Zeit ein klares und einwandfreies Bild von den Grenzverhältnissen zwischen Unter- und Mitteldevon wird erzielen lassen.

Die Lagerung der Cultrijugatuszone bei Meinerzhagen ist durchaus klar; sie folgt als Hangendes der Remscheider Schichten diesen in ihrer Verbreitung, macht also am Westrande des Ebbegebirges auch die große, schöne Schichtenumbiegung nach NNW. mit, allerdings nicht mehr so lückenlos wie das Liegende. Insbesondere zwischen dem Volmetal unterhalb Meinerzhagen und dem Quellgebiet der Lingese bei Höhlen wird sie durch einen ostwestlich verlaufenden Horst von Remscheider Schichten unterbrochen; dann schneidet sie an der großen Querverwerfung des oberen Kerspetals nach Westen gegen einen bedeutenden, nordnordwestlich-südsüdöstlich ausgedehnten Horst älterer Gesteine, der Remscheider und bunten Ebbeschichten, den ich bereits früher als Horst von Wilbringhausen bezeichnet habe, ab; ihr normales Hangendes ist also nur noch westsüdwestlich und südlich Meinerzhagen vorhanden. Betrachtet man die erwähnten tektonischen Erscheinungen am Westabfall des Ebbegebirges, also die große Schichtenumbiegung bei Meinerzhagen, im Zusammenhang mit der Horstbildung zwischen dem Kerspetal und dem Quellgebiet der Wupper (Wipper) bei Wilbringhausen, so drängt sich die Vermutung auf, daß beide Vorgänge ein Ausdruck ein und derselben gebirgsbildenden Ursache sind; man wird ihre Entstehung also wohl in die Zeit der Auffaltung des Gebirges verlegen müssen.

Der Meinerzhagener Korallenkalk.

Bei Kierspe, Meinerzhagen und Blomberg ist, wie oben bereits hervorgehoben wurde, ein hell- bis dunkelgrauer Korallenkalk verbreitet, den schon VON DECHEN[1]) teilweise zur Darstellung brachte und den ich selbst vor kurzem als Einlagerung in die Cultrijugatuszone stellte[2]); wahrscheinlich ent-

[1]) v. DECHEN: Geol. Karte der Rheinprovinz u. Westfalens, Blatt Lüdenscheid

[2]) Monatsber. der Deutsch. Geol. Ges. 1911, 2, S. 116.

spricht er dem Spongophyllenkalke im Sinne von HUNDT [1]). In der Regel ist er ziemlich unrein und tritt als mehr oder minder mächtige, jedoch nirgends sehr bedeutende Einlagerung in den Schiefern auf. *Spirifer cultrijugatus* ist, von einer zweifelhaften Ventralschale abgesehen, in ihm noch nicht gefunden, wohl aber *Spirifer parcefurcatus* und *Pterinaea subtilicosta* SPRIEST. Sonst gibt ihm das Vorkommen massenhaft angehäufter, stockbildender und zahlreicher Einzelkorallen, die im rheinischen Unterdevon fehlen, ein entschieden mitteldevonisches Gepräge. Ihn zum Grenzhorizont, etwa gegen die Hobräcker Schichten, zu wählen, wäre man leicht versucht und wohl auch berechtigt, wenn es möglich wäre, ihn als durchgehenden Zug überall zu verfolgen; leider ist das im westlichen Teil des Ebbegebirges nicht der Fall, und auch W. E. SCHMIDT und HENKE sind weiter ostwärts zu ähnlichen Ergebnissen gekommen. Gleichwohl möchte ich auf seine vielfach überraschende Ähnlichkeit mit den untersten Mitteldevonbildungen der Sötenicher Mulde hinweisen und es weiteren paläontologischen Untersuchungen überlassen, ob sich zwischen beiden etwa nähere Beziehungen ergeben. Obwohl bei Meinerzhagen und Kierspe die Schiefer in seinem unmittelbaren Hangenden und Liegenden petrographisch kaum zu trennen sind, so ist es doch auffällig, daß *Spirifer cultrijugatus* selbst bisher nur im Liegenden der Kalke gefunden wurde. Vielleicht ist die Hoffnung berechtigt, daß spätere eingehende paläontologische Untersuchungen die erwünschte Klärung bringen werden.

Die Gliederung und Verbreitung der mitteldevonischen Schichtenfolge.

1. Die rauhen Crinoidenschiefer und ihre Beziehungen zu den Hobräcker Schichten.

Im westlichen Teile des Ebbegebirges bis in die Gegend von Klaswipper östlich Wipperfürth konnte ich zwischen der

[1]) a. a. O. Übersichtskarte 1 : 80000.

eigentlichen Cultrijugatuszone und den von mir früher als Meinerzhagener Sandstein bezeichneten Äquivalenten der Mühlenbergschichten einen Horizont rauher Crinoidenschiefer ausscheiden, der nach meinen bisherigen Erfahrungen dort den *Spirifer cultrijugatus* nicht mehr enthält, also der Cultrijugatuszone im engeren Sinne auch nicht mehr zuzurechnen ist. Vereinzelte Bänke feinkörniger, dünnplattiger Grauwackensandsteine können hin und wieder als Einlagerungen vorkommen, spielen aber stets eine ganz untergeordnete Rolle. Die Crinoidenschiefer selbst besitzen vielfach eine außerordentlich dickbankige Schichtung, im frischen Zustande einen erheblichen Kalkgehalt und bei weitem nicht die feinschiefrige Struktur der sie unterlagernden Gesteinsfolge. Ihre Fauna ist eine zweifellos mitteldevonische und neben massenhaften Crinoidenresten, allermeist Stielgliedern, besonders durch das erste Auftreten zahlreicher Productellen ausgezeichnet. Südlich und südwestlich Wipperfürth tritt die Zone in enge Berührung mit typischen roten Hohenhöfer Schichten, die sie überlagert. Sie entspricht also der Hobräcker Stufe Denckmanns und wird von mir deshalb wie diese als selbständiges Schichtenglied dargestellt. Hieraus ergibt sich eine bemerkenswerte Übereinstimmung mit der Auffassung von W. E. Schmidt, der im südlichen Sauerlande in der Gegend von Olpe über der Cultrijugatuszone im engeren Sinne einen bereits mitteldevonischen, jedoch noch Cultrijugatus führenden Horizont, die Orthocerinusschichten, ausscheiden konnte[1]).

Es erübrigt noch, darauf hinzuweisen, daß die Bezeichnung »rauhe Crinoidenschiefer« als lediglich petrographische zur Stufenbenennung nicht recht geeignet ist. Es dürfte sich deshalb empfehlen, den Denckmannschen Stufennamen beizubehalten und die geringe facielle Änderung östlich Wipperfürth, wenn nötig, durch eine kurze petrographische Zusatzerklärung auszudrücken.

[1]) a. a. O. S. 273, 284.

Das Liegende der rauhen Crinoidenschiefer vom Alter der Hobräcker Schichten ist nun in der Gegend von Meinerzhagen die eigentliche Cultrijugatuszone mit *Spirifer cultrijugatus* und *Sp. parcefurcatus* SPRIEST. Da bei Wipperfürth an deren Stelle die roten Hohenhöfer Schichten treten, so sehe ich die von mir früher schon ausgesprochene Ansicht[1]) von einer Gleichaltrigkeit der Hohenhöfer Schichten mit der Cultrijugatuszone als erwiesen an.

2. Die Mühlenbergschichten.

Über den rauhen Crinoidenschiefern und allmählich in sie übergehend folgt am Nord- und Südrand des Ebbesattels überall eine mächtige Zone sehr geschlossener, fester, feinkörniger, dünn- bis dickbankiger, vielfach carbonatischer Grauwackensandsteine, die nur untergeordnete Zwischenlagen rauher Schiefer enthalten und wie die Mühlenbergschichten des nördlichen Sauerlandes durch das erstmalige, bankbildende Auftreten der Brachiopodengattung *Newberria (amygdala* GF. und verwandte Formen) ausgezeichnet sind. Ihnen muß zweifellos eine Gesteinsreihe zugerechnet werden, die ich seinerzeit vorläufig Meinerzhagener Sandstein nannte und die neben anderen Fossilien eine reiche und bemerkenswerte Lamellibranchierfauna führt[2]); vortreffliche Fundstellen liegen auf dem südöstlichen Sattelflügel am Bahnhof Gogarten, an der Sperrmauer der Lingesetalsperre und bei Schemmen südwestlich Müllenbach; auf dem nordwestlichen Sattelflügel am Hohen Molmert bei Plettenberg. Bei der Zersetzung nehmen die carbonatischen Sandsteine eine eigentümliche, dichte, braune Punktierung bezw. Sprenkelung an, die offenbar auf einer Verteilung des Eisengehaltes in feinsten Körnchen beruht. In der Gegend von Wipperfürth geht die Zone ohne Veränderung in die gewöhnlichen Mühlenbergschichten über. Die Ausscheidung dieser als selbständiges,

[1]) A. Fuchs: Zur Stratigraphie der Lenneschiefer usw. Dieses Jahrb. für 1912, XXXIII, I, S. 476.

[2]) J. Spriestersbach: Abhandl. der Preuß. Geol. Landesanstalt, Neue Folge, Heft 80, 1915.

mitteldevonisches Schichtenglied ist nach HENKE[1]) auch in der Attendorner und Endorfer Gegend durchführbar.

Als stratigraphisches Kuriosum, das ohne Bedenken den WINTERFELDschen Studien zur Seite gestellt werden kann, sei in diesem Zusammenhange nur noch ein Versuch H. DÖRINGS[2]) erwähnt, die Mühlenbergschichten etwa mit den Oberkoblenzschichten zu parallelisieren. Es lohnt sich nicht der Mühe, über Altersfragen mit einem Autor zu rechten, welchem die durchgreifenden Unterschiede zwischen der rheinischen Oberkoblenzfauna und derjenigen des unteren Mitteldevons so fremd sind, daß er es fertig bringt, das erstmalige, dazu häufig noch bankbildende Auftreten zahlreicher Productella- und Newberriaarten — und ein solches gehört zu den wesentlichen paläontologischen Merkmalen der Mühlenbergschichten — in die jüngere Unterdevonfauna einzureihen.

3. Die Selscheider Schiefer.

Am Nord- und Südrande des Ebbegebirges schied ich seinerzeit zwischen den Mühlenbergschichten und einem jüngeren mächtigen Sandsteinniveau, dem Sirriner Sandstein bezw. den oberen Newberriaschichten, einen Horizont zumeist milder, vielfach dünnspaltender Schiefer aus[3]), welcher durch das oft massenhafte Auftreten von *Calceola sandalina* neben zahlreichen Brachiopoden sehr bemerkenswert erscheint. Gehört doch diese anderwärts so häufige Koralle im Unteren Mitteldevon des nördlichen Sauerlandes zu den allergrößten Seltenheiten. Für die Selbständigkeit der Zone fällt auch ins Gewicht, daß sich die Selscheider Schiefer überall sehr leicht wiedererkennen und im Streichen weit verfolgen lassen. Auf dem Nordflügel des Ebbesattels ziehen sie vom Lennetal unterhalb Ohle über Selscheid, Rärin, Germelin, Schönebecke, Verse und die Schlucht nordwest-

[1]) a. a. O. S. 605.

[2]) A. DÖRING: Der »ältere Lenneschiefer« in der Gegend von Gummersbach. Inaug.-Diss., Bonn 1914.

[3]) Dieses Jahrb. für 1912, XXXIII, 1, S. 476.

lich Silberg bis über Klinkenberg, wo sie stärker durch Querverwerfungen gestört sind. Auch in der Umgebung des Homert bei Lüdenscheid und weiter westlich bis in das Volmetal bei Bollwerk glaube ich sie noch zu erkennen. Auf dem Südflügel des Ebbesattels treten sie erst in der Gegend von Breun, Gimborn, Kotthausen und Obernhagen südlich Müllenbach im Hangenden der Mühlenbergschichten wieder auf und lassen sich von hier über Dahl und den Unnenberg nach NO. weiter verfolgen. Ihr Fehlen in dem nordwestlichen und westlichen Gebiete des Ebbesattels ist auf den hier einsetzenden Übergang der nordsauerländischen in die Attendorner Lokalfacies zurückzuführen, wenn auch die große streichende Störung auf dem Nordflügel des Ebbesattels westlich Bollwerk bisher keinen sicheren Einblick in die Einzelheiten der Wandlung gestattet.

Vergleicht man die Selscheider Schiefer mit den schiefrigen Ablagerungen der Honseler Schichten, so ergibt sich eine auffallende petrographische Ähnlichkeit mit den feinschuppig bis ebenspaltig brechenden Schiefern der Oberhonseler Schichten. Sicher ist es aber, daß diese dem Oberen Mitteldevon bereits angehörige Stufe viel höher im Profil liegt und von den Selscheider Schiefern mindestens durch die Grauwackensandsteine führenden Unterhonseler Schichten getrennt sein muß. Die schiefrigen Zwischenlagen der letzteren sind nun stets viel rauher, grobsandiger, von stückigem Bruch und, wenn überhaupt, so dickschiefrig. Demnach kann die stratigraphische Selbständigkeit des Horizontes als erwiesen gelten. Von besonderem Interesse ist es, daß auch Henke in der Gegend von Attendorn, Endorf und Meschede einen Tonschiefer mit reicher Fauna in demselben Niveau nachgewiesen hat; er nennt ihn Brachiopodenschiefer und drückt hiermit die andere Seite der paläontologischen Entwicklung aus.

Dem Selscheider Schiefer sind an vielen Orten des von mir näher untersuchten Gebietes mehr oder minder mächtige Einlagerungen eines mehr oder weniger reinen, in Bänken geschichteten oder zu Linsen und Knoten aufgelösten Kalkes beigesellt. Ganz vereinzelte Sandsteinbänkchen kommen auch in den ty-

pischen Profilen vor, ebenso läßt sich ein durch allmählichen Übergang in die liegenden und hangenden sandigen Stufen bedingter Wechsel von Schiefern mit vereinzelten Sandsteinbänkchen in der Nähe der Ober- und Unterkante dieser Zone hervorheben.

Wie oben die Kalke der Cultrijugatuszone bei Meinerzhagen, so drängt die Stellung und Ausbildung der Selscheider Schiefer in noch höherem Grade zum Vergleich mit einer Zone der Sötenicher Mulde: den Brachiopodenkalken der Eifelschichten. Wie ich schon früher nachwies, liegen unter den Brachiopodenkalken von Kirspenich und über den noch Cultrijugatus führenden Knollenkalken vielfach sandige Bildungen[1]), die nach unseren heutigen Erfahrungen ganz gut in teilweise Beziehungen zu den Mühlenbergschichten gesetzt werden könnten. Die Selscheider Schiefer bezw. die Brachiopodenschiefer des Sauerlandes würden dann mindestens in die engste stratigraphische Nähe des Brachiopodenkalkes der Sötenicher Mulde rücken.

4. Der Sirriner Sandstein.

(Obere Newberriaschichten.)

Im Hangenden der Selscheider Schiefer tritt in deren oben umgrenztem Verbreitungsgebiet eine Schichtenfolge auf, die sich durch eine recht bedeutende Entwicklung von Grauwackensandsteinen auszeichnet; bemerkenswert ist das fast völlige Verschwinden carbonatischer Sandsteine in der oben erwähnten Ausbildung; rauhe, schiefrige Zwischenlagen fehlen zwar nicht, spielen im Westen und Norden jedoch noch eine untergeordnete, erst weiter nach SO. eine zunehmende Rolle. Die Zone führt, wie die Mühlenbergschichten, *Newberria* in Bänken, liegt im Profil jedoch unzweifelhaft höher. Überlagert wird sie von einer schiefrig-sandigen Schichtenfolge, die bisher im

[1]) Erläuterungen zu den Blättern Rheinbach und Euskirchen, 1910. — Unter der Bezeichnung »Knollenkalke« möchte ich hier nicht etwa Knotenkalke (Kramenzelkalke) verstanden wissen, sondern in Bänken abgelagerte Kalke, die zu knolligem Zerfall neigen.

Gebiete des Versetales näher untersucht und dort zu den Unterhonseler Schichten gezogen wurde.

5. Die stratigraphischen Beziehungen der Selscheider Schiefer und des Sirriner Sandsteins zu den Brandenbergschichten.

Die besondere petrographische und paläontologische Entwicklung der Selscheider Schiefer und des Sirriner Sandsteins ist durch einen bedeutenden Facieswechsel zu erklären, der sich zum erstenmal auf dem Nordflügel des Ebbesattels, und zwar in seinem östlichen Teile, vollzieht, nach Westen aber nicht allzuweit über das Volmetal hinausgreift, jedenfalls die Gegend von Wipperfürth nicht mehr erreicht; erst in der Umgebung von Breun und Gimborn macht er sich wieder geltend und folgt von hier aus dem Südflügel des Ebbesattels nach Osten. Da er über den Mühlenbergschichten beginnt und an der Unterkante der Unterhonseler Schichten endet, so müssen Selscheider Schiefer und Sirriner Sandstein eine zwischen diesen beiden Stufen liegende Stellung einnehmen, also den Brandenbergschichten entsprechen, von denen sie sich durch das gänzliche Fehlen der in diesen so reich entwickelten roten und grünen Schiefer und grünlichgrauen, grobkörnigen Grauwackensandsteine und durch eine völlig andersgeartete Fauna unterscheiden. Der Facieswechsel ist demnach nicht weniger schroff als der zwischen den Hohenhöfer Schichten und der Cultrijugatuszone bestehende, und es ist gewiß von Belang, daß er örtlich mit diesem ungefähr zusammenfällt, also gemeinsam mit ihm eine Annäherung an die Faciesentwicklung der Eifel herbeiführt.

Lokalfaciesbildung innerhalb des sauerländischen Faciesgebietes.

Bereits im Jahre 1907 habe ich den zwischen Rhein, Ruhr und Siegerland gelegenen Teil des rheinischen Palaeozoicums mit Rücksicht auf seine eigenartige Ausbildung, die

von derjenigen anderer Gegenden erheblich abweicht, als sauerländisches Faciesgebiet bezeichnet[1]), und ich glaube, daß die großen Fortschritte, die seit jener Zeit in der Kenntnis dieses Bezirkes gemacht worden sind, meine Auffassung in jeder nur wünschenswerten Weise bestätigt haben. Hierbei ist es von besonderem Belang, daß die selbständige Entwicklung bereits bei den ältesten Ablagerungen, die wir im Sauerlande kennen, den Verseschichten, einsetzt, und, wenn auch nicht überall mit der gleichen Schärfe, bis weit ins Carbon hinein anhält; am schroffsten sind die Gegensätze zu den anderen Faciesgebieten im Unter- und Mitteldevon, im Oberdevon erscheinen sie etwas gemildert, nehmen aber im Untercarbon wieder an Bedeutung zu.

Die großen Faciesverschiedenheiten sind die Ursache, daß es so lange gedauert hat, bis einzelne der sauerländischen Horizonte mit solchen anderer Gebiete verglichen bezw. mehr oder minder genau parallelisiert werden konnten. Im Unterdevon dürfte die Rotschieferzone der bunten Ebbeschichten im wesentlichen den roten Schichten von Burnot im Liegenden des Schneiffelquarzits und dieser letztere selbst, wie oben bemerkt, etwa den Rimmertschichten entsprechen. Die Bedeutung der Cultrijugatuszone sauerländischer Facies ist bereits gewürdigt worden. An sie knüpft sich insofern ein besonderes Interesse, als sie noch innerhalb des sauerländischen Faciesgebietes eine durchgreifende Veränderung erleidet; sie wird, wie wir sahen, im nördlichen Sauerlande und im bergischen Lande durch die Hohenhöfer Schichten ersetzt. Da sie nun, auch in der etwas abweichenden Ausbildung, durch die sie sich von der gleichnamigen Zone des mittelrheinischen und des Eifler Faciesbezirkes unterscheidet, diesen faciell doch bedeutend näher steht als etwa den Hohenhöfer Schichten, so folgt hieraus, daß mit ihrem Auftreten eine Annäherung an die

[1]) A. Fuchs: Die Stratigraphie des Hunsrückschiefers und der Unterkoblenzschichten am Mittelrhein usw. Zeitschr. der Deutsch. Geol. Ges. 1907, S. 119.

beiden letztgenannten Faciesgebiete zusammenfällt; die Änderung vollzieht sich vom West- und Südabfall des Ebbegebirges in östlicher und südöstlicher Richtung nach der Gegend von Attendorn hin. Im besten Einklang hiermit steht die weitere, schon früher hervorgehobene Tatsache [1]), daß sich auch die Fauna der Remscheider Schichten in der gleichen Richtung durch Aufnahme mittelrheinischer Typen sehr allmählich wandelt; ferner der von Henke und W. E. Schmidt neuerdings erbrachte Nachweis, daß der untere Teil der mitteldevonischen Lenneschiefer vom Attendorner Gebiet nach Osten zu allmählich durch die Wissenbacher Schiefer verdrängt wird [2]). Wir sahen weiter, daß mit den Selscheider Schiefern eine Annäherung an die Entwicklung des unteren Mitteldevons der nördlichen Eifel stattfindet; die gleiche Beobachtung hat Zeleny im unteren Mitteldevon des unteren Aggergebietes gemacht [3]); endlich hat E. Schulz schon vor langer Zeit die Caiquaschicht der Attendorner Mulde mit der gleichnamigen Zone der Eifel parallelisiert [4]). Das Attendorner Gebiet besitzt also eine ganze Anzahl besonderer facieller Eigentümlichkeiten, die ihm eine Mittelstellung zwischen dem mittelrheinischen und dem Eifler Ablagerungsbezirk und damit auch eine Art Sonderstellung innerhalb des gesamten sauerländischen Faciesgebietes verleihen; ich habe diese Erscheinung oben der Kürze halber als Attendorner Lokalfacies bezeichnet und erblicke in ihr eine Bestätigung meiner früheren Auffassung, nach welcher an den Berührungspunkten der großen Faciesgebiete ein allmählicher Übergang der einen in die andere Entwicklung stattfinden kann.

[1]) J. Spriestersbach und A. Fuchs: Die Fauna der Remscheider Schichten, 1909, S. 9.

[2]) W. Henke, a. a. O., S. 605 und W. E. Schmidt, a. a. O., S. 289. Ferner W. Henke: Exkursionsführer durch die Attendorn-Elsper Doppelmulde. Berichte über die Versammlungen des niederrhein. Geol. Ver. Sitzungsberichte des naturhist. Ver. der Preuß. Rheinl. und Westfalens 1912, I, S. 6.

[3]) a. a. O., S. 8.

[4]) Vergl. R. Hundt: a. a. O., S. 220 usw.

Eine sehr erfreuliche Bestätigung dieser Ansicht haben auch die Untersuchungen von PAECKELMANN im Oberdevon und Untercarbon der Gegend von Elberfeld-Barmen und Velbert gebracht[1]; hier vollzieht sich in westlicher und nordwestlicher Richtung ein allmählicher, aber recht bemerkenswerter Übergang in eine Faciesentwicklung, die in ihrer typischen Art aus dem Aachener und dem anschließenden belgischen Ablagerungsgebiet bekannt ist und wahrscheinlich die nördlichste Eifel noch mit umfaßt hat.

Die streichende Hauptverwerfung auf dem NW.-Flügel des Ebbesattels.

Bereits im Jahre 1906 habe ich auf dem nordwestlichen Flügel des Ebbesattels eine bedeutende streichende Verwerfung nachgewiesen[2], an der zwischen dem Mittel- und dem Unterdevon überall große Teile der Schichtenfolge unterdrückt sind; die Störung beginnt südlich Hückeswagen westlich vom Wuppertal und läßt sich nach NO. über die Blätter Wipperfürth, Meinerzhagen, Herscheid und Altena bis auf das Blatt Plettenberg verfolgen.

Innerhalb unseres Kartenbereiches sind an ihr zwischen Elbertshagen südlich Hückeswagen und Schürsiepen teils Hohenhöfer, teils Hobräcker Schichten, dann zwischen Schürsiepen und Obernien Remscheider Schichten gegen Honseler Schichten verworfen; ostnordöstlich Obernien wird sie von einer oben schon erwähnten, ostsüdöstlich gerichteten, über Ritterlöh und Hohl unfern Kreuzberg bis nach Ober-Engsfeld verlaufenden Querverwerfung, der Kreuzberger Hauptquerverwerfung, betroffen und um rund 2,3 km nach OSO. verschoben; weiter ostnordöstlich gewinnt sie dann erheblich an Bedeutung.

[1] W. PAECKELMANN: Das Oberdevon des Bergischen Landes. Abhandl. der Preuß. Geol. Landesanstalt, Neue Folge, Heft 70, 1913, S. 113.

[2] Monatsber. der Deutsch. Geol. Ges. 1912, Nr. 7, S. 392 u. 395.

Zwischen Hohl und dem Ostrande der Übersichtskarte setzen an ihr bunte Ebbeschichten gegen Hobräcker und Mühlenbergschichten ab, im westlichsten Teile des Blattes Meinerzhagen zunächst Verse-, dann wieder bunte Ebbeschichten gegen Hobräcker Schichten. Bereits in diesem Gebiete stellen sich noch andere, ihr parallel verlaufende. streichende Störungen ein; eine solche liegt hier zunächst nordwestlich von ihr, verwirft erst Mühlenbergsandsteine, dann die Hobräcker Stufe gegen Honseler Schichten und zeichnet sich bei Mark südlich Halver durch das Aufsetzen eines ansehnlichen, Schwerspat führenden Ganges aus; sie reicht noch auf den östlichsten Teil der Übersichtskarte hinüber und geht offenbar bis an die Kreuzberger Hauptquerverwerfung, ist hier jedoch mit Rücksicht auf die ungünstigen Aufschlüsse vorerst nur durch eine punktierte Linie dargestellt worden. Westlich vom Volmetal schiebt sich zwischen sie und die streichende Hauptverwerfung in der Umgebung von Romberg und Feld nochmals ein streichendes Verwerfungspaar ein, zwischen dem horstartig bunte Ebbeschichten und ein Rest des Quarzkeratophyrlagers bezw. seiner Tuffe auftreten. Die beiderseits liegenden graublauen Schiefer, die einzelne Rotschieferbänke enthalten, habe ich als Hobräcker Schichten gedeutet, wobei es dahingestellt sei, ob sie nicht noch Reste der Cultrijugatuszone der Attendorner Lokalfacies enthalten. Nun liegt, wie wir sahen, das letzte Vorkommen typischer Hohenhöfer Schichten etwa 9 km weiter westsüdwestlich bei Schürsiepen; es vollzieht sich also zwischen diesem Punkte und Romberg ein verhältnismäßig rascher Facieswechsel, der das Ausklingen der Hohenhöfer Rotschiefer in nordöstlicher Richtung und ihren Ersatz durch die Cultrijugatuszone im Gefolge hat; leider gestatten die bedeutenden streichenden Verwerfungen hier ebensowenig wie auf dem südöstlichen Hauptsattelflügel zwischen Wipperfürth und Klaswipper einen unmittelbaren Einblick in die Art, wie die Wandlung vor sich geht; doch dürfte die Trennungslinie zwischen beiden Entwicklungsformen

etwa gleich östlich Wipperfürth in nordöstlicher Richtung verlaufen.

Über das Einfallen der streichenden Hauptverwerfung läßt sich schwer etwas Abschließendes sagen, da unterirdische Aufschlüsse auf ihr noch nicht bekannt sind. Die einzige Möglichkeit, solche zu erhalten, besteht auf der Grube Kupferberg bei Wipperfürth, nachdem die bergbaulichen Aufschlußarbeiten an der Herscheider Mühle und im Gebiete des Hohen Molmert bei Plettenberg stillgelegt sind. Die Tatsache jedoch, daß der oben erwähnte Gang bei Mark offenbar ein sehr steiles südöstliches Einfallen hat, berechtigt zu der Annahme, daß ein solches auch der streichenden Hauptverwerfung zukommt, da beide die gleiche tektonische Wirkung besitzen, also offenbar in dasselbe System gehören; es würde sich dann um Hauptbestege im Sinne der Emser Bergleute handeln, also um sehr steil, mit 75—85° nach SO. einfallende Verwerfungen, die in oder unmittelbar nordwestlich von den Sattelachsen diesen parallel aufgerissen sind und ein Einsinken des nordwestlich der Störung gelegenen Gebirgsteils in der Weise zur Folge hatten, daß im Horizontalschnitt die älteren Schichten südöstlich, die jüngeren nordwestlich des Hauptbestegs zu liegen kommen, daß das Ältere also das Hangende des Jüngeren bildet. Wahrscheinlich ist ein großer Teil der sogenannten Überschiebungen des rheinischen Schiefergebirges, beispielsweise auch die große Kammerverwerfung des Taunus, in die gleiche Gruppe von Störungen einzureihen und der flachen Überschiebung bezw. der Deckenüberschiebung hier nur eine örtlich beschränkte, untergeordnete Bedeutung beizumessen, wie sie den Deckeln des Siegerlandes und den Bänken des Holzappel-Werlauer Ganggebietes eigentümlich ist.

Übersicht über die Gliederung des jüngeren Unterdevons und des Unteren Mitteldevons im sauerländischen Faciesgebiet und in der nördlichen Eifel.

	Nördliches Sauerland und Bergisches Land	Oberes Wuppertal und Ebbegebirge	Südliches Sauerland (Olpe, Attendorn, Wiehltal)	Nördliche Eifel (Sötenicher Mulde)
Jüngeres Unter-Devon	Rotschieferzone der bunten Ebbeschichten	Rotschieferzone der bunten Ebbeschichten	Rotschieferzone der bunten Ebbeschichten	Rheinbacher Schichten (Schiefer und Grauwackensandsteine)
	Grenzkonglomerat	Konglomerate führende Zone = Rimmertschichten	Rimmertschichten (Rimmertquarzit)	Billiger Wald-Quarzit, Quarzit vom Speckelstein und Meisenberg
	Remscheider Schichten	Remscheider Schichten mit Wiebelsaatschichten an der Basis	Remscheider Schichten	Billiger Schichten (Schiefer und Grauwackensandsteine)
Unteres Mittel-Devon	Hohenhöfer Schichten	Cultrijugatuszone	Cultrijugatuszone	Cultrijugatuszone (im engeren Sinne)
	Hobräcker Schichten	Hobräcker Schichten (rauhe Crinoidenschiefer)	Orthocrinusschichten (noch *cultrijugatus* führend)	Mergelschiefer und Knollenkalk mit *Spirifer cultrijugatus*
	Mühlenbergschichten	Mühlenbergschichten	Stöppeler Schiefer und Wissenbacher Schiefer bezw. gebänderte Schiefer des unteren Mitteldevons	Horizont des sandigen Schiefers und Plattenkalksandsteins
	Brandenbergschichten	Selscheider Schiefer		Favositidenkalk, Brachiopodenkalk, Korallenkalk
		Sirriner Sandstein		

Inhaltsübersicht.

Seite

Einleitung 1
Der Remscheid-Altenaer Sattel 2
Der Sattelkern zwischen Lenne- und Ennepetal 2
I. Die Spezialfaltungslinien zwischen dem Lennetal in der Gegend von Altena und dem Volmetal 2
1. Die Antiklinale Altena-Winkeln-Everinghausen 3
2. Die Antiklinale Obstfeld bezw. Hobräcker Rücken-Dahl-Priorey-Rüggebein 4
3. Die Synklinale Altena-Brachtenbeck-Rölvede 4
4. Die Synklinale Limmerig-Wiblingwerde-Bölling 4
5. Die Antiklinale Glörfeld-Schalksmühle 4
II. Die Horste, Gräben und Staffelbrüche zwischen dem Volmetal bei Priorey bezw. der Glörtalsperre und dem Ennepetal 5
1. Der Breckerfeld-Glörtaler Horst 5
2. Der Graben von Ehringhausen und der Staffelbruch von Bossel 7
3. Die Ennepe-Staffelbrüche 10
4. Der streichende Ennepegraben zwischen Brenscheid und dem oberen Lambecktal 12
Die Lagerungsverhältnisse der Remscheider Schichten im Sattelkern zwischen Leichlingen und dem mittleren Wuppertal östlich Lennep . 15
1. Die Lagerungsbeziehungen zu den bunten Ebbeschichten und den Verseschichten 15
2. Der Lenneper Spezialsattel und seine tektonische Bedeutung . 18
3. Der Wermelskirchener Spezialsattel 19
4. Der blaugraue Schieferzug auf dem nordwestlichen Flügel des Sattelkerns zwischen Remscheid-Hölterfeld und Lüttringhausen 20
Die petrographisch-stratigraphische Entwicklung und die Lagerungsverhältnisse der Verseschichten und der bunten Ebbeschichten im Sattelkern zwischen Leichlingen und Lennep 23
I. Die Verseschichten 24
1. Die petrographisch-stratigraphische Entwicklung 24
a) Die Herscheider Schiefer 25
b) Die Grauwackensandsteine und Konglomerate führende Zone 26
2. Die Lagerungsverhältnisse 27
a) Die Schichtenfolge zwischen Unnersberg, Glüder und Friedrichstal 27
b) Der Gebirgsblock von Obenwiddert 29
c) Die Lagerungsverhältnisse westlich vom Gebirgsblock von Obenwiddert 30
d) Der Sattelhorst von Remscheid und die Lagerungsverhältnisse im Sattelkern zwischen Remscheid und Lennep 32
II. Die bunten Ebbeschichten 35

Seite

Die Schichtenfolge und die Lagerungsverhältnisse auf den Sattelflügeln 38
I. Der nordwestliche Sattelflügel 38
1. Das Auskeilen und die Verschmälerung einzelner Stufen an streichenden Verwerfungen 38
2. Die Bedeutung der Spezialfaltung für die horizontale Verbreiterung und Verschmälerung einzelner Stufen 40
3. Das Auskeilen der Mühlenbergschichten zwischen dem Morsbachtal bei Gerstau und dem Wuppergebiet bei Solingen . 41
4. Das staffelförmige Einsinken des nordwestlichen Sattelflügels und des ihn begleitenden nordwestlichen Teiles des Sattelkerns in nordöstlicher Richtung 43
5. Die Bildung streichender Horste und Gräben oder Staffeln und ihre Beziehungen zur Randfaltung 44
a) Der Sattelhorst von Stöcken 44
b) Der Hobräcker Zug vom Gründerhammer 45
c) Der Hobräcker Zug Hastberger Mühle-Hengsten . . 46
d) Die blaugrauen Schieferzüge im Verbreitungsgebiet der Hohenhöfer Stufe zwischen dem Wuppertal oberhalb Beienburg und dem Ennepetal 47
II. Der südöstliche Sattelflügel 48
1. Das Störungsgebiet der Hohenhöfer Schichten westlich Bergisch-Born 48
2. Die Stolzenberger Mulde 49
3. Die Schuppenstruktur zwischen Wermelskirchen, Dhünn und Hückeswagen und ihre Beziehungen zur Randfaltenbildung 50
a) Der Schichtenzug Bornbach-Engelshagen mit der Hangberg-Hombrecher Mulde und dem Karrensteiner Sattel 51
b) Der Hummeltenberger Sattel 55
c) Der Schichtenzug Finkenholl-Scheideweg 57
d) Der Schichtenzug Dhünntal bei Halzenberg — oberes Purdertal bei Katern 58
4. Der streichende Hammersteinsöger Graben 59
5. Die Lagerungsverhältnisse südöstlich vom Purdertal . . . 62
6. Die Lagerungsverhältnisse nördlich, östlich und südlich Radevormwald 63
Die Lüdenscheider Mulde 64
Der Ebbesattel 65
Die Gliederung und Verbreitung der unterdevonischen Schichtenfolge . 65
1. Die Gliederung und Verbreitung der Verseschichten 66
a) Die Herscheider Schiefer 66
b) Die Grauwackensandsteine führende Zone 68
c) Der Ebbesandstein 69
2. Die bunten Ebbeschichten 70
Die untere Rotschieferzone 70
Die obere, Konglomerate führende Zone = Rimmertschichten 70

Seite

3. Der Quarzkeratophyr nebst zugehörigen Tuffen und die Wiebelsaatschichten 71
4. Die Remscheider Schichten 73
5. Die Cultrijugatuszone 74
Der Meinerzhagener Korallenkalk 79
Die Gliederung und Verbreitung der mitteldevonischen Schichtenfolge . 80
1. Die rauhen Crinoidenschiefer und ihre Beziehungen zu den Hobräcker Schichten 80
2. Die Mühlenbergschichten 82
3. Die Selscheider Schiefer 83
4. Der Sirriner Sandstein (obere Newberriaschichten) 85
5. Die stratigraphischen Beziehungen der Selscheider Schiefer und des Sirriner Sandsteins zu den Brandenbergschichten 86
Lokalfaciesbildung innerhalb des sauerländischen Faciesgebietes 86
Die streichende Hauptverwerfung auf dem NW.-Flügel des Ebbesattels . . 89
Übersicht über die Gliederung des jüngeren Unterdevons und des Unteren Mitteldevons im sauerländischen Faciesgebiet und in der nördlichen Eifel 92

Berlin, den 2. Februar 1915.

Nachtrag.

Nach dem Abschluß der vorliegenden Arbeit wurden im Sommer 1915 Remscheider Schichten und Quarzkeratophyre nebst zugehörigen Tuffen auf dem Nordflügel des Ebbesattels auch noch östlich von dem auf S. 172 erwähnten, unfern Am Berge gelegenen Vorkommen entdeckt, und zwar südlich und südöstlich Warbollen und bei Lingenbecke im südöstlichen Teile des Blattes Altena.

Ein in Deutschland gefundenes Stück von Omphalophloios anglicus.

Von Herrn **Oscar Hörich** in Berlin.

Hierzu Tafel 3.

Die Gattung *Omphalophloios* ist bisher nur bekannt aus Nordamerika, England und Belgien. Aus dieser durch die neueren Funde festgestellten Verbreitung durfte man auch auf ein Vorkommen dieses Fossiles besonders in den Kohlenrevieren Westdeutschlands schließen. Tatsächlich förderte denn auch jüngst eine Bohrung im Saarrevier einen Fossilrest zutage, der, soweit seine mäßige Erhaltung es ermöglicht, nur als *Omphalophloios* zu bestimmen ist.

Es ist ein Stammrest von etwa 12 cm Länge und 6,5 cm Breite, der als Steinkern und im Gegendruck erhalten ist (Fig. 1). Dem Steinkern haften noch Reste einer glatten, dünnen Kohlenhaut an, die keinerlei Spuren von Streifungen oder dergl. erkennen lassen. Die Oberfläche ist bedeckt mit größeren, in regelmäßigen, engeren, ziemlich steilen Spiralen angeordneten und durch breitere Zwischenräume von einander getrennten Buckeln, die als die Blattansatzstellen zu deuten sind. Da ein subepidermaler Erhaltungszustand, nach geringerem oder größerem Verlust der äußeren Gewebepartien, vorliegt, so ist die Form dieser Blattansatzstellen einigermaßen unregelmäßig. Wo von den äußeren Geweben mehr verloren gegangen ist (Fig. 1, linke Seite), ist die Form etwa dreieckig mit nach aufwärts gerichteter Spitze und etwas ausgebauchter unterer

Begrenzungslinie. Wo aber etwa nur das äußerste Hautgewebe zerstört ist, erscheint die untere Begrenzungslinie in eine stumpfe Spitze ausgezogen und die Form ist dann mehr rhombisch (Fig. 1, oben rechts und Fig. 2). Die Fläche zwischen den Begrenzungslinien ist mehr oder minder eingesenkt, meist etwa kreisförmig, bisweilen auch breit rinnenförmig. Bei dem vorliegenden Erhaltungszustand ist von Närbchen auf der Blattansatzstelle recht wenig zu erkennen. An der oberen Spitze finden sich hier und da schwache Andeutungen, die entweder als Grübchen oberhalb der Spitze oder als verschieden gestaltete Höckerchen innerhalb der Spitze auftreten. Im Innern des Stammsteinkernes tritt ein sehr breiter Markkörpersteinkern zutage (Fig. 1c und 3c), von dem allerdings nicht mit Sicherheit festzustellen ist, ob er tatsächlich von einem eigentlichen Markkörper herrührt. Seine Oberfläche ist dicht bedeckt mit erhabenen Längsstreifen, die bisweilen mit einander zu anastomosieren scheinen, und dazwischenliegenden breiteren Furchen, so daß die gesamte Oberfläche den Eindruck eines von Markstrahlen durchsetzten Holzkörpers macht. Sehr dürftige, dem »Markkörper« anhaftende Kohlenreste lassen eine ähnliche Ornamentierung erkennen. Unterhalb des abgebrochenen »Markkörpers« (Fig. 1d und 3d) kommt eine mit einer dünnen Kohlenhaut überzogene Fläche zum Vorschein, auf der die von innen her gesehenen Blattansatzstellen in ihren Umrissen schwach angedeutet sind. Auf der senkrechten Mittellinie der Blattansatzstellen erstrecken sich dünne Leisten, die oben und unten zugespitzt erscheinen; sie rühren offenbar von den Blattspurleitbündeln her. Es ist daher wohl nicht anzunehmen, wie es auf den ersten Anblick scheint, daß diese Fläche den Gegendruck des »Markkörpers« darstellt, sondern es liegt vielmehr eine mehr nach außen gelegene Rindenschicht vor, in der die Blattspurbündel nach Zerstörung des sie einhüllenden Rindengewebes besonders deutlich hervortreten. Ein gleiches Bild bietet eine andere Stelle des vorliegenden Fossiles (Fig. 3b). Auch hier handelt es sich, wie aus der ganzen Anordnung zweifellos ersichtlich, um eine zwischen dem »Markkörper« und der Oberfläche des Stammsteinkernes gelegene innere Rindenschicht, der noch eine

sehr dünne Kohlenhaut anhaftet. Auf ihr sind ebenfalls die Blattspuren als dünne, langgestreckte, senkrechte Leisten zu erkennen, wenn sie auch nicht so klar hervortreten wie bei der vorher beschriebenen Stelle. An den Längsseiten des Stammsteinkernes liegen spärliche Reste schmal-linearer einnerviger Blätter, die nach der ganzen Anordnung einiger unter ihnen sicher als zu dem Stammrest gehörig anzusehen sind. Die Ansatzstelle der Blattfußstücke an die Stammoberfläche ist nicht mit Sicherheit zu beobachten.

Die Gattung *Omphalophloios* ist kürzlich auf Grund neuen Materiales ausführlich untersucht worden von Cambier und Renier (Observations sur *Cyclostigma Macconochiei* Kidston sp. et *Omphalophloios anglicus* Sternberg sp. Ann. Soc. géol. Belgique, Mem. in-4°. 1911—12. S. 68—80, Taf. 9—11, 1912). Die Blattpolster sind an den typischen Stücken durch senkrecht verlaufende, regelmäßige, wellige Furchen seitlich von einander getrennt und gehen oben und unten in einander über, so daß senkrechte Reihen entstehen. Es haben sich aber auch Exemplare (a. a. O., Taf. 9, Fig. 3 und 4) gefunden, die eine mehr rhombische Form der Polster aufweisen; in diesem Falle erscheinen die Polster in spiraligen Reihen angeordnet. An dem vorliegenden Stück, das große Ähnlichkeit mit diesen beiden Abbildungen zeigt, sind die Polster im allgemeinen vollkommen verwischt, da es sich um einen etwas tiefer gelegenen Rindenerhaltungszustand handelt. Nur an einer kleinen, von Kohlenhaut bedeckten Stelle (Fig. 4 ××) lassen sich die die Polster gegeneinander abgrenzenden, vertikalen Wellenlinien noch schwach erkennen.

Etwa in der Mitte des Polsters oder ein wenig unter ihr sitzt die Blattansatzstelle, die normal aus drei Teilen besteht. Der oberste Teil wird gebildet von einer hervorragenden, dreieckigen, kleinen Narbe, deren eine meist abgerundete Spitze nach oben gerichtet ist. Ihre drei Seitenkanten schließen eine etwas eingesenkte Fläche ein, auf der bisweilen noch ein punktförmiges Närbchen zu beobachten ist. Von den unteren Ecken der Narbe zieht sich je eine bogenförmige, dünne Kante nach abwärts. Un-

mittelbar unterhalb der dreieckigen Narbe schließt sich eine senkrecht gestreckte Narbe an, die von zwei bogenförmigen Kanten derart begrenzt wird, daß ihre Gestalt verkehrt-spitzbogenförmig wird. Die Oberfläche dieser Narbe ist ebenfalls etwas eingesenkt. Beide Narben werden durch die hervorspringende untere Kante der oberen, dreieckigen Narbe gegeneinander deutlich abgegrenzt. Die von der oberen, dreieckigen Narbe herablaufenden bogenförmigen Kanten schließen ein breiteres, etwas eingesenktes Feld ein, auf dem die spitzbogenförmige Narbe liegt. Je nach dem Erhaltungszustand ist die äußere Form dieses Feldes verschieden; es ist oval-kreisförmig bis etwa pentagonal oder annähernd dreieckig mit abgerundeten Ecken. Häufig ist es auch ganz verwischt. Nach den Beobachtungen von Cambier und Renier (a. a. O., S. 76) saß der Blattfuß nicht nur der oberen dreieckigen und der unterhalb anschließenden spitzbogigen Narbe an, wie das von den früheren Autoren angenommen wurde, sondern auch dem ganzen unteren breiten Felde Das in der oberen dreieckigen Narbe bisweilen bemerkbare Närbchen ist dann als das in das Blatt übergehende Leitbündel zu deuten.

An dem vorliegenden Stücke treten alle diese Merkmale nicht klar in die Erscheinung, da einmal der Erhaltungszustand nicht sehr günstig ist und zweitens ein mehr oder weniger tiefer Rindenerhaltungszustand vorliegt. Die spiralig angeordneten, dreieckigen bis rhombischen Buckel entsprechen dem unteren breiten Felde. Oberhalb der Spitze dieses Feldes ist bisweilen ein etwa dreieckig erscheinendes, schwaches Grübchen zu beobachten, das als die oberste kleine dreieckige Narbe zu deuten ist. Das unmittelbar darunter, schon auf dem breiten unteren Felde gelegene, verschieden gestaltete Höckerchen ist wohl als die scharf hervortretende Grenzkante zwischen der dreieckigen und der unterhalb anschließenden spitzbogigen Narbe aufzufassen. Von der letzteren ist in ihrer typischen Form nirgends etwas erhalten; an ihrer Stelle findet sich hier und da eine senkrechte, linienförmige Rinne, wie sie Cambier und Renier an einigen Stücken ebenfalls beobachtet haben.

Die Orientierung der *Omphalophloios*-Stücke war bisher in der Weise vorgenommen worden, daß die kleine dreieckige Narbe der Blattansatzstelle nach abwärts gerichtet war. Cambier und Renier (a. a. O., S. 71—72) konnten nun auf Grund ihres reichhaltigen Materiales, unter dem sich auch beblätterte Zweige befanden, feststellen, daß die Orientierung umgekehrt angenommen werden muß, daß also die kleine dreieckige Narbe sich am oberen Ende der Blattansatzstelle befand. Dieselbe Orientierung, die durch die an dem vorliegenden Stück erhaltenen Blattreste offenbar bestätigt wird, ist auch in dieser Arbeit angenommen.

An einem Stück haben Cambier und Renier (a. a. O., Taf. 10, Fig. 5) einen Marksteinkern herauspräparieren können, dessen Oberfläche mit längsverlaufenden dünnen Streifen und Furchen bedeckt ist. Hier und da finden sich im Anschluß an die Furchen nach aufwärts verlaufende, längere, dünne, kohlige Leisten, die Verfasser als die nach der Zerstörung des umgebenden Rindengewebes übriggebliebenen Blattspurbündel erklären. Diese Merkmale finden sich auch an dem vorliegenden Stücke wieder, nur sind sie nicht auf einer Oberfläche gleichzeitig erhalten. Die dem »Markkörper« entsprechende Oberfläche zeigt nur die längsverlaufenden Streifen und Furchen, während die beiden als innere Rindenschichten gedeuteten Flächen nur die Blattspurbündel erkennen lassen. Es ist vielleicht anzunehmen, daß der »Marksteinkörper« an dem Stück von Cambier und Renier einer Schicht entspricht, die zwischen der Oberfläche des »Markkörpers« und den Rindenschichten unseres Stückes gelegen ist.

Trotz des mäßigen Erhaltungszustandes ist danach das vorliegende Stück mit Sicherheit als *Omphalophloios* zu bestimmen. Wie schon vorn bemerkt, zeigt es große Übereinstimmung mit dem von Cambier und Renier (a. a. O., Taf. 9, Fig. 3 und 4) abgebildeten Stücke, das beim ersten Anblick von den früher von White und Kidston aus Amerika und England beschriebenen Exemplaren etwas verschieden erscheint. Die genannten Autoren haben es gleichwohl zu *O. anglicus* Sternb. sp. gestellt, da die Unterschiede offenbar nur geringfügig und wahrscheinlich in den

verschiedenen Erhaltungszuständen begründet sind. Sie sind zu dieser Ansicht gelangt durch einige Stücke, die eine Übergangsform zwischen den typischen älteren Exemplaren und dem von ihnen neu aufgefundenen Stücke darzustellen scheinen, machen aber in einer Fußnote (a. a. O., S. 79) darauf aufmerksam, daß von MATHIEU neuerdings gesammelte Stücke auf eine neue Art dieses Genus zu deuten scheinen. Das vorliegende Stück gibt keine Veranlassung, eine neue Art aufzustellen und ist jedenfalls, bevor die neuen MATHIEU'schen Fossile nicht bearbeitet sind, nur als *O. anglicus* STERNB. sp. zu bestimmen.

Die bisher bekannt gewordenen Stücke von *Omphalophloios* stammen aus Nordamerika, England und Belgien und gehören dem oberen Teil des mittleren Produktiven Carbons an. Die amerikanischen und englischen Stücke wurden in einem Horizont gefunden, der etwa den Upper coal measures — Piesberg-Schichten — entspricht, während die belgischen dem tieferen Lonchopteridenhorizont angehören. Das vorliegende Exemplar wurde in der Bohrung Velsen II (Saarrevier) aus einem Horizont, der etwa der Grenze zwischen Flamm- und Fettkohle entspricht, zutage gefördert, der also etwas höher als der Lonchopteridenhorizont der westlichen paralischen Becken liegt. Für das Vorkommen dieses Fossiles ist danach allgemein der obere Teil der westfälischen Stufe anzugeben.

Berlin, den 8. Juli 1915.

Über tropische und subtropische Torfmoore auf der Insel Ceylon.

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

Mit 82 Abbildungen auf Tafel 4—29, 2 Karten und 3 Textfiguren.

Die vorliegende Arbeit bringt eine Übersicht über den bisherigen Stand unserer Kenntnis vom Auftreten von Flachmooren in den Tropenländern der Erde und berichtet dann über die Entdeckung von Flach- und Hochmooren im Hochlande von Ceylon, und von Flachmooren im südlichsten Tieflande der Insel.

Ein geschichtlicher Rückblick lehrt uns, daß wir unsre gesamte Kenntnis tropischer Moore fast ausschließlich dem gegenwärtigen Jahrhundert verdanken. Wohl hat A. WICHMANN in einem 1909 erschienenen Aufsatz: The Fens of the Indian Archipelago, den Nachweis erbracht, daß bereits im Jahre 1794 das Vorkommen von Torf auf Sumatra von JOHN ANDERSSON erwähnt wird. Wohl sucht er zu beweisen, daß Torfmoore in großer Verbreitung in Neu-Guinea, Borneo, Java und Sumatra auftreten. Aber in allen diesen Fällen handelt es sich nicht um den wissenschaftlich genauen Nachweis des Vorkommens von Torf, erfahren wir nichts über die Ausdehnung der Moore, die Mächtigkeit ihrer Torfbildung, die Bedingungen ihrer Entstehung und vor allen Dingen nichts über die Pflanzendecke, die diese Moore tragen und über die torfbildenden Pflanzengruppen derselben. In vielen Fällen beruhen die WICHMANN'schen Angaben sogar nur auf dem Vorkommen von Flüssen, welche die malayischen Namen für Schwarzwasser tragen, darunter namentlich der Name Ajer itam.

Aber diese Schwarzwasserflüsse treten ebensogut in Gebieten auf, in denen nicht Torf, sondern der chemisch und strukturell ganz anders geartete und auf anderem Wege entstandene Faulschlamm sich bildet, wovon ich in Süd-Ceylon reichlich Gelegenheit gehabt habe, mich zu überzeugen.

Das erste genauer studierte Tropenmoor wurde im Jahre 1891 von einer unter Führung von J. W. Ijserman stehenden niederländischen Forschungsexpedition, zu der als Botaniker S. H. Coorders gehörte, zwischen den Flüssen Siak und Kampar in dem ebenen Flachland des östlichen Teils von Sumatra entdeckt. Bekannt gemacht und genauer beschrieben aber wurde dieses 80000 ha große, 12 km breite Torfmoor erst auf Veranlassung Potonié's, der Coorders auf die große Bedeutung dieses Vorkommens für Fragen der allgemeinen Geologie und insbesondere für die Entstehung der fossilen Kohlen aufmerksam machte. Erst im Jahre 1908 gelang es, auch Proben des Bodens aus diesem Moor zu erlangen und ihre Torfnatur einwandfrei festzustellen. Diese Proben bestanden aus typischem Flachmoortorf mit 6,9 % zu drei Vierteln aus Kieselsäure bestehender Asche. Coorders hat dann an Potonié sehr ausführliche Mitteilungen gelangen lassen, die dieser an zwei Stellen veröffentlicht hat[1]). Danach handelt es sich bei den sumatranischen Torfmooren um ein mit Hochwald bestandenes Sumpfflachmoor. »Dieser Hochwald besteht vorwiegend aus sehr eng zusammenstehenden, 15—25 m hohen, immergrünen Bäumen, mit glatten, auffallend geraden Stämmen, welche erst sehr weit oben unregelmäßig verzweigt sind und eine ziemlich dichte, aber nur wenig breite, kleine Krone besitzen. Das Unterholz besteht hauptsächlich aus kerzengraden Bäumchen derselben Baumspezies, die den Hochwald zusammensetzen, aus den Familien der *Guttiferae*, *Burseraceae*, *Meliaceae*, *Myristicaceae* und *Euphorbiaceae*. Diese Bäumchen zeichnen sich, als Folge des Halbdunkels, in

[1]) H. Potonié, Die rezenten Kaustobiolithe und ihre Lagerstätten. Abh. der Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. Neue Folge, Heft 55, Bd. II, S. 180.

H. Potonié, Die Tropen-Sumpfflachmoornatur der Moore des Produktiven Carbons. Dieses Jahrb. für 1909, Bd. XXX, Teil I.

welchem sie vermutlich viele Jahrzehnte ihr Leben fristen müssen, dadurch aus, daß die kerzengraden Stämmchen nur an ihrer Spitze auffallend kleine, schlecht belaubte Kronen tragen.

Unter den höchsten Waldbäumen dieses Flachmoorwaldes fehlten Gymnospermen und Monocotyledonen vollständig und der Hauptbestand war ausschließlich aus Dicotylen zusammengesetzt, und zwar aus Repräsentanten solcher Familien, die in dem Malaiischen Archipel das Hauptkontingent bilden in immergrünen hochstämmigen, häufig aus 500—600 Baumarten bestehenden Misch-Urwäldern, wie dieselben in der heißen Ebene dort auf fruchtbaren (sauerstoffreichen, frischen) Böden charakteristisch sind, und wie ich dieselben nicht nur auf Sumatra, sondern auch auf Java und Nord-Celebes zu studieren Gelegenheit hatte. Bemerkenswert war indessen, daß die den Hauptbestand des Moorwaldes bildenden Baumarten spezifisch verschieden waren von denjenigen Baumarten derselben Gattungen, welche die umgebenden Wälder auf Böden mit nicht stagnierendem Wasser zusammensetzen. Es handelt sich demnach nicht um Abkömmlinge der Salzwasser (Mangroven)-Gemeinschaft, sondern um einen besonderen Pflanzenverein, der sich aus Inlandtypen herleitet.

Unter den kleineren Bäumen sowie unter den Sträuchern sind die Monocotyledonen wohl, aber relativ spärlich, in dem Moorwald vertreten und die Gymnospermen fehlen ganz. Unter den baumartigen Vertretern der Monocotylen sah ich nur einige wenige zerstreut stehende, kleine *Ptychosperma*-ähnliche Palmen mit schön purpurroten Blattscheiden, und einige zerstreut stehende Exemplare von einem *Pandanus*, der sich durch die für diese Gattung beträchtliche Höhe von 18—20 m auszeichnete, und der einen kurz gedornten, dünn zylindrischen Stamm besaß, der unten keine Stelzwurzeln hatte und nur am Gipfel ein einziges Mal verzweigt war. Sehr häufig war hier ein *Pandanus*, der sich durch niedrigen strauchartigen Wuchs und besonders lange Blätter kennzeichnete. Unter den physiognomisch interessanten kleineren Bäumen dieses Moorwaldes verdient ein kleiner, vermutlich zur Gattung *Alsophila* gehöriger Baumfarn erwähnt zu werden, der nur sehr zerstreut

auftrat. Unter den Sträuchern war die Familie der *Palmae* durch zahlreiche Exemplare einer *Zalacca* mit sehr sauren Früchten vertreten, und unter den Lianen spielten die Palmen durch sehr zahlreiche Individuen von ein paar *Calamus*-Arten, besonders an dem nördlichen Saum des Moorwaldes, eine sehr wichtige Rolle.

Die Kräutervegetation war außerordentlich spärlich, sowohl hinsichtlich der Artenzahl wie auch der Individuen. *Gramineae* und *Cyperaceae* fehlten so gut wie vollständig. Meist war der Boden fast nackt und die kleinen Zwischenräume zwischen den in gedrängtem Stande überall über die Oberfläche ragenden, aufrecht wachsenden Kniewurzeln und kegelförmigen Atemwurzeln nur durch einige wenig auffallende kleine Kräuter und sonst nur durch dicke Schichten abgefallener, in Zersetzung begriffener Blätter der Waldbäume bedeckt. Sphagnen fehlten ganz und andre Moose, sowie Lebermoose, Flechten und krautartige Pteridophyten waren nur sehr spärlich vertreten. Epiphyten fanden sich wegen der Glattstämmigkeit und sehr hohen Verzweigung der Bäume nur in den Kronen der höchsten Bäume.

Die zahllosen, mit braunem, stagnierendem Wasser erfüllten Tümpel waren, vermutlich zum Teil durch Lichtmangel, relativ sehr arm an phanerogamen Wasserpflanzen, dagegen an durch Windbrüche etwas gelichteten Stellen ziemlich reich an Fadenalgen. Im allgemeinen trug die Wasseroberfläche dieser selten mehr als ein paar Dezimeter tiefen Tümpel keinen Pflanzenwuchs.

Ganz besonders auffallend ist der Umstand, daß die Mehrzahl der auftretenden Bäume mit Brettwurzeln oder mit zahllosen Atemwurzeln, sogenannten Pneumatophoren, besetzt war, zum Teil auch horizontal wachsende, besenartige Luftwurzeln aus den Stämmen entsandte.« So weit der Bericht von Coorders.

Einige Jahre später, im Jahre 1911, wurde von H. Reck in einem Bericht über die Tendaguru-Expedition, der in den Sitzungsberichten der Gesellschaft Naturforschender Freunde in Berlin, S. 393—395 veröffentlicht ist, die erste Mitteilung über die Entdeckung von Torfmoorbildungen im tropischen Ostafrika durch W. Janensch und H. v. Staff gemacht. Über diese ostafrika-

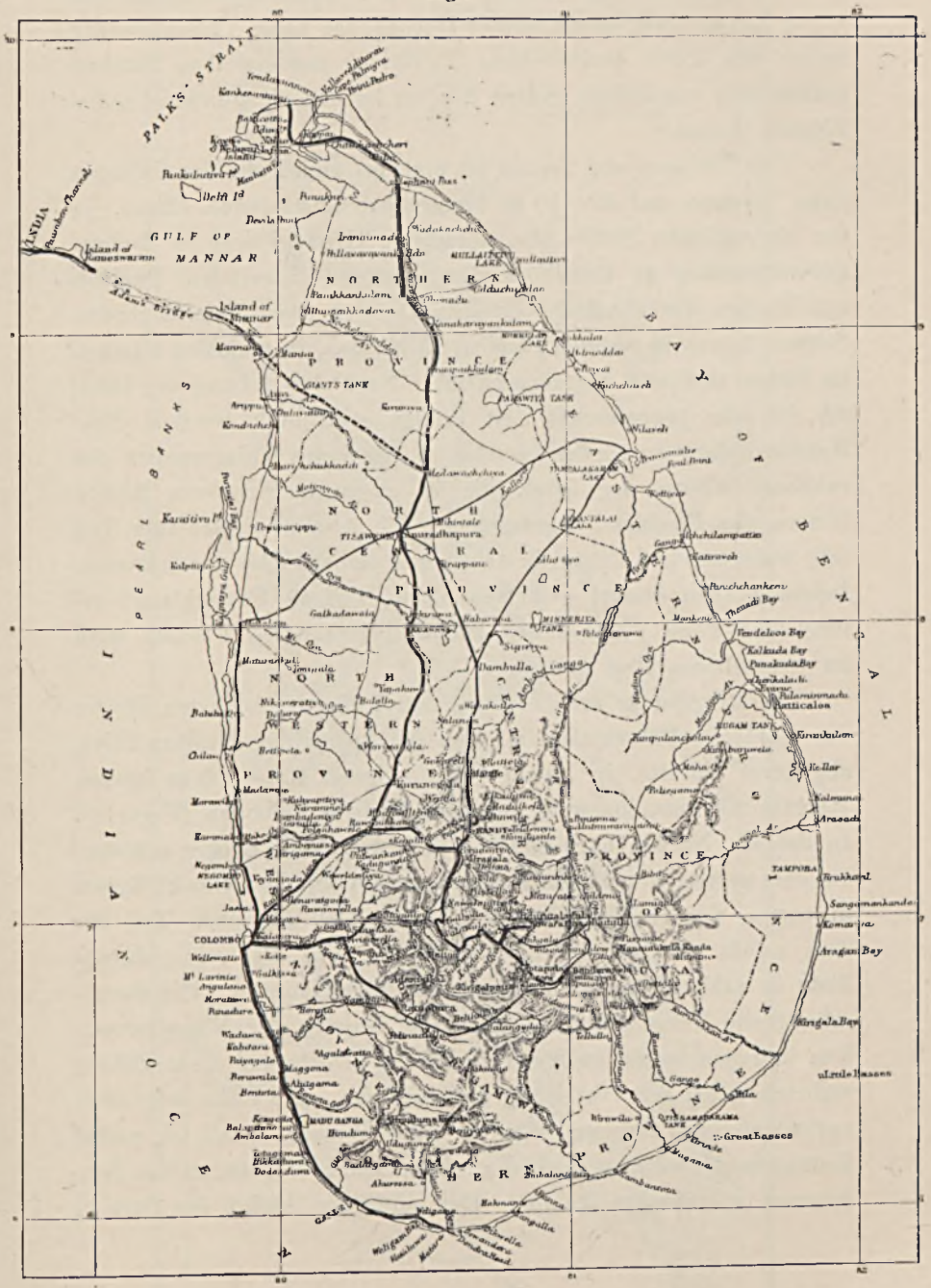
nischen Torfmoore hat Janensch selbst dann in den wissenschaftlichen Ergebnissen der Tendaguru-Expedition in den Jahren 1909 bis 1912, S. 265—276 einen ausführlichen Bericht gegeben. Danach handelt es sich im wesentlichen um sehr kleine Vorkommnisse von Flachmoor, die durch dauernd fließende Quellen oder Grundwasseraustritte hervorgerufen werden. Auch hier erfahren wir über die Vegetation dieser Moore so gut wie nichts, da die Entdecker keine Pflanzensammlungen angelegt haben. Ausschließlich nach photographischen Aufnahmen konnte E. Werth feststellen, daß der Waldbestand dieser Moore sich im wesentlichen aus *Barringtonia racemosa* zusammensetzt, die teils busch-, teils baumartig entwickelt ist, und daß ein *Pandanus* und ein Kletterfarn vorkommt, wie man sieht, eine überaus dürftige Mitteilung über die sicherlich sehr reiche Flora dieser Moore.

Das dritte tropische Torfmoor ist von mir im Jahre 1913 auf Ceylon entdeckt worden. Während derselben Reise hatte ich das Glück, im Hochland von Ceylon im subtropischen Klima ebenfalls Torfmoore zu entdecken, die zwei völlig verschiedenen Typen angehören, und in dem einen dieser beiden Typen zum ersten Mal das Vorkommen von Hochmooren in einem subtropischen Gebiet nachzuweisen.

Ein Zufall hatte meine Aufmerksamkeit auf Ceylon gelenkt, eine kurze Warnung in Meyer's Weltreiseführer vor unsicheren moorigen Stellen in der Umgebung von Nurelia im innern Hochlande Ceylons. Ich hatte diese Notiz, wie sich später zeigte mit Recht, auf das Vorkommen von Schwingmooren gedeutet, und beschlossen, das Gebiet von Nurelia in erster Linie auf Torfmoore zu untersuchen.

Bevor ich eine Schilderung der hier von mir entdeckten Moore gebe, sei es mir gestattet, ein paar Worte über die Gliederung Ceylons vorauszuschicken. Wie die Karte, Figur 1, lehrt, ist Ceylon ein flaches Land, mit Ausnahme des südlichsten Drittels, in dem sich ein mächtiges Gebirge aus Granit und Gneis bis zu 2500 m Meereshöhe erhebt. Von einem überreich gegliederten Flußnetz in engen V-förmigen Tälern zernagt, steigt dieses Gebirge mit

Figur 1.



Übersichtskarte von Ceylon. Maßstab 1 : 17000000.

zahllosen Kämmen und Rücken höher und höher empor, ohne daß es zur Entwicklung ausgedehnter Hochflächen käme. Ebensowenig tragen die Täler breite ebene Talböden, sondern ihre Flanken senken sich von beiden Seiten her bis zu den sie durchziehenden Flüssen hinunter.

Das Tiefland von Ceylon ist eine bis zum Fuße des Gebirges ganz langsam auf 40—50 m Meereshöhe ansteigende Ebene, in der an zahllosen Stellen das abradierte Grundgebirge in flachen, außerordentlich an Rundhöckerlandschaften erinnernden Buckeln und Rücken die Oberfläche erreicht. In den dazwischen liegenden Senken lagern in riesigen Flächen im Norden, in schmalen Säumen im Süden subfossile Madreporenriffe. Nach der Hebung der Insel, die in sehr jugendlicher Zeit erfolgt sein muß, wurden diese Korallensedimente wieder verschüttet durch die Ablagerungen der zahllosen Flüsse der Insel, die in einem Gewirre von flachen Rinnen das Flachland durchziehen. Die Absätze dieser zum Teil sehr wasserreichen Flüsse bestehen aus gelbem oder durch humose Beimengungen dunkel gefärbtem, zum Teil an Faulschlamm erinnernden Tone. Auf diesen leicht überstaubaren Flächen wird im wesentlichen Reis gebaut.

Im Mittelpunkt des Gebirges, am Fuße des höchsten Berges der Insel, des Pidurutalagalla, liegt die Ansiedlung Nuwara Eliya, abgekürzt Nurelia, in einem 6 km langen, 400—600 m breiten Hochtal mit ausnahmsweise breitem, flachem Talboden (Figur 2). In das von Norden nach Süden sich erstreckende Becken münden, aus dem angrenzenden Gebirge kommend, zahlreiche kleine Flüßchen in engen, tief eingeschnittenen Tälern. Den südlichen Teil des Tals erfüllt ein See, der Lake Gregory. Das Tal selbst durchfließt in zahlreichen Krümmungen der Bach Nanuoya. Die durchschnittliche Tiefe des Sees soll nach Angabe der Eingeborenen 6 m betragen, seine größte Tiefe 30 m. Doch sind diese Zahlen wahrscheinlich sehr vorsichtig aufzunehmen. Ein Kahn war zwar vorhanden, lag aber vollgelaufen unter Wasser, sodaß ich weder Lotungen vornehmen, noch die schwimmende Vegetation des Sees genauer untersuchen konnte. Der natürliche Abfluß des Sees in

Figur 2.


Karte der Flach-u. Hochmoore
von Nuwara Eliya
1:25000
Granit
Flachmoor
Hochmoor
St Andrews Hotel
Nanu Oya
Grand Hotel
Renn Bahn
Lake Gregory
Wasserfall
Nanu Oya
Stau
Aufgen. v. K. Keilhack

seinem südlichen Teil erfolgt in einem engen Felsental, in welchem der rauschend niederstürzende Abflußbach sich sehr schnell um mehrere Hundert Meter senkt. Der größte Teil des Abflusses ist in Röhren gefaßt und wird einem 200 m tiefer gelegenen Elektrizitätswerk zugeführt. Das Wasser des Sees selbst ist am Ausfluß um etwa 2—3 m durch einen Damm aufgestaut.

Dieses Tal nun ist in seiner ganzen Ausdehnung mit Torfmoor erfüllt und sowohl in seinen tieferen, wie in seinen höheren Teilen mit einer Torfdecke überkleidet.

Die nördlichen zwei Drittel des Tals sind entweder bebaut und in Parks und Gärten umgewandelt, oder dienen als Sportplätze, Rennbahnen usw.; nur das südliche Drittel des Beckens, südlich der Eisenbahn, zeigt noch natürliche Verhältnisse und vor allen Dingen noch seine ursprüngliche natürliche Pflanzendecke. Rings an den See anschließend, aber auch weiter nördlich im tieferen Teil des Tals lagert typischer Flachmoortorf. Die Torfdecke ist 3—4 dm dick und der Torf selbst ist von tiefschwarzer Farbe, organisch struiert und besteht zu fast $^3/_4$ aus organischer Substanz, der Rest zur Hälfte aus Pflanzenasche und zur Hälfte aus mechanisch beigemengtem Granitgrus.

Ich habe von diesem Torfe eine Probe entnommen, die in einer Blechbüchse aufbewahrt, durch Leukoplast vor Verdunstung völlig geschützt und im Laboratorium der Geologischen Landesanstalt ebenso wie die übrigen Proben durch Dr. A. Boehm untersucht wurde. Das Ergebnis war:

	Naturfeuchte Substanz	Berechnet auf absolut trockene Substanz
Wassser	69,01 %	—
Organische Substanz . .	22,03 »	71,07 %
Gesamt Asche	8,96 »	28,93 »

In der Asche wurde durch Abschlämmen der leichteren Bestandteile der Gehalt an Pflanzenasche wenigstens annähernd bestimmt und zu 4,96 bezw. 16 % gefunden. Der von mechanisch

beigemengtem Granitgrus und -Sand freie, trockene Torf besteht demnach aus 81 % organischer Substanz und 19 % Asche.

Unter dem Flachmoortorfe lagert zunächst ein dunkler Faulschlamm. Eine in gleicher Weise entnommene und aufbewahrte Probe zeigte folgende Zusammensetzung:

	Naturfeuchte Substanz	Absolut trockene Substanz
Wasser	32,52 %	—
Organische Substanz . .	10,92 »	16,18 %
Glührückstand	56,56 »	83,82 »

Dieser Faulschlammton besitzt eine Mächtigkeit von 0,3—0,6 m und wird von einem gelben, an organischen Stoffen armen Tone von unbekannter Mächtigkeit unterlagert, der folgende Zusammensetzung besitzt, berechnet auf lufttrockenen Boden:

Wasser bei 105°	2,96 %
Organische Stoffe	1,01 »
Glühverlust ausschl. Wasser und organische Substanz	12,57 »
Glührückstand	83,46 »

Dieser Ton ist jedenfalls als ein Sediment des ehemals größeren Sees aufzufassen und dürfte im wesentlichen aus lateritischen Zersetzungsprodukten des umgebenden Geländes ausgeschwemmt sein. Faulschlamm und gelber Ton sind völlig frei von kohlensaurem Kalk.

Das Flachmoor von Nurelia ist aus der Verlandung des ehemals viel größeren Sees hervorgegangen. An einer Anzahl von Stellen des Hochtals von Nurelia kann man etwa 8 m über dem heutigen Seespiegel eine deutliche Terrasse erkennen, die den früheren höchsten Wasserstand anzeigen dürfte. Bis zu dieser Höhe reicht auch die Faulschlammunterlage des Torfes empor.

Die Verlandung am heutigen See wird in genau derselben Weise wei bei unseren Seen durch mehrere aufeinander folgende Vegetationsgürtel gekenzeichnet. Im Wasser sah ich *Aponogeton*

crispus, eine Najadee mit schwimmenden, an *Polygonum natans* erinnernden Blättern und bischofstabförmig gekrümmten weißen Blütenähren. In einer Krüppelform geht diese schöne Wasserpflanze auch auf den flachen, nur periodisch überstauten Ufersaum über. Vermutlich enthält der See noch andere schwimmende Wasserpflanzen, aber bei dem bereits erwähnten Mangel eines Bootes war ihre Aufsuchung für mich ausgeschlossen.

Der erste Ufergürtel wird von mächtigen Bülten von *Juncus effusus* und *Scirpus mucronatus* sowie von vereinzelten *Eriocaulon*-Gruppen gebildet. Zwischen diesen drei etwa meterhohen Pflanzen wachsen kleine, Feuchtigkeit schätzende Pflänzchen, wie zwei Arten von *Hydrocotyle*, im Habitus unserm *H. vulgaris* überaus ähnlich, und einige *Polygonum*-Arten, die ebenfalls einen sehr heimatlichen Eindruck machen, sowie verschiedene kleine Cyperaceen und Gramineen.

Sehr eigenartig ist der zweite Gürtel. In ihm besitzen mächtige Bülte von *Eriocaulon Brownianum* die unbedingte Vorherrschaft. Ihre zahllosen weißen Blütenköpfe auf meterhohen Stengeln machen diese Zone so auffallend, daß man sie von jedem etwas höheren Punkt aus um den ganzen See herum mit Leichtigkeit verfolgen kann, sowie man in unsern Hochmooren die gehäuft wachsenden Wollgräser an den weißen Flächen und Bändern erkennt, die sie im Moor erzeugen. Zwischen und auf den Eriocaulon-Bülten findet sich eine große Menge von kleineren Gewächsen, Gramineen, Cyperaceen und Blütenflanzen, welche die Flora des Flachmoors zusammensetzen und weiter unten im einzelnen aufgezählt werden.

Ein dritter äußerer Gürtel besteht hauptsächlich aus Bülten von kleinen Gräsern, untermischt mit denselben Blütenpflanzen, die uns die Eriocaulon-Zone geliefert hat. Die Breite der ersten Zone schwankt zwischen 3 und 25 m, die der zweiten zwischen 15 und 50 m und die der dritten endlich zwischen 10 und 100 m, woraus schon hervorgeht, daß die größte Breite des Flachmoors 200 m kaum erreicht.

Auf Tafel 21—23 gebe ich in einer Anzahl von Bildern eine

Anschauung von dem Aussehen des Sees, seiner verlandeten Ufer und der angrenzenden Teile des Flachmoors, aus denen man ohne weiteres erkennen kann, daß das ceylonische Moor sich von unsern einheimischen, aus verlandenden Seen hervorgehenden Flachmooren im äußeren Anblick nicht unterscheidet.

Ich habe in dem Flachmoor von Nurelia 52 höhere Gefäßpflanzen gesammelt, die im Botanischen Museum zu Peradenia sofort bestimmt worden sind. Ich bilde mir nicht ein, die Flora des Flachmoors damit erschöpfend festgelegt zu haben, dazu würde die über mehrere Jahresabschnitte verteilte Tätigkeit eines Fachbotanikers erforderlich sein. Aber die wesentlichsten Bestandteile der Flora habe ich sicher vollzählig zusammengebracht und damit zum ersten Male eine subtropische Moorflora in ihren einzelnen Bestandteilen festgelegt. Bei der Bestimmung der Pflanzen waren mir, ebenso wie bei der Aufstellung der später noch folgenden Pflanzenlisten Herr PETCH, botanist and mycologist des department of agriculture des botanischen Gartens in Peradenia bei Kandy und seine beiden Assistenten, Herr A. DE ALWIS und Herr J. M. SILVA in äußerst entgegenkommender und von mir auf das dankbarste anerkannter Weise behilflich.

Ich gebe im folgenden eine Aufzählung der Pflanzen des Flachmoores und auf den Tafeln 4—10 eine bildliche Darstellung von 26 der wichtigsten Pflanzenformen. Die Abbildungen sind durch photographische Aufnahme der Pflanzen meines Herbariums gewonnen, eine Sammlung, die ich dem pflanzenpaläontologischen Museum der Kgl. Geologischen Landesanstalt überwiesen habe. Die Anordnung der Pflanzen dieser und der folgenden Liste folgt dem dem bekannten ENGLER-PRANTL'schen Werke zugrunde liegenden System.

Gleicheniaceae.

1. *Gleichenia linearis* L.

Blätter wiederholt dichotom gegabelt, Spindel nur an den Gabelästen letzter Ordnung mit Fiedern besetzt, außerdem aber gerade an der Gabelungsstelle ein Paar opponierter, etwas kürzerer, zuweilen reduzierter Fiedern tragend. Großer Farn von außerordentlicher Formenmannigfaltigkeit, in den Tropen und Subtropen beider Hemisphären

weit verbreitet. Klettert in den Tropen, im Gebüsch sich stützend, mehrere Meter hoch. In Nurelia nur in einer Krüppelform mit einmaliger Dichotomie beobachtet.

Polypodiaceae.

2. *Dennstaedtia scabra* Moore.

   20—30 cm hoher Farn, Rhizom weit kriechend, Stengel rauh, kurz und steif behaart. In Moorgräben.

3. *Odontosoria chinensis* J. Sm.

   Bis 0,5 m hoher, im tropischen Asien bis China und Japan und durch Polynesien weit verbreiteter Farn.

Lycopodiaceae.

4. *Lycopodium cernuum* L.

   Schöner reich verzweigter Bärlapp. Habitusbild in Figur 3 nach Engler-Prantl.

5. *L. carolinianum* L.

   Dem *Lycopodium innudatum* der deutschen Zwischen- und Hochmoore ähnlicher kleiner Bärlapp.

Najadaceae.

6. *Aponogeton crispus* Thunb.

   Wasserpflanze mit auf der Oberfläche schwimmenden Blättern, im noch nicht erblühten oberen Teile bischofstabartig umgebogenen Blütenständen. Blüten weiß, bei einer in den Gewässern der tropischen Moore lebenden Art blau.

Gramineae.

7. *Andropogon polyptychus* Stud.

   0,5—0,8 m hohes Gras.

8. *Vetiveria zizanoides* Stapf.

   Meterhohes, mächtige Bülte bildendes Gras, welches im Flachmoor nur ganz vereinzelt, im Hochmoor dagegen in großer Menge auftritt. S. Taf. 4, Fig. 1.

9. *V. venustus* Will.

   0,5—1,0 m hohes Gras mit großer lockerer Rispe.

10. *Panicum villosum* Lk.

    Niedriges, 0,2 m hohes, dicht gedrängt wachsendes Gras mit 2 bis 3 cm langen, 5 mm breiten, an den Rändern behaarten Blättern und lockerer Blütenrispe.

11. *Isachne miliacea* Roth.

    Niedriges, breitblättriges, stark behaartes Gras.
    S. Taf. 4, Fig. 3.

Figur 3.



Lycopodium cernuum L. Nach ENGLER-PRANTL.

12. *I. Kunthiana* W. u. A.

Eigentümliches Gras mit kurzen breiten Blättern.
S. Taf. 4, Fig. 2.

13. *Panicum repens* L.

Niedriges, gedrungen gebautes Gras.
S. Taf. 5, Fig. 3.

14. *Eria braccata* Lindl.

Dicht gedrängt wachsendes, 0,12—0,20 m hohes Gras.
S. Taf. 4, Fig. 4.

15. *Coelachne perpusilla* Huds.

Zartes niederliegendes Gras mit schmaler Rispe aus der Gruppe der *Aveneae*.
S. Taf. 5, Fig. 1.

Cyperaceae.

16. *Cyperus stamineus* N. u. E.

Sehr schönes, 30—40 cm hohes Zypergras.

17. *C. cuspidatus* H. u. K.

S. Taf. 5, Fig. 2.

18. *Scirpus mucronatus* L.

Mehr als meterhohe, mächtige Bülte bildende Simse.
S. Taf. 6, Fig. 1.

19. *Sc. fluitans* L.

Dicht gedrängt wachsendes, reich verästeltes und dicht beblättertes Zypergras mit zahlreichen winzigen Ährchen.
S. Taf. 6, Fig. 2.

20. *Fimbristylis monticola* Stud.

Kleines, nur 10 cm hohes Zypergras mit winzigen Ährchen.
S. Taf. 6, Fig. 3.

21. *Carex spicigera* Nills.

20—40 cm hohes Riedgras mit schmalen, den Stiel an Länge übertreffenden Blättern.

22. *C. maculata* Boot.

40—50 cm hohes Riedgras, die Blütenstiele kürzer als die Blätter.

Araceae.

23. *Richardia africana* Kunth.

Aus Südafrika stammend. Unsere bekannte Zimmerkalla, hier bis 1,5 m Höhe erreichend.

Xyridaceae.

24. *Xyris anceps* Lam.

0,25—0,4 m hohe Pflanze mit bis 10 cm langen, lineal-lanzettlichen Blättern und unbeblättertem Stengel, der in einem kleinen mehrblütigen Blütenknöpfchen endigt. Sehr charakteristische Moorpflanze, erinnerte mich im Habitus etwas an Narthecium ossifragum, abgesehen von der Blütenform.

S. Taf. 6, Fig. 4.

Eriocaulaceae.

25. *Eriocaulon truncatum* Hein.

Winzige, nur 0,03—0,10 m hohe Art, die gern auf dem überrieselten Grunde der Moorbäche wächst.

S. Taf. 7, Fig. 1.

26. *E. collinum* Hk.

Mittelgroße 0,25 m hohe Art.

S. Taf. 7, Fig. 2.

27. *E. Brownianum* Mast.

Sehr große, bis 1 m hohe Art, mächtige Bülte bildend. Die artenreiche Familie der *Eriocaulaceae* ist über die Tropen und Subtropen der ganzen Erde verbreitet und hat nur in Irland einen Vertreter in Europa.

S. Taf. 7, Fig. 3.

Commelinaceae.

28. *Cyanotis filosa* A. u. S.

Verästeltes Kraut, stark behaart, mit langen, schmalen Blättern und in dichter Trugdolde stehenden Blüten.

Juncaceae.

29. *Juncus effusus* L.

Erreicht über 1,5 m Höhe und bildet große Bülte.

S. Taf. 8, Fig. 1.

Polygonaceae.

30. *Polygonum praetermissum* Hook. f.

0,3—0,5 m hoher Knöterich mit rötlichem Stengel und wenigblütigen lockeren Blütenrispen.

31. *P. minus* Huds.

Hoher, rötlicher, vielfach verzweigter, reich blühender Knöterich.

32. *P. punctatum* H.

Niedriger, reich verzweigter Knöterich mit rautenförmigen Blättern, Blüten in endständigen Köpfchen.

Alle drei haben durchaus den Habitus unserer aufrecht wachsenden Polygonumarten.

Ranunculaceae.

33. *Ranunculus sagittaefolius* Hook.

Großer Hahnenfuß mit pfeilförmigen großen Blättern an bis 50 cm langem Blattstiel.

S. Taf. 8, Fig. 2.

Droseraceae.

34. *Drosera peltata* Sm.

Diese von unseren deutschen Sonnentauarten völlig abweichende Form ist auf Taf. 8, Fig. 3 dargestellt. Der über 30 cm hohe Stengel ist bis nahe an die Spitze mit kleinen 3—5 mm breiten, an 15 mm langen Stielen sitzenden, zahlreiche Drüsenhärchen tragenden Blättchen besetzt. Der Stengel ist ein wenig verästelt und trägt an der Spitze einige kleine weiße Blütchen. Die beiden andern in Ceylon vorkommenden Droseraarten gleichen mit ihren Wurzelrosetten den unsrigen und leben ebenfalls in Sümpfen. Ich habe sie nicht gefunden, vermutlich haben sie eine völlig andere Vegetationsperiode.

Leguminosae.

35. *Ulex europaeus* L.

Unser bekannter, zur atlantischen Pflanzengruppe gehörender Stachelginster ist wahrscheinlich eingeführt, er wächst in mehrere Meter hohen, reich blühenden Büschen auf dem Torfboden entlang dem Bache Nanuoya.

Oxalidaceae.

36. *Biophytum proliferum* Wight.

Kleines Pflänzchen mit zierlichen, fein gefiederten Blättchen und kleinen gelben Blüten.

S. Taf. 8, Fig. 4.

Violaceae.

37. *Viola distans* Wall.

Unserer *V. palustris* ähnliche kleine, unscheinbare Form.

Melastomataceae.

38. *Osbeckia erythrocephala* Naud.

Borstiges, bis $^3/_4$ m hohes Kraut mit behaarten, ganzrandigen Blättern und blauroten großen Blüten.

S. Taf. 9, Fig. 1.

Halorrhagineae.

39. *Serpicula hirsuta* W. u. A.

Unansehnliches Kraut mit kleinen, wenig gezähnten Blättern, die männlichen Blüten an dünnen Stielen, die weiblichen achselständig, sitzend.

Umbelliferae.

40. *Hydrocotyle asiatica* L.

Von unserer *H.* durch die Form der Blätter unterschieden.
S. Taf. 9, Fig. 3.

41. *H. rotundifolia* ROXB.

Winzige, kriechende Pflanze, aus allen Internodien sich bewurzelnd, mit kleinen, tief geschlitzten, schildförmigen Blättern.
S. Taf. 9, Fig. 4.

Gentianaceae.

42. *Gentiana quadrifaria* BL.

10 cm hoher, dicht gedrängt an möglichst feuchten Stellen wachsender Enzian mit blaßblauen kleinen Blüten.
S. Taf. 9, Fig. 2.

Scrophulariaceae.

43. *Calceolaria chelidonioides* H. B.

Bis 0,5 m hohe, reich verzweigte, gelb blühende Pantoffelblume. Eingeführt. Am Rande von Moorbächen.

44. *Veronica didyma* TENORE.

Winziges, 3—5 cm hohes Kraut mit kleinen, runden, ganzrandigen oder schwach und wenig gezähnten Blättern.

Lentibulariaceae.

45. *Utricularia orbiculata* WALL.

Blätter langgestielt, kreisrund, Blüten blau. Einjährige Landpflanze, auf dem Grunde periodisch überrieselter Bäche, mit dünnen, verzweigten, Schläuche tragenden Sprossen; 0,05 m hohe winzige Pflanze.

Rubiaceae.

46. *Anotis nummularia* HOOK. f.

Kriechendes, an feuchten Stellen der ceylonischen Gebirge häufiges Kraut mit gestielten, kugeligen Blütenständen und kleinen, runden, gegenständigen Blättern.
S. Taf. 10, Fig. 1.

Campanulaceae.

47. *Wahlenbergia gracilis* D. C.

0,3 m hohe Glockenblume mit hellblauen, fünfteiligen Glocken in lockeren, wenigblütigen Trauben. Blätter und Stengel rauhhaarig.

Compositae.

48. *Gynura lycopersicifolia* D. C.

Bis 1,5 m hohe, schön violett blühende Staude, im Habitus an unser *Eupatorium cannabinum* erinnernd. An nährstoffreichen Bächen.
S. Taf. 10, Fig. 3.

49. *Senecio gracilis* Arnh.

$^3/_4$ m hohes Kraut mit langen, schmalen Blättern und kleinen gelben Blütenköpfchen. Behaart.

50. *Anaphalis brevifolia* D. C.

Weißfilzige, weißblühende Pflanze.

S. Taf. 10, Fig. 4.

51. *A. oblonga* D. C.

Weißfilzige, rotblühende, an unser Katzenpfötchen, *Antennaria dioica* erinnernde Pflanze.

S. Taf. 10, Fig. 2.

52. *Gnaphalium indicum* L.

Weißfilzige, rotblühende, 30—40 cm hohe Pflanze.

Aus dieser Pflanzenliste geht hervor, daß das Flachmoor von Nurelia im Gesamtaussehen seiner Flora durchaus keine übermäßigen Abweichungen von der Pflanzenwelt unserer Flachmoore aufweist, wenn man von den etwas fremdartig anmutenden Xyridaceen und Eriocaulaceen absieht, daß vielmehr für die Mehrzahl der Flachmoorgewächse Ceylons sich direkte Analogien zu unseren heimischen Moorpflanzen feststellen lassen.

Ich wende mich nun dem zweiten Moor-Typus von Nurelia zu, der sich unmittelbar an den ersten anschließt, aber geologisch und botanisch von ihm völlig verschieden ist. An das Flachmoor grenzt, wie die von mir aufgenommene Karte dieses Torfmoorgebiets (Figur 2) zeigt, allseitig ein Gehängemoor an, das 5—30 m an dem überwiegend flachgeneigten, auf der Westseite des Sees aber ziemlich steil abgeböschten Gehänge emporsteigt. Es lagert teils auf grusig-verwittertem Granit, teils auf Laterit, der in kleinen Taschen und Mulden auch noch Faulschlamm enthalten kann. Ein solches Profil war an der Straße im Südwesten des Lake Gregory aufgeschlossen und ist auf Tafel 27 Fig. 2 wiedergegeben. Die Tafeln 24 und 25 geben ein gutes Bild des Aussehens dieser Gehängemoore, deren Mächtigkeit $^1/_2$—$^3/_4$ m beträgt.

Die chemische Untersuchung des Torfes aus diesem Gehängemoor ergab folgendes:

	Naturfeuchte Substanz	Auf absolut trockene Substanz berechnet
Wasser	54,4 %	—
Organische Stoffe . . .	14,36 »	31,47 %
Gesamtrückstand . . .	31,24 »	68,53 »
Darin Pflanzenasche . .	12,84 »	28,16 »

Die Berechnung des Aschengehaltes im Torfe ergibt 53 % organische Substanz und 47 % Asche. Der Torf ist also sehr viel aschenreicher als der des Flachmoores.

So verschieden wie der geologische Bau und die Oberfläche ist auch die Flora dieses Gehängemoors. Unter den 37 von mir hier gesammelten einheimischen Pflanzenarten sind nur 9 mit Arten des Flachmoors identisch, 28 sind auf das Gehängemoor beschränkt. Das Flachmoor trägt keine Bäume und Sträucher, mit Ausnahme des künstlich angepflanzten Eucalyptus. Auf dem Gehängemoor dagegen findet sich ein charakteristischer Baum des Urwalds von Ceylon, der auf allen umliegenden Bergen einen bedeutenden Anteil am Aufbau des Urwalds nimmt, nämlich das schöne *Rhododendron arboreum*, ein im Urwald 12—15 m hoher, mit prachtvollen, riesengroßen, leuchtend roten Blüten geschmückter Baum, der hier auf dem Hochmoor zu knorrig gewachsenen, höchstens 3—4 m hohen, in der Größe der Blätter und Blüten arg verkümmerten und vereinzelt stehenden Exemplaren verkrüppelt ist (siehe Tafel 25, Fig. 1).

Die sonst noch auf dem Gehängemoor vereinzelt auf der Südseite auftretenden Bäume sind Einwanderer, nämlich die südafrikanische *Acacia decurrens* und die kalifornische *Cupressus macrocarpa*; beide besitzen nichts von Verkrüppelungserscheinungen.

Das Auftreten des verkrüppelten *Rhododendron* auf diesem Moor erinnert in ganz auffälliger Weise an die Erscheinungsform der verkrüppelten Moorkiefern unsrer norddeutschen Hochmoore.

Sträucher fehlen mit Ausnahme von *Gaultheria fragrantissima* völlig; ebenso ist es mir trotz sorgfältigster Nachforschung nicht

gelungen, Moose als Torfbildner nachzuweisen. Nur an den Rändern der kleinen, in das Moor eingeschnittenen Entwässerungsgräben fand ich kümmerliche Polster von *Polytrichum*, sonst aber im eigentlichen Moor keinerlei Moose, und es ist in dieser Beziehung bezeichnend, daß ich das einzige Mooshälmchen an den Wurzeln einer Herbariumpflanze haftend fand.

In dem Gehängemoore von Nurelia sammelte ich folgende Pflanzen:

Gleicheniaceae.

1. *Gleichenia linearis.*
   S. Flachmoorpflanzen Nr. 1.

Polypodiaceae.

2. *Phegopteris punctata* C. Chr.
3. *Odontosoria chinensis* J. Sm.
   S. Flachmoorpflanzen Nr. 3.

Osmundaceae.

4. *Osmunda javanica* Bl.
   Farn mit einfach gefiederten Blättern, 0,15—0,3 m langem Stiele und 0,3—1,0 m langer, dünnlederiger, kahler Spreite. Fiedern gestielt, lineal-lanzettlisch, ganzrandig, gekerbt. Ceylon und Sundainseln.

Lycopodiaceae.

5. *Lycopodium cernuum* L.
   S. Flachmoorpflanzen Nr. 4.
6. *L. carolinianum* L.
   S. Flachmoorpflanzen Nr. 5.

Coniferae.

7. *Cupressus macrocarpa* Hartm.
   Aus Nordamerika eingeführt.

Gramineae.

8. *Zenkeria elegans* Trin.
   Hohes Gras mit ganz lockerer Rispe.
9. *Vetiveria zizanoides.*
   S. Flachmoorpflanzen Nr. 8.
10. *Dimeria fuscescens* Trin.
    0,4 m hohes Gras mit je zwei Ähren auf jedem Stengel.
    S. Taf. 11, Fig. 1.

11. *Ischaemum ciliare* RETZ.

Mehr als 0,5 m hohes Gras mit kurzer gedrungener Ähre.

12. *Arundinella villosa* ARNH.

0,25 m hohes Gras mit pfriemenförmigen behaarten Blättern.

13. *Arundinaria densifolia* MUNRO.

Gras vom Aussehen eines niedrigen, 0,4—0,6 m hohen Schilfrohres. dicht beblättert.

S. Taf. 11, Fig. 2.

Cyperaceae.

14. *Cyperus distans* L.

Krüppelform, 0,4 m hoch, mit dünnen Ährchen.

15. *C. cuspidatus* H. u. K.

S. Flachmoorpflanzen Nr. 17.

16. *Fimbristylis connectens* THW.

Cyperus-ähnliche Pflanze.

S. Taf. 11, Fig. 3.

17. *Carex lindleyana* NILLS.

0,5—0,75 m hohes Riedgras mit 3—4 blattwinkelständigen Ähren.

Orchidaceae.

18. *Satyrium nepalense* DOS.

Bis 0,5 m hohe, schön fleischrot blühende Blume.

S. Taf. 11, Fig. 4.

19. *Spiranthes australis* LINDL.

0,25—0,40 m hoch, weiß blühend, unserer *Sp. autumnalis* außerordentlich ähnlich.

Alsinaceae.

20. *Cerastium vulgatum* L. var. *glomeratum* THAILL.

Blätter und Stengel stark behaart.

Papilionaceae.

21. *Acacia decurrens* WILLD.

Aus Australien stammender Baum mit zierlichen, fein gefiederten Blättern und gelben kugeligen Blüten.

Umbelliferae.

22. *Heracleum zeylanicum* GARDN.

Blätter ober- und unterseits behaart.

Ericaceae.

23. *Rhododendron arboreum* Sm.

Im Urwalde von Nurelia ein stattlicher Baum mit glänzenden, unterseits mit weißen Drüsen besetzten Blättern und großen, weithin leuchtenden roten Blüten, wird auf dem Hochmoor zu einer Krüppelform von 3—4 m Höhe (Taf. 25, Fig. 1) mit verkümmerten Blättern und kleinen Blüten.

24. *Gaultheria fragrantissima* Wall.

0,6—0,8 m hoher Strauch mit weißen Blütenrispen, hellblauen, saftlosen Beeren und schwach gezähnten lederartigen Blättern. Hat das Aussehen einer typischen Hochmoorpflanze und erinnert im Habitus an unser *Vaccinium uliginosum*.

S. Taf. 12, Fig. 2.

Gentianaceae.

25. *Exacum macranthum* Arnh.

0,3—0,6 m hoher Enzian mit prachtvoll blauen, großen, offenen Blüten.

S. Taf. 12, Fig. 1.

Borraginaceae.

26. *Cynoglossum micranthum* Desf.

Blüten kleiner und lockerer gestellt, sonst unserem *C. officinale* L. ähnlich.

Dipsacaceae.

27. *Dipsacus Walkeri* Arnh.

Meterhohe, an *Scabiosa* erinnernde Pflanze, der Stengel mit Millimeter langen Stacheln besetzt.

Scrophulariaceae.

28. *Pedicularis ceylanica* Benth.

0,5 m hohe, schlanke, rotblühende, im Habitus völlig unsern europäischen Arten gleichende Pflanze.

S. Taf. 12, Fig. 3.

Labiatae.

29. *Calamintha umbrosa* Benth.

0,25—0,3 m hohe Pflanze.

30. *Justicia procumbens* L.

Lippenblütler mit hellroten Blüten in dichten Ähren.

S. Taf. 12, Fig. 4.

Plantaginaceae.

31. *Plantago lanceolata* L.

Eingeschleppt.

32. *Pl. media* L.

Eingeschleppt.

Rubiaceae.

33. *Hedyotis verticillaris* G. u. E.

Dichte Blattrosetten von 0,1—0,2 m Durchmesser, bedecken den Boden eng aneinander gedrängt. Blüten habe ich nicht gesehen.

S. Taf. 13, Fig. 1.

34. *Knoxia platycarpa* var. *β hirsuta* THW.

Stark verzweigtes Kraut mit eiförmigen, ganzrandigen, gelbgrünen Blättern.

S. Taf. 13, Fig. 2.

Valerianaceae.

35. *Valeriana Moonii* ARNH.

Kleiner, weißblühender Baldrian.

Compositae.

36. *Vernonia Wightiana* ARNH.

Blätter und Stengel dicht wollhaarig filzig.

S. Taf. 13, Fig. 3.

37. *Senecio ludens* CLARKE.

0,3 m hohes Kreuzkraut mit unten kurz gestielten, oben sitzenden, elliptischen, grob gezähnten Blättern und gelben Blüten in wenigen wenigblütigen Köpfchen. Blätter und Stengel etwas behaart.

38. *Ageratum comyzoides* L.

Stammt aus dem tropischen Amerika, über die ganze Welt verbreitet, häufig als Zierpflanze gezogen, schwach behaartes Kraut mit kleinen, grünlich-weißen Blütenköpfen.

39. *Crepis fuscipappa* CLARKE.

Unscheinbare, gelbblühende Pflanze.

40. *Anaphalis brevifolia* D. C.

S. Flachmoorpflanzen Nr. 50.

41. *Anaphalis oblonga* D. C.

S. Flachmoorpflanzen Nr. 51.

42. *Gnaphalium indicum* L.

S. Flachmoorpflanzen Nr. 52.

Sieht man von den eingewanderten 5 Arten ab, so bleiben 37 Arten, von denen 9 auch im Flachmoor sich finden, darunter 4 Kryptogamen und 3 Kompositen.

Es erhebt sich nun die Frage, mit welchem unserer Moortypen wir dieses Gehängemoor von Nurelia in Parallele stellen dürfen. Ich neige dazu, es nicht mit unserem Zwischenmoor, sondern mit unserem Hochmoor zu vergleichen, und zwar wegen der äußeren Entstehungsbedingungen. Dieses Gehängemoor mit allen seinen Eigenschaften ist das Ergebnis eines gegenüber dem Flachmoor sehr beträchtlichen Mangels an mineralischen Nährstoffen. Das Flachmoor erhält diese dauernd zugeführt aus dem Wasser des Sees, dem von allen Seiten nährstoffreiche Bäche zufließen, die ihre gelösten Salze aus dem Verwitterungsboden des Granits reichlich aufgenommen haben. Das Gehängemoor dagegen wird ausschließlich vom Regenwasser befeuchtet, leidet also unter einem erheblichen Mangel an mineralischen Nährstoffen. Das sind aber dieselben Bedingungen, wie bei den Hochmooren, und darum kann man trotz völligen Fehlens der Moose dieses Moor von Nurelia nur als Hochmoor bezeichnen. Im Gegensatz zu der zuletzt auch von Potonié ausgesprochenen Überzeugung von der Existenz-Unmöglichkeit von Hochmooren in den Tropen können wir durch das Gehängemoor von Nurelia also das Auftreten von Hochmoor zum mindesten in der subtropischen Zone als festgestellt erachten.

Auf einige weitere Übereinstimmungen zwischen unsern und den ceylonischen Hochmooren komme ich sogleich noch zu sprechen. Vorher möchte ich noch erklären, warum ich dieses Moor von Nurelia als subtropisch bezeichne. Ich muß dies tun, trotzdem das Gebiet von Nurelia unter 7 Grad nördlicher Breite liegt, mit Rücksicht auf seine Höhenlage von 1850 m über dem Meeresspiegel. Dafür spricht die außerordentlich gleichmäßige Temperatur, deren Monatsmittel zwischen 14 und 16 Grad C schwankt, wobei die Monate März bis Mai am wärmsten sind. Die Tage sind sehr heiß, die nächtliche Abkühlung stark, und gelegentlich kommt es sogar einmal zur Reifbildung. Die höchste Tagestemperatur überschreitet die mittlere Monatstemperatur um mehr als das Doppelte. Die Niederschläge betragen in Nurelia 2375 mm; Juni und Juli sind am reichsten mit über 300 mm, Februar und März am ärmsten mit 60—80 mm. August und Dezember haben zwischen

200 und 300 mm, Januar, April und Mai zwischen 100 und 200 mm Niederschläge. Die Zahl der Regentage im Jahr beträgt nach 40-jähriger Beobachtung 200.

Auch rücksichtlich der Kulturgewächse und der wilden Flora gehört das Gebiet der subtropischen Zone an. Wir befinden uns in Nurelia mitten im Gebiet des Teebaus, und unter den Urwaldpflanzen gehören die Baumfarne, die Passifloren, Guttaceen und baumartigen Rhododendren durchaus der subtropischen Zone an. Auch die Palmen kommen in vereinzelten Exemplaren noch vor.

Eine weitere bemerkenswerte Analogie mit unsern Hochmooren ist die Entwicklung xerophiler Merkmale bei zahlreichen Arten der Moorflora von Nurelia, die sich im Auftreten dichtfilziger Blätter und starker Behaarung der Stengel und Blätter äußert. Nicht weniger als ein Viertel bis ein Drittel der von mir gesammelten Arten tragen solche Merkmale der Anpassung an Trockenheitsverhältnisse zur Schau; ich führe sie zurück auf die durch die enorme Insolation der scheitelrecht strahlenden Sonne bedingte starke Erwärmung des Bodens und auf die davon abhängige kräftige Verdunstung, die ihrerseits wieder durch das anscheinend ziemlich hohe Sättigungs-Defizit begünstigt wird.

Eine ebenfalls sehr auffallende Analogie mit unsern Mooren liegt in der Bildung von Bülten durch zahlreiche Pflanzen. Besonders auffallend sind unter den hochgewachsenen Pflanzen die Gattungen *Juncus*, *Scirpus*, *Eriocaulon* und *Vetiveria*, unter den niedrigen eine ganze Reihe von Süß- und Sauer-Gräsern aus den Gattungen *Carex*, *Cyperus*, *Fimbristylis*, *Isachne*, *Coelachne*, *Rhynchospora*, *Panicum* und *Dimeria*. Infolgedessen gewähren die Moore von Nurelia denselben Anblick wie die unsrigen.

Wo das Gehängemoor von Bächen durchflossen wird, die aus dem angrenzenden Gebirge kommen und reich an Nährstoffen sind, da stellt sich sogleich eine üppige Vegetation hoher Kräuter ein, unter denen *Richardia africana*, *Gynura lycospersicifolia*, *Calceolaria chelidonioides* und *Juncus effusus* am meisten in die Augen fallen. Diese Erscheinung, die Tafel 26 und das obere Bild von Tafel 27 wiedergeben, entspricht vollkommen der Rüllenbildung unserer Hochmoore.

In hohem Maße auffallend ist die weitgehende Übereinstimmung in den Familien und selbst in den Gattungen zwischen den Mooren von Nurelia und unsern Mooren. Unter den 32 Familien, die in der Flora von Nurelia vertreten sind, sind nur 3 in unsern deutschen Mooren nicht vorhanden, und unter 71 Gattungen sind immer noch 39, also mehr als die Hälfte auch bei uns zu finden. In den Arten dagegen ist der Unterschied sehr groß. Meine Pflanzenliste umfaßt nur 4 Namen von Pflanzen, die auch bei uns vorkommen, aber von diesen 4 ist wohl nur *Juncus effusus* wirklich in Ceylon einheimisch, während die 3 andern, nämlich *Ulex europaea* und 2 *Plantago*-Arten Einwanderer sind. Unter den 80 beobachteten Arten sind 13, also 16 % auf Ceylon beschränkt, und 9, entsprechend 11 %, eingewandert, während 75 % über mehrere Tropenländer, zum Teil sogar über mehrere Erdteile verbreitet sind.

Ein zweites Torfmoor von etwa 30 m Breite und unbekannter Länge traf ich mitten im Urwald bei einer Besteigung des höchsten Berges der Insel, des Talagalla, in 2250 m Meereshöhe an. Unter den dort gesammelten 10 Pflanzen sind nur 2 auch in dem Moor von Nurelia aufgefunden, nämlich *Anotis nummularia* und der Bärlapp, die acht übrigen sind neu und 6 von ihnen, also mehr als die Hälfte der ganzen Flora gehört zu endemischen, d. h. auf Ceylon beschränkten Arten. Die Flora dieses an endemischen Gewächsen überaus reichen, noch 400 m höher gelegenen Moors am Talagalla besteht aus folgenden Arten:

Lycopodiaceae.

1. *Lycopodium Carolinianum* L.

   Vergl. Pflanzenliste des subtropischen Flachmoores. Nr. 5.

Cyperaceae.

2. *Carex Walkeri.*

   1,5—2 m hohes reichblütiges Riedgras.
   S. Taf. 13, Fig. 4.

Eriocaulaceae.

3. *Eriocaulon caulescens* Hk. f.

   Blätter 5—8 cm, Stengel etwa 30 cm lang, dem *E. collinum* des subtropischen Flachmoores, Taf. 7, Fig. 2, gleichend.

Orchidaceae.

4. *Habenaria torta* Hk. f.

Weißblütige 0,15—0,25 cm hohe Orchidee mit *Spiranthes*-ähnlich gedrehtem Stengel.

Gentianaceae.

5. *Exacum zeylanicum* Roxb.

0,3—0,4 m hohe Staude mit gegenständigen, sitzenden Blättern und großen tiefblauen Blüten in vielblütigen Trugdolden. Vergl. das sehr ähnliche *E. macranthum* auf Taf. 12, Fig. 1.

Rubiaceae.

6. *Anotis nummularia* Hook. f.

Vergl. Pflanzenliste des subtropischen Flachmoores Nr. 46 und Abb. Taf. 10, Fig. 1.

7. *Hedyotis quinquenervia* Thw.

Kleines Kraut mit fünfnervigen, gegenständigen Blättern.

Compositae.

8. *Myriactis Wightii* D. C.

Kraut mit 15—20 cm hohem Stengel, gekerbten Blättern und kugeligem Blütenstand.

9. *Anaphalis Thwaitesii* Clarke.

Weißfilziges, Edelweiß-ähnliches, 15—20 cm hohes Gewächs mit weißfilzigen Blüten.

10. *Emilia zeylanica.*

Die gelb blühende, zur Gattung *Senecio* gehörende Pflanze hat ungeteilte linealische Blätter und gelbe Blüten in gestielten Köpfchen.

Aus dem Auftreten des *Eriocaulon* und des riesenhaften *Carex Walkeri*, sowie aus dem Umstande, daß das Moor am Talagalla von einem kleinen nährstoffreichen Bache berieselt wird, darf man auf den Flachmoor-Charakter der dortigen Torfablagerung schließen.

Flachmoor wie Hochmoor des Hochlandes von Ceylon sind übereinstimmend charakterisiert durch das Vorherrschen der Gramineen und Cyperaceen als Torfbildner. Neben ihnen kommen nur noch die Gattungen *Juncus*, *Xyris* und *Eriocaulon* in Frage. Eine bestimmte Zone des Flachmoores am Lake Gregory kann man zweifellos als Eriocaulonetum bezeichnen.

Wenn ich die Ergebnisse des bisher Vorgetragenen noch einmal kurz zusammenfasse, so bestehen sie darin, daß im subtropischen Gebirgsklima des inneren Ceylon sich Torfmoore finden, die ihrem ganzen Charakter nach dem europäischen Typus des Hoch- und Flachmoors entsprechen und als reine Grasmoore oder als Eriocaulonmoore zu bezeichnen sind.

Aus dem Hochland Ceylons ging ich in das westlich und südlich angrenzende Flachland, um den Versuch zu machen, nun auch noch echte tropische Moore aufzufinden. Auf langen Eisenbahnfahrten im Küstenland sank meine Hoffnung stark, denn alle Niederungen, in denen sich Moore hätten finden können, führten nur gelbe oder dunkle Schlick- und Tonablagerungen. Erst als ich von Colombo nach Süden fuhr und mich der äußersten Südspitze der Insel näherte, sah ich von der Eisenbahn aus ausgedehnte Grassümpfe mit tiefschwarzem Boden, und hier fand ich dann endlich in der letzten Woche meines Aufenthalts zu meiner Genugtuung typische Torfmoore, die sich über eine große Strecke des flachen Küstenlandes von Ambalangoda bis östlich von Point de Galle ausdehnen. Sie liegen unmittelbar an der Küste und sind von ihr zum Teil nur durch einen 50—200 m breiten sandigen Strandwall getrennt, der mit üppigen Kokospalmenhainen bestanden ist. Auf ihm wachsen in dichtem Teppich Massen der rotblühenden *Ipomoea biloba* mit fleischigen Blättern und die schön blühende, aufrechtwachsende *Vinca rosea*. Hinter diesem Wall liegt ein Gewirr sumpfiger Niederungen, voneinander getrennt durch flache, tiefgründig verwitterte Granitrücken, in 1—2 m Höhe über dem Meer.

Soweit diese Niederungen von fließendem Wasser durchströmt werden, sind sie wie überall mit gelbem oder durch organische Beimengungen dunkelgefärbtem Flußschlick oder auch mit tonigem Faulschlamm ausgekleidet. Im letzteren Fall enthalten sie auch die typischen dunklen Schwarzwasser der Tropenländer. Wo aber die regelmäßigen Überschwemmungen mit Flußwasser fortfallen, da sind die Rinnen und Becken mit echtem Torf ausgekleidet. Diese Becken bilden infolge der dichten hochstämmigen Kulturen

ein höchst unübersichtliches Netzwerk und sind voneinander durch flache Rücken verwitterten Granits getrennt, die stellenweise bis zum Meer reichen und an der sonst flachen geradlinigen Küste kleine Buchten erzeugen, in denen ein üppiges Korallenleben zur Entfaltung kommt. Das ganze Gebiet liegt im tropischen Regenwald mit 2250 mm Niederschlägen, regenfreie Monate gibt es nicht. Die mittlere Jahrestemperatur beträgt 28 Grad C., die Extreme schwanken zwischen 20 und 34 Grad, und der kälteste und der wärmste Monat weichen nur um je 1,1—1,2 Grad von der mittleren Jahrestemperatur ab. Die Luft ist außerordentlich viel feuchter als in Nurelia, ich bin aber nicht in der Lage, Zahlenwerte für die Beträge des Sättigungsdefizits an beiden Orten anzugeben.

Das geologische Profil dieser rein tropischen Torfmoore weicht von dem der Hochlandmoore ab, indem nicht vorwiegend anstehende Gesteine oder verschwemmte Tone den Untergrund bilden, sondern subfossile Madreporen-Riffe. Auf einer Strecke von mindestens 60 km, von Ambalangoda über Point de Galle bis über Matara hinaus, sieht man in der Küstenniederung zahllose kleine Gruben, in denen die Korallenkalke ausgebeutet werden. In Ambalangoda findet sogar ein großer Eisenbahnversand dieser Korallenmassen statt; sie werden gebrannt und teils als Mörtel, teils als Zusatz zu dem allgemein verbreiteten Reizmittel des Betels verwandt. Vielfach sind die Schwellen des Eisenbahnkörpers in Korallengrus eingebettet. Das Material dazu wird einfach durch beiderseits der Eisenbahn gezogene Gräben gewonnen. Die großen Korallenstöcke und die größeren Korallenmuscheln, wie die Tridacnen, werden auf die Seite geworfen. Auf dem Eisenbahnkörper selbst hat der Regen dann die Muscheln und Schnecken ausgewaschen, und es bietet sich hier die schönste Gelegenheit, die gesamte reiche Fauna dieser subfossilen Riffe zu sammeln. Wir haben es hier offenbar mit einem vielleicht um 2—3 m aufwärts bewegten alten Riff zu tun, welches die Buchten der ehemals viel reicher gegliederten Küste in derselben Weise auskleidet, wie dies heute noch bei den von Granitfelsen umgebenen Buchten von Point de Galle, Weligama und Matara der Fall ist. Nach der

Hebung wurde der küstennahe Teil der Riffe in einer Breite von 80—200 m übersandet, wodurch die heutige Strandterrasse entstand, während der hinter ihr liegende Teil mit dem Schlick der Flüsse oder mit Torf überkleidet wurde.

Die Mächtigkeit des Torfs beträgt bis 1 m, es können aber auch größere Mächtigkeiten vorkommen. Da ich keinen Bohrer zur Verfügung hatte, konnte ich bezüglich der höchsten Mächtigkeiten keine Feststellungen vornehmen. Wo der Humusboden etwas höher liegt und durch Gräben entwässert werden konnte, ist er mit üppigsten Tropenkulturen, Kokos- und Arecapalmen, *Musa*, Papaya und *Artocarpus*, bewachsen. Wo aber der ursprüngliche Zustand noch vorhanden ist, haben wir typische Grasmoore vor Augen, die durchsetzt sind mit kleinen Inseln oder länglichen Streifen von niedrigen Bäumen und Büschen, die ihrerseits von einem üppigen Gewirr von Schlingpflanzen überkleidet sind. Die 4 Bilder auf den Tafeln 28 und 29 geben das Aussehen dieser Gras- und Buschwald-Moore wieder.

Der Torf hat folgende Zusammensetzung:

	Berechnet auf naturfeuchte Substanz	Berechnet auf absolut trockene Substanz
Wasser	69,01 %	—
Organische Stoffe . . .	22,03 »	71,07 %
Gesamtrückstand . . .	8,96 »	28,93 »
Darin Pflanzenasche . .	4,96 »	16,00 »

Nach Abzug der anorganischen, mechanisch beigemengten Stoffe ergibt sich folgende Zusammensetzung des Torfes:

Organische Stoffe . . . . . 81,63 %
Asche . . . . . 18,36 »

Der Aschengehalt ist also ungefähr ebenso groß, wie der des subtropischen Flachmoores und demnach sehr viel geringer, als der des subtropischen Hochmoores.

Im Gegensatz zu dem subtropischen Moore beteiligen sich an der Torfmoorvegetation auch zahlreiche Sträucher und Bäume,

so daß diese Moore floristisch einen von unsern Mooren recht verschiedenen Anblick darbieten. Auffällig ist zunächst der Reichtum an Farnen, Gramineen, Cyperaceen und Leguminosen. Unter den von mir gesammelten etwa 60 verschiedenen Pflanzen, die natürlicherweise auch hier die Moorflora nicht völlig erschöpfen werden, sind 6 Farne, 5 Gramineen, 8 Cyperaceen und 5 Leguminosen, die zusammen zwei Fünftel der gesamten Flora ausmachen. Die weitaus meisten übrigen Pflanzenfamilien sind nur durch je eine oder höchstens zwei Arten vertreten.

In diesem echten Tropenmoore habe ich die nachstehend verzeichneten Pflanzen gesammelt:

Gleicheniaceae.

1. *Gleichenia linearis* L.

   S. Pflanzenliste des subtropischen Flachmoores 1.

Polypodiaceae.

2. *Dryopteris* (*Nephrodium*) *gongylodes* (Schk.) O. Ktze.

   Zierlicher Farn mit schmalen, bis zur Mitte eingeschnittenen Fiedern. S. Taf. 14, Fig. 1.

3. *Nephrolepis biserrata* (Sw.) Schott.

4. *Nephrolepis exaltata* (L.) Schott.

   Tropische Farne mit gebüschelten, einfach gefiederten, lange Zeit fortwachsenden Blättern, ungeteilten, sitzenden Fiedern, gegabelten, am Ende keulig angeschwollenen und dort Kalk ausscheidenden Seitenadern und mit kreis- oder nierenförmigen Schleiern.

   N. exaltata macht meterlange Wedel und wird bei uns vielfach als Schmuckfarn gezogen.

5. *Acrostichum aureum* L.

   Rhizom holzig, etwas beschuppt, mit dicken Wurzelfasern im Schlamm verankert, Blätter mit 0,3—0,6 m langem, kräftigem Stiel, Spreite 0,6 bis 2 m lang, 0,3—0,6 m breit, hart lederig. Fiedern zahlreich, gestielt, 0,1—0,3 m lang, 6 cm breit, länglich zungenförmig, ganzrandig, die unteren steril, die oberen fertil, dicht mit Sporangien bedeckt. Bewohner der Mangrovesümpfe, in allen tropischen Ländern verbreitet.

Schizaeaceae.

6. *Lygodium scandens* (L.) Sw.

   Liane (Schlingfarn), Stamm kriechend, Blätter einzeilig dorsal, Spindel der älteren Blätter windend, unbegrenzt wachsend. Fiedern

erster Ordnung gestielt, zahlreich, kurz, in ein knospenartiges Ende auslaufend, Fiedern zweiter Ordnung ein Paar, wiederholt dichotom oder gefiedert. Alle Fiedern gegliedert dem Stiele angesetzt, leicht abfällig. Westafrika und Indien. Hervorragender Kletterfarn, der in den Büschen und Bäumen des Moores besonders bei Talpe dichte Überzüge bildet. Wird bei uns viel gezogen und als Tafelschmuck verwendet.

Gramineae.

7. *Dimeria Lehmanni* Hack.

Dünnhalmiges Gras mit schlanken Doppelähren.
S. Taf. 14, Fig. 2.

8. *Ischaemum aristatum* L.

Alle Arten dieser Gattung haben ihre Verbreitung im Monsungebiete.

9. *Isachne Kunthiana* Wth.

Gras mit kurzen Blättern und lockerer Blütenrispe.

10. *Panicum interruptum* Willd.

Hochgewachsenes Gras mit langen, schmalen Blättern und langer sehr schlanker Ähre.

11. *Leersia hexandra* Sw.

Durch die ganze Tropenzone verbreitetes, dem Reis (*Oryza*) ähnliches Gras. Klettert mit seinem dünnen Stengel im Gebüsch bis zu 3 m Höhe empor.

12. *Eragrostis amabilis* Wth.

Große in mehr als 100 Arten über alle wärmeren Länder verbreitete Gattung. Blütenrispe mit zahlreichen kleinen, zierlichen Ähren.

Cyperaceae.

13. *Cyperus Haspan* L.

Tropengras mit zierlichem Blütenstand, der aus zahlreichen kleinen, vielblütigen Ährchen besteht.
S. Taf. 14, Fig. 3.

14. *Fuirena umbellata* Rottb.

Die Gattung ist auf die Tropen beschränkt, unsere Art findet sich in den Tropen beider Hemisphären.
S. Taf. 14, Fig. 4.

15. *Fimbristylis acuminata* Vahl.

S. Taf. 15, Fig. 2.

16. *F. globulosa* Kunth.

Vorzugsweise in den Tropen entwickelte Gattung niedriger Gräser.

17. *F. tetragona* R. Br.

Schlankes Gras mit kleinen Blütenköpfchen.

18. *Heleocharis fistulata* SCHULTES.

Von den Tropen bis in das arktische Gebiet reichende Gattung. Unsere Art hat einen bis meterlangen Schaft, der in einer 1—2 cm langen dünnen Ähre endigt.

S. Taf. 15, Fig. 1.

19. *Rhynchospora Wallichiana* KUNTH.

Von den etwa 150 Arten überschreiten nur wenige den Wendekreis, darunter die bekannte Hochmoorpflanze Europas und Nordasiens *Rh. alba* (L.) VAHL.

Der Habitus unserer Art ergibt sich aus der Abbildung.

Taf. 15, Fig. 4.

20. *Rh. aurea* VAHL.

In tropischen Teilen Amerikas und Asiens weit verbreitetes Gras mit großer, reichblütiger Rispe, bis 0,3 m langen, 1—2 cm breiten Blättern.

S. Taf. 15, Fig. 3.

21. *Scleria ceylanica* POIS.

Gras mit sehr harten porzellanartigen, weißen, kugeligen, glänzenden Früchten.

Araceae.

22. *Colocasia antiquorum* SCHOTT.

Taropflanze, liefert in ihren Knollen überall in den Tropen der Alten und Neuen Welt ein wichtiges Gemüse. Trägt hohe, langgestielte, schildförmige, am Grunde herzförmig ausgerandete Blätter und einen Kolben mit lang kegelförmigem, dunkelgelb gefärbtem Anhang. In Ostindien und Ceylon wild.

Typhaceae.

23. *Typha* sp.

Ein Rohrkolben gedeiht im stehenden Wasser der Moore bei Ambalangoda. Ich konnte kein Exemplar erlangen und daher die Art nicht näher bestimmen.

Flagellariaceae.

24. *Susum anthelminthicum* BL.

Ceylon, Malakka und Inseln des indischen Archipels.

Üppige Pflanze mit kräftigen, 0,6—2,2 m langen, 10—15 cm breiten, gestielten, lanzettlichen Grundblättern, am Rande der Sümpfe Dickichte bildend.

Xyridaceae.

25. *Xyris indica* L.

Rasenbildendes Kraut mit grundständigen, schmallinealischen Blättern, bis meterlangem Blütenschafte und endständigem Blütenköpfchen. Die Gattung ist überwiegend im tropischen Amerika verbreitet, *X. indica* auf die Tropen der Alten Welt beschränkt. Alle Arten sind Sumpfbewohner.

S. Taf. 16, Fig. 1.

Eriocaulaceae.

26. *Eriocaulon sexangulare* L.

Häufige Pflanze der Reisfelder in Ostindien und Japan.

S. Taf. 16, Fig. 2.

Commelinaceae.

27. *Commelina nudiflora* L.

Kraut mit blauen, dreiblättrigen Blüten, findet sich nicht nur in den Tropen, sondern auch über diese hinaus bis Ägypten und zu den Kanaren, in Nordamerika bis Illinois.

Pontederiaceae.

28. *Monocharia vaginalis* Presl.

Lebt im ganzen tropischen und subtropischen Asien und in Ostafrika, hat langgestielte, mehr oder weniger herzförmige Blätter und ährig angeordnete Blüten.

Liliaceae.

29. *Gloriosa superba* L.

Prachtvolle, rot blühende, kletternde Lilie mit länglich lanzettlichen, mit Wickelranke versehenen Blättern, in deren Achseln die einzelnen großen gestielten Blüten sitzen. Von Ostindien bis Guinea verbreitet. Habitusbild nach Engler-Prantl in Figur 4.

Polygonaceae.

30. *Polygonum barbatum* L.

Zur Sektion *Persicaria* gehörender, ausdauernder, in Ostindien, China und Japan verbreiteter Knöterich mit länglichen, dickblütigen Ähren.

Nymphaeaceae.

31. *Nymphaea stellata* Willd.

Blau, rosa oder weiß blühende Seerose mit kleinen zierlichen Blüten, in Südostasien und Neuholland verbreitet.

32. *Nelumbo nucifera* Gaertn.

Die bekannte Lotospflanze.

Leguminosae.

33. *Desmodium heterophyllum* D. C.

Mit 150 Arten in den Tropen beider Hemisphären weit verbreitete Gattung. Unsere Art ist ein niederliegendes, im tropischen Asien häufiges Kraut mit ganzrandigen dreifiedrigen Blättern und einzelnen Blüten an langem, dünnem Stiel.

S. Taf. 16, Fig. 4.

Figur 4.



Gloriosa superba L. Nach Engler-Prantl.

34. *Aeschynomene aspera* L.

Mit mehr als 50 Arten über die Tropen der ganzen Erde verbreitete Gattung. Unsere Art lebt im tropischen Afrika und Asien, hat lange, schmale, gefiederte Blätter mit kleinen Fiederchen und große, aus einzelnen viereckigen Stücken zusammengesetzte und in solche zerfallende Hülsen.

S. Taf. 16, Fig. 3.

35. *Flemingia strobilifera* Br.

In Südindien und dem malaiischen Archipel verbreiteter Strauch mit eiförmigen ungeteilten Blättern und in einseitswendigen Trauben sitzenden Blüten mit großen, nierenförmigen, zusammengefalteten, die Blüten verdeckenden Hochblättern.

S. Taf. 17, Fig. 2.

36. *Clitoria cajanaefolia* Benth.

In Hinterindien, Java und im tropischen Amerika verbreitetes Kraut mit graugrünen, ganzrandigen Blättern.

S. Taf. 17, Fig. 1.

37. *Cassia alata* L.

Strauch mit leuchtend rotgelben, großen Blüten in endständigen Trauben.

Euphorbiaceae.

38. *Macaranga tomentosa* Wth.

Baum mit sehr großen, ganzrandigen, schildförmigen Blättern.

Balsaminaceae.

39. *Hydrocera angustifolia* Bl.

Kraut mit langen schmalen Blättern und blattwinkelständigen, kurz gestielten Blüten.

S. Taf. 17, Fig. 3.

Tiliaceae.

40. *Triumfetta rhomboidea* Jack.

Über beide Erdhälften weit verbreitetes Ruderalunkraut, dessen Früchte mit zahlreichen, an der Spitze mit Widerhäkchen versehenen steifen Borsten besetzt sind. Habitusbild nach Engler-Prantl in Figur 5.

Ochnaceae.

41. *Gomphia angustifolia* Vahl.

Strauch mit einfachen, lederartigen, glänzenden Blättern und in reichblütiger Rispe stehenden Blüten. Vorder- und Hinterindien.

S. Taf. 17, Fig. 4.

Passifloraceae.

42. *Passiflora foetida* L.

Kletterpflanze mit dreilappigen ganzrandigen Blättern, unten links, oben rechts gewundenen Wickelranken und grünlichen, lang gestielten, hängenden Blüten mit sehr stark zerschlitzten Kelchblättern.

S. Taf. 18, Fig. 1.

Figur 5.



Triumfetta rhomboidea Jack. Nach Engler-Prantl.

Lecythidaceae.

43. *Barringtonia racemosa* Bl.

Baum mit kurzgestielten, derbhäutigen, schwach kerbzähnigen, 25 cm langen Blättern und mit in langen überhängenden Trauben angeordneten Blüten. Von Mocambique bis Queensland verbreitet. Dieser Baum ist deshalb von besonderer Wichtigkeit, weil er zwischen der Flora der ceylonischen und ostafrikanischen Torfmoore die erste Brücke schlägt.

Rhizophoraceae.

44. *Bruguiera gymnorrhiza* Lam.

Kahler Mangrovebaum, an der Basis des schlanken Stammes einige kurze Stützwurzeln, Seitenwurzeln stellenweise knieartig aus dem Boden

hervorragend, hoher Stamm, schirmförmige Krone, mittelgroße Blüten mit roter Blütenachse, rotem Kelch und braunen strohartigen Blättern.

S. Taf. 18, Fig. 2.

Myrtaceae.

45. *Eugenia gambolana* Lam.

Strauch mit ganzrandigen, lederartigen Blättern und kleinen, in einer endständigen Traube stehenden Blüten.

Melastomataceae.

46. *Melastoma malabathricum* L.

Strauch mit lederigen, ganzrandigen, leuchtend hellgrünen Blättern und ansehnlichen, purpurnen Blüten. Gemein in Ostindien und auf den vorgelagerten Inseln. Ähnelt der folgenden Art sehr.

47. *Osbeckia aspera* Bl.

Baum mit hellgrünen, ganzrandigen Blättern und schönen violetten Blüten. In der tropischen Zone der östlichen Erdhälfte.

S. Taf. 18, Fig. 3.

Apocynaceae.

48. *Cerbera Odollam* Gaertn. Mangharbaum.

In Salzsümpfen zwischen den Gezeiten von Madagaskar über Vorderindien bis China verbreiteter, bis 10 m hoher, kahler Baum mit spiralig gestellten, an den Enden der etwas verdickten hängenden Zweige versammelten, langen, lanzettlichen Blättern und weißen, jasminduftenden Blüten.

S. Taf. 20, Fig. 1.

Convolvulaceae.

49. *Argyreia populifolia* Choisy.

Windendes Kraut, Blätter fiedernervig, Blütenstände mit großen Bracteen und ansehnlichen Blüten.

S. Taf. 18, Fig. 4.

Verbenaceae.

50. *Stachytarpheta indica* Vahl.

Kahle Kräuter, bis auf unsere Art alle in Amerika. Blätter denen von *Urtica* gleichend, Blüten in langer, kleinblütiger Ähre.

S. Taf. 19, Fig. 1.

Scrophulariaceae.

51. *Herpestis Monniera* H. B. K.

Kleines Kraut mit gegenständigen Blättern und wechselständigen Blüten.

Acanthaceae.

52. *Hygrophila salicifolia* Nees.

53. *H. quadrivalvis* Nees.

Über alle Tropen verbreitete Sumpfpflanzen mit blattwinkelständigen, sitzenden Blüten.

S. Taf. 19, Fig. 2.

Rubiaceae.

54. *Ixora coccinea* L.

Strauch mit lederartigen Blättern, Blüten in endständigen Rispen, mit Bracteen.

S. Taf. 20, Fig. 2.

Campanulaceae.

55. *Lobelia zeylanica* L.

Sumpfpflanze mit kleinen, gezähnten, ungestielten Blättern und kleinen hellblauen, langgestielten, blattwinkelständigen Blüten.

56. *Isotoma longiflora* Lindl.

Sehr giftige, aus Westindien stammende Pflanze mit dünnen, länglichen, gezähnten Blättern und langgestielten Blüten.

S. Taf. 19, Fig. 3.

Asclepiadaceae.

57. *Asclepias curassavica*.

In Westindien und Südamerika einheimisch, in Ceylon eingeführt. Staude mit lanzettlichen ungestielten Blättern und gelben Blütenrispen.

S. Taf. 19, Fig. 4.

Compositae.

58. *Ageratum conyzoides* L.

Einwanderer, s. Pflanzenliste des subtropischen Hochmoores Nr. 38.

59. *Wedelia calendulacea* Less.

Im tropischen Asien verbreitete Pflanze mit ganzrandigen, länglich lanzettlichen Blättern und kleinen, gelben, langgestielten Blütenköpfchen.

Diese reiche Flora setzt sich aus sehr verschiedenen Elementen zusammen:

1. Wasserpflanzen (*Typha, Nymphaea, Nelumbo, Aponogeton*);
2. Kräuter des Grasmoores (alle Gräser und Sauergräser, *Xyris, Eriocaulon, Colocasia, Commelina, Polygonum, Lobelia, Desmodium, Clitoria, Hydrocera, Hygrophila, Herpestis, Isotoma* u. a.);

3. Sträucher (*Äschynomene*, *Flemingia*, *Cassia*, *Gomphia*, *Eugenia*, *Melastoma*, *Ixora*);
4. Bäume (*Barringtonia*, *Bruguiera*, *Osbeckia*, *Cerbera*);
5. Kletterpflanzen (die beiden Kletterfarne *Gleichenia* und *Lygodium*, *Gloriosa*, *Leersia*, *Passiflora*, *Argyreia*).

Als Torfbildner dürften auch hier wieder ausschließlich Vertreter der Gruppen 1 und 2, erstere als Verlander, letztere als Fortsetzer der Torfbildung im landfest gewordenen Torfmoor, in Frage kommen, und von ihnen wieder in der Hauptsache die Gräser und Halbgräser; die Gattungen *Xyris* und *Eriocaulon* treten zu sehr zurück, als daß sie bei dem Torfbildungsprozesse eine ähnliche Rolle spielen könnten, wie im subtropischen Flachmoor.

Bei den Sträuchern und Bäumen vermißt man einerseits die von Coorders hervorgehobene Mannigfaltigkeit der Gattungen und Arten des sumatranischen Waldmoores, anderseits die Brettwurzeln, Pneumatophoren und Besenwurzeln der dortigen Moorbäume. Nur die Mangrove *Bruguiera* deutet mit ihren Kniewurzeln auf ähnliche Erscheinungen in Ceylon hin.

Das Fehlen der Moose habe ich bereits in den subtropischen Mooren festgestellt; es erstreckt sich auch auf das Tropenmoor.

Merkmale der Xerophilie fehlen im Tropenmoor so gut wie ganz. Das dürfte mit der jahraus jahrein hohen Sättigung der Luft mit Wasserdampf zusammenhängen, die die Verdunstung auf das Äußerste verlangsamt.

Keine Pflanze des tropischen Moores, abgesehen von dem Kletterfarn *Gleichenia linearis*, findet sich im subtropischen Gebirgsmoor wieder, so daß wir hier also, trotz geringer räumlicher Entfernung, zwei absolut verschiedene Moor-Vegetationen nebeneinander sehen.

Die Ähnlichkeiten, die die Pflanzen des subtropischen Gebirgsmoores mit der Flora unserer Moore aufweisen, fallen im Tropenmoor völlig fort, da dieses uns völlig neue, von den unsrigen zum Teil stark abweichende Pflanzenformen vor Augen führt. Diese geringe Verwandtschaft läßt sich auch zahlenmäßig nachweisen. Von den subtropischen Torfmoorpflanzenfamilien finden

sich nämlich 90% auch bei uns, von den tropischen dagegen nur 58%. Von den subtropischen Gattungen finden sich bei uns immer noch 55%, von denen der Tropenmoore dagegen nur 18%.

Den Beschreibungen nach zu urteilen, stehen die Tropenmoore von Ceylon denen Ostafrikas ihrem ganzen Aussehen nach viel näher als denen der benachbarten Insel Sumatra. Es ist aber kaum zu bezweifeln, daß bei weiterer Nachforschung sich der Typus des mit Büschen und Bäumen bedeckten Grasmoores auch auf den Sundainseln und das mit geschlossenem Laubwald bestandene Moor sich auch in Indien und Afrika wird auffinden lassen.

Berlin, den 3. April 1915.

Aufschlüsse märkischer Eisenbahn-Neubauten.

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

Hierzu Tafel 30—31 und 19 Abbildungen.

In den letzten zehn Jahren habe ich eine Anzahl kleiner Eisenbahn-Neubauten in der Provinz Brandenburg begangen und deren Aufschlüsse in Berichten mit Profildarstellungen beschrieben, die im Archiv der Geologischen Landesanstalt aufbewahrt werden. Einzeln eigneten sich diese Berichte wegen ihres geringen Umfanges nicht zur selbständigen Veröffentlichung. Jetzt, wo ihre Zahl auf ein halbes Dutzend angewachsen ist, will ich sie weiteren Fachgenossenkreisen zugänglich machen, besonders weil die beiden letzten Neubauten ungemein interessante Ergebnisse geliefert haben, und ich voraussichtlich keine weiteren Bahnbegehungen mehr ausführen werde.

Es handelt sich um folgende Bahnstrecken:

1. Beelitz-Wildpark, südwestlich von Berlin im Kreise Zauch-Belzig,
2. Bahnhof Heerstraße-Spandau im Grunewald bei Berlin,
3. Wannsee-Stahnsdorfer Friedhof bei Berlin,
4. Roßwiese-Zielenzig in der nördlichen Neumark,
5. Luckau-Finsterwalde in der Niederlausitz,
6. Verbindungsstrecken am Verschiebebahnhof Frankfurt a. O.

1. Beelitz-Wildpark.

Die Strecke bewegt sich von Beelitz aus über den großen Sander der Beelitzer Heide, erreicht dann bei Lienewitz die zu-

gehörige Endmoräne und gelangt bei Caputh in die Potsdamer Havelniederung.

Figur 1.



Die Linie besitzt 6 Einschnitte, die alle im mittleren Teil der Strecke liegen.

Der erste Einschnitt, zwischen km 26 und 27, besitzt 500 m Länge und 6 m Maximaltiefe. Er besteht aus im oberen Teile horizontal, im unteren Teile diskordant geschichteten Sanden und kiesigen Sanden, die nur wenige kleine und gar keine größeren Geschiebe, sowie spärliche Bruchstücke von *Paludina diluviana* auf sekundärer Lagerstätte enthalten.

Der zweite Einschnitt, nördlich der Wetzlarer Bahn, von km 28,8 bis km 30,4, war erst in seinem südlichen Teile bis zum Potsdamer Hauptgestell fertiggestellt. Er zeigte hier Sand und kiesigen Sand, diskordant parallel geschichtet, in einer Mächtigkeit bis zu 6 m und keinerlei geschiebeführende oder geschiebereichere Schichten an der Oberfläche.

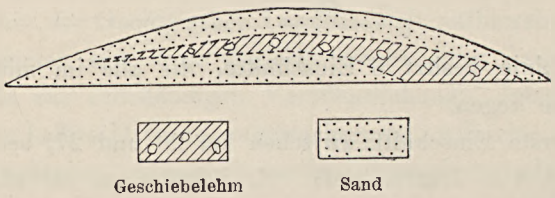
Etwa von km 32 an erreicht die Eisenbahn den westlichen Rand einer von Caputh nach Ferch sich hinziehenden, ausgezeichneten kiesigen Endmoränenlandschaft, was sich in den Einschnitten durch zunehmende Verwickelung des geologischen Baues ausdrückt.

Der Einschnitt bei der Haltestelle Lienewitz, bei km 32, liegt

noch im Sander dieser Endmoräne und enthält nur Sand, dessen unterer Meter geschiebefrei ist, während der obere halbe Meter viele kleine und eine nicht unerhebliche Anzahl größerer Geschiebe führt. Es wurden von solchen größeren Geschieben mit Durchmessern von $^1/_2$ m aufwärts auf einer 100 m langen und 30 m breiten, ausgeschachteten Fläche 24 Stück gezählt.

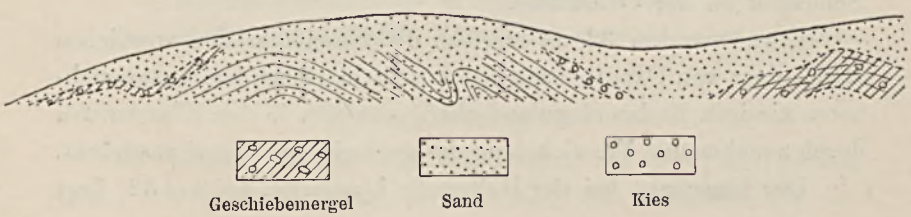
Der folgende Einschnitt bei km 32,5 zeigte in seinem südlichen Teile Sand mit einem in der Mitte desselben liegenden, große Geschiebe führenden Lehmstreifen, während die Nordseite des Einschnittes im südlichsten Teile gleichfalls einen bis $^1/_2$ m breiten Lehmstreifen zeigte, der weiter nach Norden hin rasch auf 3—4 m Mächtigkeit zunahm. Die Lagerungsverhältnisse sind in Figur 2 zur Darstellung gebracht.

Figur 2.



Der folgende Einschnitt von km 32,8 bis km 33,2 gewährt ein außerordentlich mannigfaltiges Bild, welches durchaus zu der Auffassung dieser ganzen sehr stark bewegten Hügellandschaft als einer Endmoränenlandschaft paßt. Ich gebe in der nachstehenden Figur 3 eine Ansicht der höheren nördlichen Wand des Einschnittes, welche zeigt, daß an seinem Aufbau Sand, Kies und Geschiebemergel in der Art beteiligt sind, daß das Ganze zu drei

Figur 3.



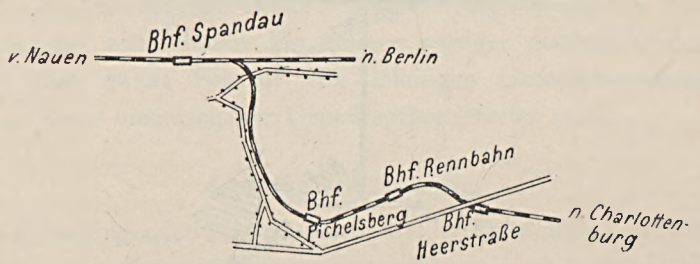
auf einander folgenden Sätteln zusammengeschoben ist, von denen zwei von dem unter dem Geschiebemergel liegenden Sande gebildet werden, während am Aufbau des dritten Sattels ein durch Sand-Zwischenlagen deutlich geschichteter Geschiebemergel mit beteiligt ist.

Der letzte Einschnitt bei km 34,3 bis km 34,5, in der Nähe von Flottstelle, besitzt eine Tiefe von 9 m, zeigt aber ausschließlich Sand und Kies, und zwar lagern in den oberen zwei Dritteln mittelkörnige Sande, während das untere Drittel von groben Sanden und Kiesen gebildet wird. Nur am südlichen Ende des Einschnittes finden sich in den hangenden Sanden Einlagerungen von ganz feinen, an Schluffsand erinnernden Bildungen.

2. Bahnhof Heerstraße-Spandau.

Der Einschnitt zwischen dem früheren Ende der Abzweigung von Bahnhof Heerstraße nach dem Stadion im Grunewald und dem Rande der Grunewaldhochfläche bei Ruhleben hat bei einer Tiefe bis zu 8 m ausschließlich geschichtete Sande und Kiese angetroffen. Die östlichen 3—400 m des Einschnittes von der Brücke an bestehen im oberen Teile aus Sanden, im unteren aus geschiebereichen sandigen Kiesen mit zahlreichen Schalen von *Paludina diluviana*. Weiterhin verschwindet der Kies oder wird vielleicht nicht mehr in der Tiefe erreicht und es findet sich nur noch Sand, dem ein dünnes, höchstens 10 cm starkes Bänkchen braunen Tonmergels eingelagert ist. Die Bewegungen dieses ursprünglich offenbar vollkommen horizontal abgelagerten Tones verraten uns

Figur 4.



die nachträglichen Bewegungen des ganzen Plateaus. Sie bestehen einmal in schwach welligen Auf- und Abbewegungen und sodann in mehrfach sich wiederholenden Flexuren, wobei jedesmal der westliche Teil um etwa 1 m gesunken ist Im Tone vollzieht sich diese Flexurbewegung in modellartig schöner Weise dadurch, daß etwa 25 Staffelbrüche von durchschnittlich 4 cm Sprunghöhe auf eine Strecke von 1 m Länge die Bewegung vermitteln.

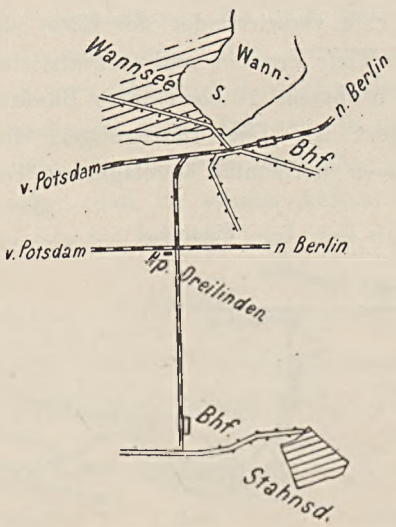
Im ganzen Aufschlusse ist der Gegensatz zwischen einer oberen 3—4 m starken, gelblich gefärbten oxydierten Zone und einer unteren, reinen, grau gefärbten, Eisenoxyd-freien Zone bemerkenswert.

Die sehr schöne Kreuzschichtung der Sande wird durch diese Oxydation nicht beeinflußt, sondern reicht bis zu $^1/_2$ m unter Tage; nur im obersten halben Meter ist sie durch die Vorgänge der Verwitterung und biologischen Bodenmischung zerstört worden.

3. Wannsee-Stahnsdorfer Friedhof.

Die nur 6 km lange Strecke zweigt sich bei Wannsee von der Wannseebahn ab, überschreitet dann die Stammbahn Berlin-

Figur 5.



Potsdam und weiterhin den Teltowkanal. Sie läuft in einem langen Einschnitt beiderseits der Stammbahn und besitzt einen zweiten kürzeren Einschnitt zwischen dem Teltowkanal und dem Endbahnhofe. In ihrer ganzen Länge läuft sie über die Verwaschungszone vor der Endmoräne des Grunewaldes und ihrer Fortsetzung.

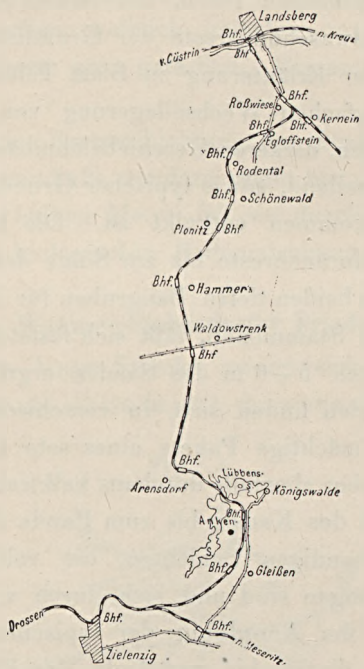
Der 600—700 m lange Einschnitt nördlich der Stammbahn besteht in den nördlichsten 100 m aus reinen Sanden, dann aber legen sich die Auswaschungsreste der Grundmoräne allenthalben darauf in der in der Erläuterung zu Blatt Teltow ausführlich beschriebenen mannigfachen Wechsellagerung von Sanden, tonigen Sanden, Lehmstreifen, dickeren Geschiebelehmbänkchen, bis zu 2 m Mächtigkeit anschwellend, sowie typischer Grundmoräne, die allerdings überall vollkommen entkalkt ist. Die Entkalkung reicht auch unter diese Moränenreste bis zur Sohle des Bahneinschnittes hinunter und in den beiden tiefen Baugruben für die Überbrückung, 100 m nördlich der Stammbahn, läßt sich feststellen, daß die Entkalkung die obersten 5—6 m des Sandes ergriffen hat. In den mittelkörnigen Sanden finden sich, in verschiedenen Niveaus eingelagert, bis 1 m mächtige Pakete eines sehr feinen, an Schluffsand erinnernden, aber ebenfalls durchaus kalkfreien Sandes. Auch die Strecke südlich des Kanals bis zum Rande des Friedhofs liegt ausschließlich in sandigen Schichten, die vollkommen frei von gröberen Beimengungen sind und sich durch vorzügliche Schichtung, zum Teil in der Anordnung der typischen Deltaschichtung, auszeichnen. Auf diesen bis zur Tiefe des Einschnittes allenthalben vollkommen entkalkten Sanden liegt nach dem Kanal zu eine bis $1^1/_2$ m mächtige Decke von kalkfreien, bräunlichen Schluffsanden, die nach Süden hin immer weniger mächtig und dann durch eine dünne Schicht von lehmigen Geschiebesanden als letztem Reste verwaschener Grundmoräne ersetzt wird.

4. Roßwiese-Zielenzig.

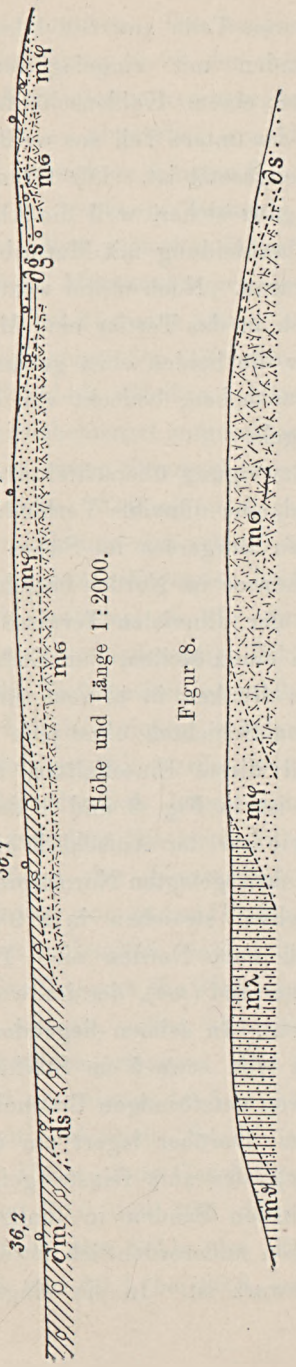
Die im folgenden Kärtchen dargestellte Bahn, deren Kilometereinteilung von Bahnhof Roßwiese an rechnet, besitzt eine Gesamt-

länge von $35^1/_2$ km; sie zweigt zwischen den Bahnhöfen Zielenzig und Gleißen von der Strecke Reppen-Meseritz ab und liegt, soweit sie tiefere Einschnitte zeigt, auf den Meßtischblättern Zielenzig, Schermeisel und Königswalde. Die letzten 22 Kilometer führen über einen ebenen Talboden des Thorn-Eberswalder Urstromtales und sind frei von Einschnitten.

Figur 6.



Der erste Einschnitt liegt an der Abzweigungsstelle südlich von Herzogswalde, 4 km östlich von Bahnhof Zielenzig. Dieser Einschnitt ist in dem beigegebenen Profil (Figur 7) dargestellt. Im westlichen Teile liegt ein bis 7 m mächtiger, sehr fetter Geschiebemergel, der in den oberen $1^1/_2$ Metern entkalkt ist. In ihm ragt eine etwa 20 m lange Sandmasse empor, die aus diskordant geschichteten Glazialsanden besteht und sich noch etwa 3 m über das Bahnplanum erhebt. Weiter nach Osten verschwächt sich der Geschiebemergel und es tritt unter ihm eine tertiäre Schichten-


35,9
36,0
36,1
36,2
mφ
mδ
ds
ds
ds

folge zutage, die in ihrem oberen Teile aus hellvioletten bis hellschokoladenfarbenen Formsanden mit eingelagerten Bänkchen sandiger, dunkler Letten und einem Kohlenschmitz von 0,1 m Mächtigkeit besteht, während der untere Teil aus weißen, glimmerreichen Quarzsanden zusammengesetzt ist. Die Grenzen der einzelnen Bildungen sind nicht ganz sicher, weil die Abhänge durch Einsturz, Abböschung oder Überkleidung mit Mutterboden vielfach bereits undeutlich geworden waren. Noch weiter westlich zwischen Station 36,0 und 35,9 legt sich in das Tertiär eine Mulde kiesiger Diluvialsande ein, jenseits der die beiden eben genannten Glieder des Tertiärs sich wieder herausheben, bedeckt von einer dünnen Bank jüngeren Geschiebemergels.

Unmittelbar nach der Abzweigung überschreitet die Bahnlinie das Rote Fließ, in dessen Tal eine diluviale Verbindung zwischen dem in 115 m Höhe gelegenen Bürgersee im Süden und dem in nur 48 m Höhe liegenden Ankensee im Norden besteht. Unmittelbar nach dem Überschreiten der diluvialen Terrasse dieses Tales durchschneidet die Eisenbahn einen steilen, zur Endmoränenlandschaft von Gleißen gehörigen Rücken in seinem südlichen Teile, der aus aufgepreßten tertiären Schichten ohne jede diluviale Bedeckung besteht. Das Profil dieses Einschnittes, der zwischen Station 34,8 und 34,9 liegt, ist in Fig. 8 und 9 dargestellt und zwar in 8 in der Ansicht, wie sie der Aufschluß bietet, in 9 in einem rechtwinklig zum Streichen gelegten Normalprofil. Die hier durchschnittenen Tertiärschichten streichen in h $9^1/_2$ und fallen mit 50—60°, also sehr steil, nach Norden ein. Die liegendste Schicht ist ein weißer Glimmersand ($m\sigma$), der im westlichen Teile des Einschnittes zutage ausgeht. In seinem liegenden Teile findet sich eine Brauneisensteinzone von etwa 5 cm Stärke, in welcher der Sand ganz unregelmäßig von netzförmigen Brauneisensteinadern und -trümern durchzogen ist. Darüber lagert ein dunkelschokoladenfarbener Formsand ($m\varphi$), der aufs feinste gefältelt ist und aus hellen und dunklen feinsten Sanden in innigster Wechsellagerung besteht. Dann folgen außerordentlich fette Kohlenletten ($m\lambda$), deren Farbe fast schwarz ist. In sie eingebettet finden

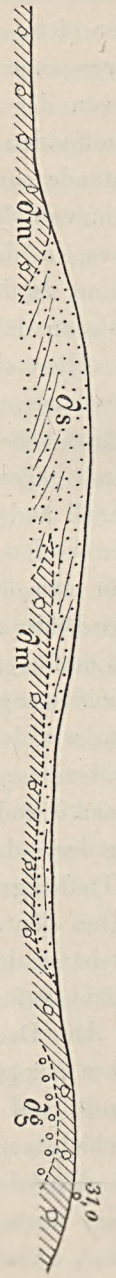
sich große Gipsrosetten. Das hangendste Glied endlich bildet ein gelber Braunkohlenton (m?), der nicht etwa durch Oxydation aus den dunklen Kohlenletten hervorgegangen ist, denn er unterscheidet sich von diesen — abgesehen von der Farbe — ganz wesentlich dadurch, daß er reich an feinsten Sanden ist. Die dunklen Kohlenletten werden in trocknem Zustande zum Teil hellgrau.

Die Bahn führt weiterhin in verhältnismäßig ebenem Gelände zwischen hohen Moränenkuppen in der Richtung auf Gleißen, durchschneidet bei 31,5 eine kleine, zu den Endmoränen gehörende Kieskuppe und zeigt den nächsten längeren Aufschluß an der Stelle des Bahnhofs Gleißen. Hier sind nur diluviale Sande, Kies und Geschiebemergel aufgeschlossen und zwar in einer Weise, wie man sie in einem Staumoränengebiet häufig beobachten kann, nämlich in starker Faltung und gegenseitiger Wechsellagerung, die auf kurzem Raume sich schnell ändert. In Fig. 10 und 11 sind die einander gegenüberliegenden beiden Seiten dieses Einschnittes dargestellt, die, trotzdem sie nur etwa 60 m von einander entfernt sind, doch ganz verschiedenartige Bilder zeigen. Da der Einschnitt nur 5 m größte Tiefe besitzt, so mußte, um die etwas verwickelten Lagerungsverhältnisse richtig wiederzugeben, der Höhenmaßstab doppelt so groß gewählt werden wie der Längsmaßstab.

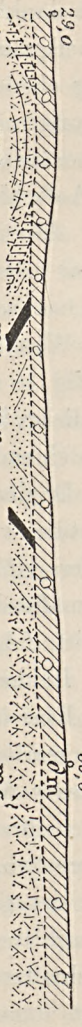
Ein außerordentlich interessanter Einschnitt folgt bei der Seidenfabrik zwischen Kilometer 29 und $30^1/_2$. Leider war dieser Aufschluß infolge des Umstandes, daß der Einschnitt durch Trockenbaggerung von unten (Tiefbagger) herausgearbeitet wurde, außerordentlich undeutlich, da bei der Arbeit des von unten eindringenden Greifbaggers die Gehänge immer nachstürzen. Es ist infolgedessen niemals, selbst nicht auf kurze Strecken, ein gutes und klares Profil zu erlangen. Die Deckschicht des ganzen Aufschlusses wird von einem 4—5 m mächtigen Geschiebemergel gebildet, in dem zahlreiche Sand- und Kies-Schmitzchen eingelagert sind. Unter dem Geschiebemergel folgt dann an einer Stelle zwischen 30,0 und 30,1 diluvialer Sand. In vier anderen Flächen folgt in der Sohle des Einschnittes Miocän und zwar zwischen 30,1 und 30,2, bei 29,2, zwischen 29,35 und 29,55, bei



Figur 10.



Figur 11.

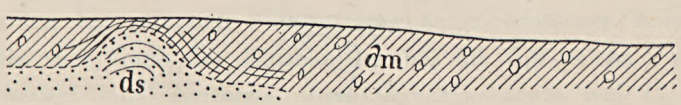


Figur 12.

29,6 und zwischen 29,8 und 29,95. Deutlich läßt sich erkennen, daß das Tertiär hier gefaltet ist und daß die Faltenachsen von SSO. nach NNW. verlaufen. Die am Aufbau des Miocäns beteiligten Schichtenglieder sind ausschließlich feinkörnige Bildungen und zwar weiße und hellgraue, feine Glimmersande, violette Formsande, dunkle, feinsandige Kohlenletten und Braunkohlen. Eine starke Schicht von kohlenreichen, feinsandigen, schwarzen Letten tritt ganz am Nordende des Einschnittes auf. Die Schichten bilden einen Sattel und eine daran anschließende Mulde. Der Sattel findet sich im nördlichsten Teile des Einschnittes, dessen Tiefe zwischen 4 und 7 m beträgt. Bemerkenswert ist die ausgezeichnete Diskordanzfläche, auf welcher der Geschiebemergel die Schichtenköpfe des Tertiärs abschneidet. Diese Verhältnisse sind, soweit sie sich beobachten ließen, in Fig. 12 wiedergegeben.

Von Bahnhof Königswalde ab geht die Eisenbahn auf Talsandflächen zwischen den Seen hindurch und bildet erst wieder einen Einschnitt zwischen Station 24,1 und 24,35, unmittelbar östlich von Bahnhof Arensdorf. Dieser Einschnitt steht ganz und gar im Geschiebemergel, dessen Mächtigkeit bis zu 6 m beträgt. Nur bei km 24,24 erscheint plötzlich eine etwa 15 m lange Aufsattelung von Unterem Sand, über welcher auch der Geschiebemergel eine gewölbte Bankung besitzt. Weiterhin verflacht sich die Grenze zwischen Sand und Geschiebemergel, und bei der späteren endgültigen Vertiefung des Einschnittes wird seine Sohle wahrscheinlich zum größten Teile in den Sand zu stehen kommen. Dieser Einschnitt ist in Fig. 13 dargestellt.

Figur 13.



Der letzte Einschnitt liegt zwischen km 23,5 und 22,8. In seinem nördlichen Teile sieht man eine Geschiebemergelmasse von mehreren Metern Mächtigkeit auf einem ganz flach gewölbten Sattel von Sand auflagern. Etwas weiter westlich, näher dem

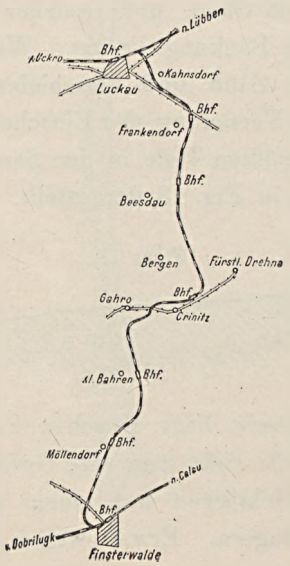
Bahnhof Arensdorf beobachtete ich eine Wand, deren südlicher Teil aus Geschiebemergel und Sand in unregelmäßigster Wechsellagerung aufgebaut, aber bereits abgeböscht war, so daß ein Detailprofil nicht hergestellt werden konnte. Eine Bohrung auf Bahnhof Arensdorf ergab folgendes Profil:

Von	0,0— 4,3 m		Sand
»	4,3—14,0	»	Brauner fetter Ton (Miocänscholle)
»	14,0—18,0	»	Sand
»	18,0—27,5	»	Grober Sand
»	27,5—29 5	»	Dunkler Geschiebemergel
»	29,5—33,0	»	Grober Sand
»	33,0—35,0	»	Grauer, sehr sandiger Geschiebemergel
»	35,0—45,0	»	Fetter grauer Geschiebemergel.

5. Luckau-Finsterwalde.

Diese Eisenbahn, deren Verlauf im folgenden Kärtchen wiedergegeben ist, geht aus dem großen Finsterwalder Staubecken über die Höhe des Lausitzer Grenzwalles bezw. Flämings hinweg in das nördlich davon liegende große Luckauer Staubecken. Während das Finsterwalder Becken bei ungefähr 105 m Meereshöhe liegt,

Figur 14.

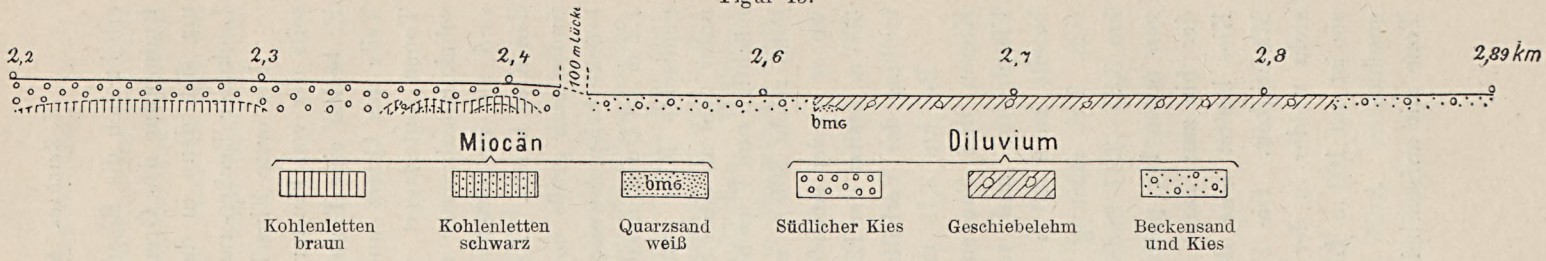


erhebt sich die Eisenbahn an den höchsten Stellen, d. h. auf der Endmoräne des Grenzwalles, bis zu ungefähr 130 m Meereshöhe, um sich dann in das nur 60—65 m über dem Meere liegende Luckauer Becken rasch abzusenken.

Der erste Einschnitt liegt zwischen km 2,1 und 2,8 beiderseits der von Finsterwalde nach Sonnenwalde führenden Chaussee. Er besitzt eine Tiefe bis zu 4 m und zeigt Kiese, die zum größten Teile aus Quarz und Kieselschiefer bestehen und von miocänen Tonen unterlagert werden. Diese Tone von weißer, gelber, schokoladenbrauner und schwarzer Farbe liegen teils eben, teils sind sie zu Sätteln aufgewölbt, teils ragen sie flammenartig in den Kies hinein. Auf der Grenze zwischen Tertiär und Diluvium finden sich große nordische Geschiebe, in der Nähe der Chausseebrücke beispielsweise auf einem kleinen Fleck 10 von ihnen bis zu 1,2 m im Durchmesser dicht bei einander. Bei km 2,63 wird der gemischte Kies plötzlich durch braunen Geschiebelehm ersetzt, unter dem an einer Stelle schneeweißer Glassand, einige Dezimeter mächtig, zum Vorschein kommt. Dieser völlig entkalkte Geschiebelehm reicht 200 m weit bis beinahe an den Weg nach Pennsdorf, wo er wieder seitlich in kiesigen Sand übergeht. In den letzten 300 m besitzt der Einschnitt nur eine Tiefe von 1,5 m. Eine Darstellung der Verhältnisse ist in Fig. 15 (S. 158) gegeben.

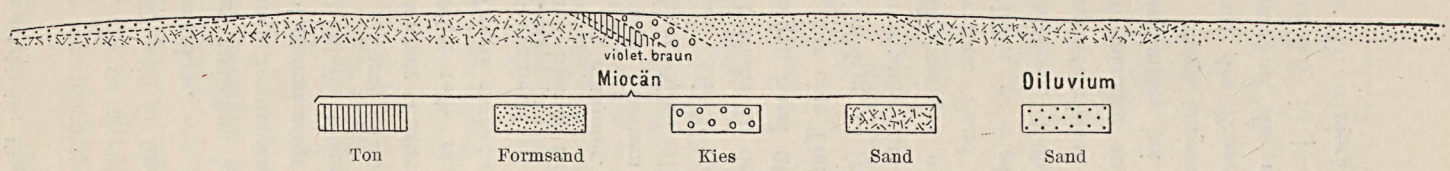
Bei km 3,15 taucht unter den zum Teil tiefrot oxydierten Kiesen und Sanden Geschiebemergel empor, der Nester von Flaschenton und von diluvialem Sand eingeschlossen enthält; bereits nach 50 m verschwindet er wieder. Bei km 3,3 finden sich, 1 m mächtig aufgeschlossen, helle, kiesige Sande. Von km 3,35—3,47 findet sich nur steinfreier Sand, dann aber taucht von unten her plötzlich 2 m mächtig aufgeschlossener Kies auf, der bis zum Ende des Einschnittes bei km 3,6 reicht. Dieser Kies besitzt eine deutliche obere Oxydationszone von $^1/_2$—1 m Mächtigkeit. Die Fortsetzung des Einschnittes von km 3,7 an steht wieder in der Grundmoräne, die aber völlig verlehmt ist; sie ist auf 100 m Länge (km 3,8) in 1—$1^1/_2$ m Mächtigkeit aufgeschlossen. Auch in dieser Grundmoräne sind braune tertiäre Tone mit aufgearbeitet.

Figur 15.



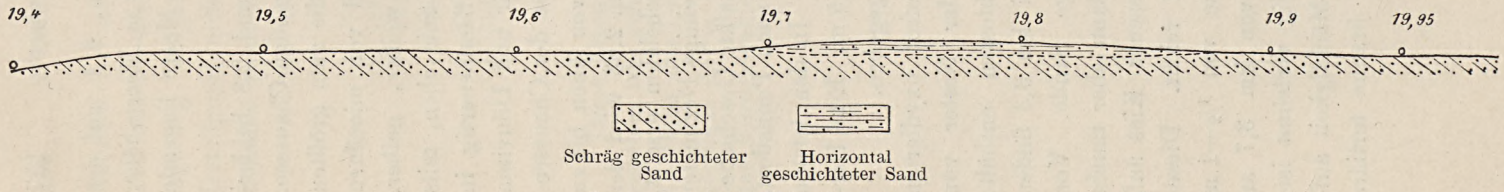
Länge 1 : 3000. Höhe 1 : 1000.

Figur 17.



Länge 1 : 2000. Höhe 1 : 1000.

Figur 18.



Länge 1 : 3000. Höhe 1 : 1000.

Der zweite Einschnitt reicht von km 7,2—7,8 und steht in stein- und kiesfreien Beckensanden, die eine ganz dünne kiesige Oberflächenbestreuung haben. Die Tiefe des Einschnittes beträgt $1^1/_2$—2 m; der Sand ist gelblich mit vielen Eisenoxydnestern. Überall im Einschnitt ist das Grundwasser erreicht.

Der dritte Einschnitt nördlich vom Dorfe Breitenau beginnt bei km 8,2 in horizontal geschichteten, hellgelblichen, fast stein- und kiesfreien Sanden mit einer Oxydationszone von 0,6—1 m Stärke. Doch finden sich auch in noch größerer Tiefe vereinzelte Eisenstreifchen. Dieser Einschnitt steht im Plateaurand. In der Nähe des Grundwassers nimmt der Sand graue Farbe an. Die in ihm enthaltenen Eisenstreifchen sind nicht alle horizontal, sondern setzen zum Teil ganz schief durch den Sand hindurch. Von km 8,7—8,8 war der Einschnitt noch nicht in Arbeit. Von km 8,8—8,9 zeigte er genau dieselben Sande wie bisher, in 2 m Mächtigkeit aufgeschlossen. Bei km 10,8 nordöstlich von Klein-Bahren beginnt der Einschnitt durch die Endmoräne, und zwar durch die südlichere der beiden hier vorhandenen Staffeln. Der Einschnitt führt zuerst bis 10,975 km durch kiesige Sande, dann folgen, mit den Sanden verzahnt, blockreiche Lehme, die auch hier wieder hellgrüne und violett gefärbte tertiäre Tone in größeren und kleineren Schollen eingeschlossen enthalten. Bei km 11,1 werden die alten Kalkgruben der eigentlichen schmalen Endmoränen-Blockpackung passiert. Man kann im Einschnitt erkennen, wie vollständig diese alte Endmoräne ausgebeutet worden ist, denn bis zur Sohle der Steinpackung ist alles durchwühlt und man sieht nur noch als Reste der Bearbeitung Kalksteinschutt und kleine Kalksteingerölle sowie mehrere von den damaligen Ausbeutern verschmähte große krystallinische Geschiebe. Das einzige aufgefundene größere Kalkgeschiebe aber bestand aus Grauem Orthocerenkalk, der sich auch an anderen Stellen dieser Endmoräne als ausschließlicher Träger des Kalkreichtums herausgestellt hat[1]).

Die Strecke unmittelbar hinter der Endmoräne ist blockreich, während das Vorland völlig steinfrei ist. An die Endmoräne

[1]) Vergl. darüber Z. d. D. geol. Ges. Bd. 53, 1901, Verh. S. 43.

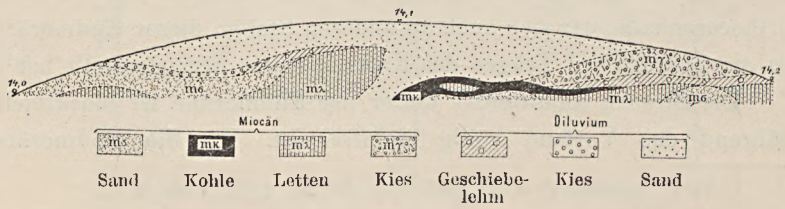
selbst schließt sich Sand an. Aber schon bei km 11,4 beginnt wieder Geschiebelehm mit sehr vielen kleinen und vereinzelten großen Geschieben. Hier findet sich nur noch nordisches Material, nicht mehr Quarz und Kieselschiefer, so daß die Endmoräne in dieser Beziehung eine sehr schöne Grenze bildet.

Bei km 13,11 südlich vom Dorfe Garow beginnt der nächste (5.) Einschnitt. Bei km 13,15 beginnt der Anschnitt der zweiten Endmoränenstaffel, die aus Sand mit sehr vielen großen Geschieben besteht. Bei km 13,29 taucht auf 10 m Länge eine Geschiebelehmkuppe aus dem Sand empor, und bei km 13,325 beginnt eine Reihe von braunen Lehmmassen, die unregelmäßig mit dem Sande wechsellagern; sie reichen bis km 13,65 und beweisen zusammen mit der Stauchung und Faltung der Tonstreifchen in den Sanden, daß diese rückwärtige Staffel der Endmoräne eine Staumoräne darstellt. Der Geschiebereichtum, der sich bei den Ausschachtungsarbeiten gezeigt hat, reicht ebensoweit wie die Stau-Erscheinungen der Moräne und steht in engen Beziehungen zur Endmoränen-Natur dieses ganzen Rückens, dessen Fortsetzung nach Osten hin südlich von Krienitz verläuft.

Der 6. Einschnitt enthält von km 14,0—14,4 massenhaft Miocänschichten, die nach Süden geschleppt und mit Diluvium zu einer Staumoräne verknetet sind. Der Einschnitt war bereits abgeböscht und deshalb sowie infolge der Regengüsse nicht mehr sehr schön aufgeschlossen. Was sich noch mit Sicherheit erkennen ließ, ist in Fig. 16 dargestellt.

Der 7. Einschnitt, nördlich von Krienitz, steht ganz und gar im Tertiär, das hier eine von Osten nach Westen streichende und infolgedessen von der Eisenbahn außerordentlich spitz durch-

Figur 16.



schnittene Mulde bildet. Eine Darstellung der hier beobachteten Schichtenfolge ist in dem Profil Fig. 17, Seite 157 gegeben.

Bei km 19,4 beginnt der 8. Einschnitt. Er zeigt steinfreie, zum Teil ziemlich grobkörnige, helle Sande, die in außerordentlich regelmäßiger Weise unter 20—25° nach Südosten einfallen und von Nordosten nach Südwesten streichen. Die Schichtung dieser Sande reicht bis unmittelbar an die Oberfläche, die aus einer Decke von humosem Sand besteht. Die außerordentlich gleichmäßigen, einige Zentimeter starken Bänke besitzen zum Teil in sich wieder eine Kreuzschichtung. Diese schräge Schichtung reicht in vollständigstem Parallelismus von km 19,4—19,95, erstreckt sich also auf 550 m Länge. Würde es sich um ursprünglich horizontal abgelagerte und später aufgerichtete Sande handeln, so müßte deren wahre Mächtigkeit ungefähr 200 m betragen. Dies ist natürlich ausgeschlossen, und es erscheint daher wohl sicher, daß es sich um eine primäre Schrägrichtung, d. h. um echte Deltaschichtung handelt, wobei die bei letzterer übliche obere, horizontal geschichtete Abteilung der Deltafläche durch die Erosion später abgetragen worden ist. Auf dieses schräg geschichtete System legt sich bei km 19,75 in prachtvoller Diskordanz eine horizontale Folge von tonstreifigen Sanden auf, deren Mächtigkeit 2,5 m beträgt. Diese diskordante Decke reicht bis km 19,87, erstreckt sich also auf eine Länge von 120 m und hört dann ebenso unvermittelt wieder auf, wie sie begonnen hat. Eine maßstäbliche Darstellung der Verhältnisse dieses Einschnittes ist in Fig. 18, Seite 157 gegeben.

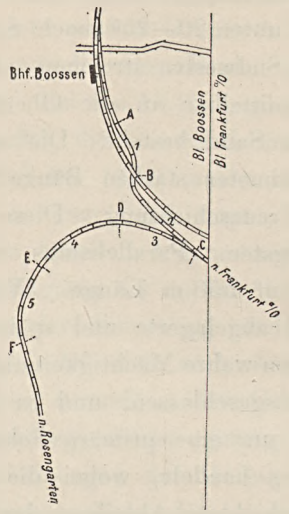
Der letzte Einschnitt von km 20,4—21,0 war zur Zeit meines Besuches noch nicht in Angriff genommen.

6. Verbindungsstrecken am Verschiebebahnhof Frankfurt a. O.

Die Anlage des neuen großartigen Güterbahnhofes bei Frankfurt a. O. hat einige Verbindungsstrecken mit älteren Bahnen erforderlich gemacht, deren Bautiefe Aufschlüsse von erheblicher Ausdehnung geschaffen hat. Die Lage der beiden in Frage kommenden Verbindungsstrecken ergibt sich aus der nachfolgenden

Kartenskizze, Fig. 19, aus welcher auch die genaue Lage der auf Tafel 30 dargestellten 5 Profile hervorgeht.

Figur 19.



In dem in Frage kommenden Gebiete südlich und südöstlich des Dorfes Booßen befinden wir uns im südlichsten Teile eines nordsüdlich verlaufenden Erosionstales, das sich in Schichten der miocänen Braunkohlenformation und des älteren Diluviums eingeschnitten hat. Infolgedessen zeigen auch die beiden langen Einschnitte der nördlichen Strecke A—C und der südlichen Strecke C—F fast nur tertiäre und dem älteren Diluvium angehörige Bildungen, während das jüngere Diluvium nur an wenigen Stellen als ganz unbedeutende Decke entwickelt ist.

Schichten der miocänen Braunkohlenformation waren in der ganzen Strecke A—B, in der nördlichen Hälfte der Strecke B—C und an 2 kurzen Strecken des Einschnittes E—F aufgeschlossen. Sie bestehen aus Formsanden und Letten mit eingelagerten dünnen Kohlenflözen einerseits, aus hellen Quarzsanden und Quarzkiesen andererseits. Es treten hier also die Grenzschichten der beiden Gruppen des Frankfurter Miocäns, die Formsandgruppe und die Quarzsandgruppe, zutage und die mit aufgeschlossenen Flöze ge-

hören bei A im Profil 1 der Formsandgruppe, bei B und im Profil 2 dagegen der liegenden Quarzsandgruppe an. Das Braunkohlengebirge ist, wie überall in der Gegend von Frankfurt a. O., in Falten gelegt, deren Schenkel mit Winkeln bis zu 45° einfallen und das allgemeine Streichen O.—W. besitzen. Die beiden Photographien, die ein fortlaufendes Profil der Ostwand des Einschnittes darstellen, lassen das steile Einfallen und im südlichen Teile (Tafel 31) die diskordante Überlagerung durch den Geschiebemergel deutlich erkennen. Die Faltung war also vollendet, als das Inlandeis heranrückte, dem der überlagernde Geschiebemergel als Grundmoräne angehört. Diesen schönen Aufschluß hat auch Zache beobachtet und skizzenhaft dargestellt[1]). Im Profil 5 ist diese ausgesprochene Diskordanz nicht zu erkennen, hier greift das Miocän vielmehr zungenförmig in den Geschiebemergel ein und die Störungen sind hier offenbar von demselben Eise erzeugt, das diesen ablagerte. Diese Grundmoräne aber, die in allen fünf Profilen als nahezu durchlaufende Bank auftritt, gehört, wie die Aufnahme des bis unmittelbar an unsere Aufschlüsse heranreichenden Blattes Frankfurt a. O. ergeben hat, der vorletzten Eiszeit an. Die Faltung ist also entweder durch das Eis der ersten oder der zweiten Eiszeit erzeugt. Der Umstand, daß nirgends diluviale Schichten in das Tertiär mit eingefaltet sind, spricht mehr für erstere Annahme. Das ältere Diluvium besteht aus Geschiebemergel, Tonmergel, Sand und Kies. Der Geschiebemergel lagert mit flach welliger Unterfläche dem Miocän auf, ist stellenweise von ihm durch liegende Vorschüttungssande getrennt, wird 5—8 m mächtig und besitzt eine etwas stärker gewellte Oberfläche, in deren Mulden sich mächtige Massen von Sand und kiesigem Sand hineinlegen; aus ihnen treten an 3 Stellen Quellen zutage, die auffallenderweise nicht durchaus an das Muldentiefste geknüpft zu sein scheinen (vergl. Profil 3 der Tafel 30). Nach Süden hin nimmt die Mächtigkeit des Geschiebemergels immer

[1]) E. Zache, die subglaziale Abrasionsebene zwischen dem Braunkohlengebirge und dem Moränengebirge in der Provinz Brandenburg. Brandenburgia XX, Heft 6, S. 225—231.

mehr ab, bis er zwischen E und F sich völlig auskeilt. Hier legt sich, bei E beginnend, auf ihn eine 1 m mächtige Tonbank auf, die da, wo der Geschiebemergel in seiner Mächtigkeit auf 1—3 m herabgeht, von ihm durch eine kiesige Steinsohle getrennt ist.

Wiederum diskordant lagert über dem älteren das jüngere Diluvium in Gestalt einer wenig mächtigen, stark verwaschenen Grundmoräne des letzten Inlandeises nahe der Brücke im Profil 2 und einer ebenfalls geringmächtigen Decke von Geschiebesand, einem Auswaschungsrückstande der Grundmoräne, im Bereiche des Profils 5.

Berlin, den 19. Mai 1915.

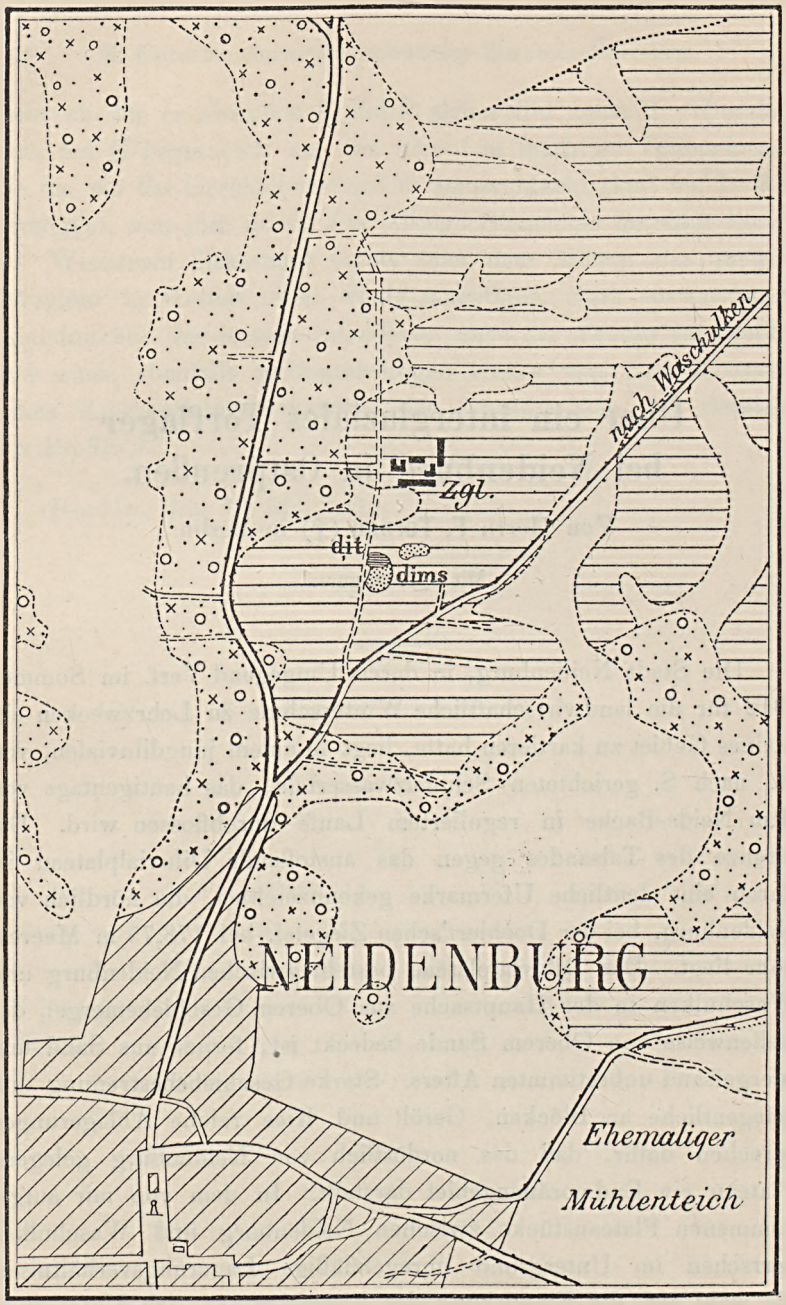
Über ein interglaziales Torflager bei Neidenburg in Ostpreußen.

Von Herrn **F. Tornau** (†) in Berlin.

Mit 3 Textfiguren.

Die Stadt Neidenburg, in deren Umgegend Verf. im Sommer 1912 für die landwirtschaftliche Winterschule zu Lehrzwecken ein kleines Gebiet zu kartieren hatte, liegt in einem jungdiluvialen, von N. nach S. gerichteten Schmelzwassertale, das heutigentags von dem Neide-Bache in reguliertem Laufe durchflossen wird. Die Grenze des Talsandes gegen das anstoßende Diluvialplateau ist durch eine deutliche Ufermarke gekennzeichnet, die nördlich von Neidenburg, bei der Doehlert'schen Ziegelei, bei 178,75 m Meereshöhe liegt. Das Diluvialplateau besteht zwischen Neidenburg und Waschulken in der Hauptsache aus Oberem Geschiebemergel, der stellenweise von Oberem Sande bedeckt ist, ferner aus Sand und Mergelsand unbestimmten Alters. Starke Geschiebebestreuung und gelegentliche an Blöcken, Geröll und Kies reiche Ablagerungen sprechen dafür, daß das nordöstlich von Neidenburg gelegene Plateau ein Endmoränengebiet darstellt. In dem von mir aufgenommenen Plateaustücke zwischen Neidenburg und Waschulken herrschen im Untergrund unregelmäßige Lagerungsverhältnisse, die wohl auf die Einwirkung des Eisrandes auf den Untergrund zurückzuführen sind. Zur Ausbildung von typischen, wallartigen Endmoränenbildungen ist es hier jedoch nicht gekommen.

Figur 1.



Alluviale Bildungen

Jüngeres Diluvium: Talsand; Höhendiluvium (sämtlich Bildungen im Zuge der Endmoräne)

Älteres Diluvium: dit — Interglazialer Torf; dims — Interglazialer Feinsand

Grenze der Aufnahme

Maßstab 1 : 12500.

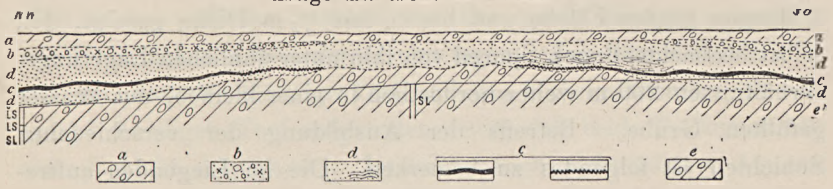
Der Mergelsand unbestimmten Alters, der mitunter in feinsandigen Ton bezw. Tonmergel übergeht, sowie Geschiebelehm werden zu Ziegeleizwecken gewonnen. In einer kleinen Grube der zu Neidenburg gehörenden Doehlert'schen Ziegelei (vergl. Übersichtskarte Fig. 1) war während meiner Aufnahmearbeiten ein kleines diluviales Torflager aufgeschlossen. Die Grube, die nach Mitteilung des Betriebsleiters inzwischen zugeschüttet worden ist, lag an dem nach Neidenburg führenden Wege, 150 m westlich des neuen jüdischen Friedhofes. Die Grube, deren Oberkante bei 183,75 m Meereshöhe liegt, zeigte folgendes Profil (Fig. 2):

Figur 2.

Profil durch die Grube der Doehlert'schen Ziegelei bei Neidenburg.

150 m nordwestlich vom neuen jüdischen Friedhofe.

Länge und Höhe = 1 : 500.



a = schwach lehmiger Sand mit Steinen und Blöcken.
b = steinig-kiesiger scharfer Sand.
d = Feinsand mit einzelnen gröbern Körnern und stellenweise mit wellenförmig gebogenen Schichten.
c = Torfflöz, das gegen den Grundmoränen-Buckel in einen dünnen Streifen humosen Sandes ausläuft.
e = Geschiebemergel.

Zu unterst liegt eine Grundmoräne (e) mit buckliger Oberfläche. Über der Grundmoräne liegt ein meist hellgrauer, schwach toniger bis toniger, sehr feiner Sand (d) mit einzelnen gröberen Körnern. In diesem Schluffsande, der bis zu etwa $2^1/_2$ m mächtig wird, tritt der Torf (c) auf. Am Westrande der Grube, über einer Grundmoränensenke, hat er eine Mächtigkeit von 0,2 m; er liegt hier 0,8 m über der Basis und 1,5 m unter der Oberkante des Schluffsandes. Wie aus Fig. 2 hervorgeht, legt sich der Torf allmählich an die Flanken eines Grundmoränenbuckels an, indem der liegende Feinsand bis zum Verschwinden abnimmt. Auch der

Torf wird nach dem Buckel zu schwächer und geht in einen sehr dünnen, schwarzen Streifen über. Über dem Buckel auf einer Strecke von 10 m fehlt selbst dieser. An der tiefsten Stelle östlich des Buckels hat der Torf eine Dicke von 0,1 m. Wie durch Handbohrungen festgestellt wurde, steigt er weiterhin wieder an. Nach den beiden Senken zu legt sich auf den Feinsand ein kiesiger Sand mit vielen Steinen (b), der am westlichen Ende der Grube eine Mächtigkeit von etwa 0,5 m besaß. Über das Ganze legt sich diskordant ein schwach lehmiger Sand mit Steinen und Blöcken (a), der in der Grube bis 0,75 m mächtig wurde. Bis zur Sohle der Grube $5^3/_4$ m unter der Oberfläche waren sämtliche Bildungen kalkfrei. Der Aufschluß hatte eine Länge von 42 m, die Torfschicht ließ sich im ganzen 50 m weit verfolgen. Wie mir der Betriebsleiter mitteilte, hat sich der Torf bisher auf einer etwa 1 Morgen großen Fläche und bis zu fast $^1/_2$ m Dicke gezeigt. Ich selbst beobachtete noch Spuren von ihm unter ähnlichen Lagerungsverhältnissen 200 m weiter nordöstlich in einer kleinen, mit Wasser gefüllten Grube. Betreffs der Ausbildung der verschiedenen Schichten ist folgendes zu bemerken. Die im Liegenden auftretende Grundmoräne ist oben zu einem lehmigen Sande verwittert, der nach der Tiefe zu allmählich in sandigen Lehm übergeht. Der lehmige Sand ist etwa 1 m mächtig. An dem Buckel ist die Oberfläche der Grundmoräne auf einer Länge von ungefähr 10 m stark eisenschüssig. Der Schluffsand besitzt, abgesehen von Nestern eines schwach kiesigen Sandes, die sich namentlich in seinen oberen Partien finden, in seiner gesamten Mächtigkeit eine gleichmäßige Beschaffenheit, so daß eine Schichtung nicht wahrzunehmen war. Unmittelbar unter dem Torfe war am Westrande der Grube, wo er die größte Mächtigkeit aufwies, etwa $^1/_4$ m mächtiger, bräunlicher, stark faulschlammhaltiger, ungleichkörniger Sand (bezw. sehr sandiger Faulschlamm) zu beobachten, unter dem der Schluffsand noch etwas faulschlammhaltig war. Stellenweise ist dieser unter der Torfschicht, wohl infolge Entfärbung, weißlich. Letztere verläuft etwas wellig; hier und da läßt auch der über dem Torf befindliche Feinsand Fältelung erkennen.

Die zu oberst auftretende Bildung, der schwach lehmige Sand, zeigte zwar nicht die feste, tonige Beschaffenheit eines normalen Geschiebelehms, die ja auch bei der geringen Mächtigkeit nicht zu erwarten gewesen wäre; sie kann aber meines Erachtens wegen der regellos in ihr vorkommenden kleinen und großen Geschiebe nur als Ablagerung des Eises, als eine sehr sandige oder stark verwitterte Grundmoräne aufgefaßt werden. Da das Gelände sowohl nach N. und S. abfällt, nach O. und W. nur sehr wenig und sehr sanft ansteigt, so kann die Schicht nicht etwa aus Abrutsch- oder Abschlämmassen gebildet sein. Die wellige Beschaffenheit der Torfschicht und die Fältelung des Schluffsandes sprechen zudem für eine normale Eisbedeckung.

Der Torf ist von schwarzer, erdig-krümeliger Beschaffenheit. Außer diesem ist vor meiner Anwesenheit ein brauner, blättriger Torf zutage gefördert worden, von dem große Mengen zusammen mit Holzstücken neben der Grube lagen. Der Betriebsleiter teilte mir mit, daß der blättrige Torf und das Holz zusammen mit dem erdig-krümeligen Torf aufgetreten seien, daß beide Torfsorten also einer Schicht entstammen. Leider habe ich nicht erfahren können, wie die beiden Torfarten zueinander gelegen haben.

Da das Diluvium in jener Gegend sehr mächtig ist — ein im Interesse der Wasserversorgung der Stadt Neidenburg niedergebrachtes Bohrloch hat bei 104,7 m das Diluvium noch nicht durchsunken —, so könnte man in Anbetracht der äußerst geringen Mächtigkeit der obersten Grundmoräne geneigt sein, den Torf für eine jungdiluviale Bildung zu halten; man könnte annehmen, daß der Torf vor dem Eisrande an einer sumpfigen Stelle entstanden und daß später bei einem erneuten Vorrücken des Eises glaziales Material über die Sumpfablagerung ausgebreitet worden sei. Hierzu würden auch die Ergebnisse der Torfuntersuchung passen, die von Herrn Dr. Stoller ausgeführt worden ist. Es wurden nur Pflanzen aufgefunden, die in klimatischer Beziehung indifferent sind. Herr Dr. Stoller stellte folgendes fest: »Der blättrige Torf, von dem 2 größere Proben untersucht wurden, besteht aus einem stark gepreßten, infolgedessen blätternden Grastorfe, der

fast nur aus Blattscheidenbündeln, Rhizomen und Epidermisteilen des oberirdischen Halmes von Glumifloren (jedenfalls Sauergräsern) zusammengesetzt ist. Als seltene Einsprenglinge fanden sich Samenschalen von *Menyanthes trifoliata*, außerdem eine schlecht erhaltene, flügellose Nuß einer *Betula*, kleine Borkenstücke, die wahrscheinlich zu *Alnus* gehören (es fehlen die für *Betula* charakteristischen Lenticellen auf der dunkel-silberglänzenden Außenseite der Rindenstücke), dazu eine zerdrückte Samenschale von *Pinus* oder *Picea*; da kein Samenflügel sich vorfand, konnte die Gattung nicht ermittelt werden. Von dem erdig-krümeligen Torfe wurden ebenfalls 2 größere Proben untersucht. Er scheint durch Druck undeutlich geschiefert und ist gleichmäßig vollständig zersetzt; figurierte Pflanzenteile konnten aus ihm nicht erhalten werden. In der Hauptsache besteht er aus erdigem Humus und fast vollständig zersetzter Borke von Kiefern oder von Birken. Näheres kann wegen der starken Zersetzung nicht mit Bestimmtheit angegeben werden, doch läßt der Umstand, daß sich keine Holzreste im Torfe fanden, darauf schließen, daß es sich im wesentlichen um Birken-Waldtorf handelt. Denn von den harzreichen Kiefern (und Fichten) pflegt stets ein Rest des Holzkörpers der Zersetzung außerordentlich lange zu widerstehen, während Birken (und Erlen) rasch und gleichmäßig vertorfen. Die aufgesammelten Proben ließen also nur soviel erkennen, daß es sich um Reste eines Grasmoores und eines Waldmoores (Birkenwaldmoores) handelt. Ob das Grasmoor der liegende und das Waldmoor der hangende Teil eines und desselben Profiles bildeten, oder ob die beiden Moorarten als verschiedene Facies gleichzeitig nebeneinander bestanden haben, konnte natürlich aus den Proben nicht ermittelt werden«.

Wie bereits erwähnt wurde, fanden sich in der Torfschicht Holzstücke[1]). Herr Dr. Gothan, dem ich sie zur Bestimmung

[1]) Das Holz ist zwar nicht von mir aus der Schicht selbst entnommen worden, sondern lag zusammen mit dem Grastorfe unmittelbar neben der Grube. Nach den örtlichen Verhältnissen und den durchaus glaubwürdigen Mitteilungen des Betriebsleiters, insbesondere auf Grund des Erhaltungszustandes des Holzes besteht jedoch kein Zweifel, daß es aus der Torfschicht stammt.

übergab, erkannte sie als Eiche. Er teilte mir über die Ergebnisse seiner Untersuchung folgendes mit: »Das Holz zeigte nach geeigneter Präparation alle Merkmale des Eichenholzes, nämlich die bekannten dicken primären Markstrahlen, neben denen die schmalen erst bei stärkerer Vergrößerung sichtbar sind. Durch radiale Kontraktion (infolge von Wasserverlust) zeigen die Markstrahlen häufig Knickungen. Die großen Frühjahrsholzporen sind zum Teil schon mit bloßem Auge sichtbar; sie sind, wie bei allen Eichen unseres Florenbezirkes, von sehr auffallender Größe und zeigen auch noch die charakteristische Verstopfung durch Thyllengewebe sehr deutlich. Andere Hölzer unserer Flora mit großporigem Frühholz zeigen nicht die mächtigen Primärmarkstrahlen der Eichen, mit deren Holz auch die sonstigen Merkmale übereinstimmen (sehr viel sklerenchymatische Zellen im Spätholz). Im Hinblick darauf, daß die Diluvial- und Alluvialflora wie die heutige, nur die beiden Arten *Quercus sessiliflora* und *pedunculata* enthielt, muß also auch das vorliegende Eichenholz einer dieser Arten angehören; welcher, läßt sich, soviel mir bekannt ist, holzanatomisch nicht feststellen« Da die Eiche noch niemals in interstadialen Ablagerungen gefunden worden ist, sondern ein durchaus gemäßigtes Klima verlangt, so haben wir in dem fraglichen Torf ein Interglazial vor uns, und zwar höchstwahrscheinlich ein jüngeres. Weitere Tatsachen, die für diese Deutung sprechen, sind die Ferrettisierung der vom Torf freien Oberfläche der älteren Grundmoräne und die bis über 2,8 m hinabgehende Entkalkung der letzteren. Die Obere Grundmoräne erwies sich in dem von mir aufgenommenen Gebiete im allgemeinen schon von 1,5—2 m an kalkig. An eine Zusammenschwemmung des Torfes aus zerstörten älteren Schichten ist wohl deshalb nicht zu denken, weil unter dem Torfe Faulschlammsand liegt, eine Erscheinung, die sich ja vielfach bei lebenden Mooren findet. Ebenso glaube ich wegen der regelmäßigen Lagerung der Schichten nicht, daß das ganze Schichtenpaket etwa eine im Oberen Diluvium schwimmende Scholle bildet. Auffällig ist die außerordentlich geringe Mächtigkeit, die demnach das Obere Diluvium, wenigstens an dieser Stelle, besitzt. Es besteht nur aus dem $^1/_2$ m mächtigen

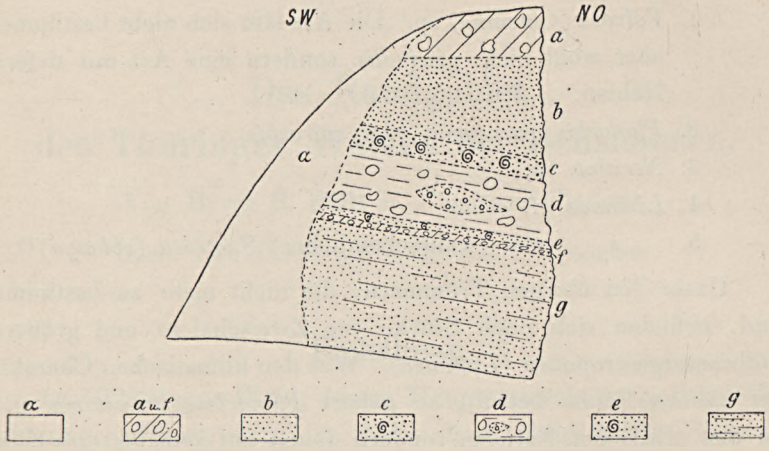
steinig-kiesigen Sande, der in regelmäßiger Weise in den Vertiefungen zum Absatz gelangt und wohl als Vorschüttungssand aufzufassen ist, sowie aus der $^3/_4$ m mächtigen Grundmoräne. Diese geringe Mächtigkeit ist insofern sehr interessant, als sie besagt, daß wir uns bei Neidenburg wahrscheinlich schon nahe der Grenze der jüngsten Vergletscherung befinden.

Zur Gliederung der diluvialen Ablagerungen jener Gegend ließ sich das beschriebene Interglazialprofil nicht benutzen, da die Lagerungsverhältnisse, wie bereits gesagt, im allgemeinen unregelmäßig sind. Meine Aufnahmen erstrecken sich außerdem über ein zu kleines Gebiet, um hierüber Endgültiges sagen zu können. Bei der späteren Aufnahme der Gegend werden hoffentlich noch mehr derartige Funde gemacht werden.

Fossilführende Diluvialablagerungen scheinen in jenem Gebiete nicht selten zu sein, da ich $1^1/_2$ km ostsüdöstlich von dem interglazialen Torf noch Diluvialconchylien in einer Grube auffand. Eine kurze Mitteilung über diesen Fund dürfte vielleicht auch von Interesse sein. Am Nordrande der in einem kleinen Tälchen gelegenen, im übrigen leider verrutschten und stark bewachsenen Grube war eine 5 m lange Fläche aufgeschlossen. Hier liegt unter einer etwa 1 m starken Decke von Geschiebelehm (a, Fig. 3)[1]) ein sehr feiner Sand bis toniger, sehr feiner Sand (b), der eine Mächtigkeit von ungefähr 2 m besitzt. Dieser geht an der Basis in einen 0,4 m mächtigen, hellgrauen, rostfleckigen, ziemlich festen, tonigen Sand und Feinsand (Mergel) (c) über, der auch rein sandige Partien enthält. In dieser Schicht finden sich viele Bruchstücke von Süßwasserconchylien. Darunter folgt ein etwas geschichteter, steiniger, oben sehr sandiger, unten sandiger Mergel (d), der mit den regellos verteilten großen und kleinen Geschieben ganz den Eindruck einer sehr sandigen Moräne macht. In dieser 1,2 m mächtigen Ablagerung tritt ein Nest von kiesigem, kalkigem Sande auf. Unterlagert wird diese Bildung von einer 0,1 m starken Schicht (e) von kalkigem, tonigem Feinsand und feinem Sande; ersterer

[1]) Dieser Geschiebelehm war in der Grube nicht sichtbar, er wurde wenige Schritte nördlich davon durch Handbohrungen festgestellt.

Figur 3.
Länge und Höhe = 1 : 100.



a = Abschlämmasse.
a u. *f* = Geschiebemergel. *a* Geschiebelehm, *f* Geschiebemergel.
b = sehr feiner Sand bis toniger sehr feiner Sand.
c = fester, toniger Sand und Feinsand (Mergel) mit Schalenresten.
d = sehr sandiger, geschichteter Geschiebemergel mit einer Einlagerung von kiesigem Sand.
e = toniger Feinsand mit Schalresten.
g = Mergelsand.

führt ebenfalls Schaltrümmerchen. Darunter folgt wieder eine Bank (0,12 m) eines steinigen, sandigen Mergels, der ebenfalls Andeutung von Schichtung zeigt (f). In seinem Liegenden tritt noch einmal kalkiger, toniger Feinsand (Mergelsand) auf, der bis zu einer Mächtigkeit von 2,5 m aufgeschlossen ist (g). Die Schichten fallen ziemlich steil nach N. ein und zeigen auch im Kleinen Stauchungserscheinungen. Das Profil läßt also, abgesehen von der oberen Grundmoränenbank a, eine Wechsellagerung von Beckenbildungen und Moränenmaterial erkennen und ist jedenfalls so zu deuten, daß in einem am Rande des Inlandeises befindlichen Becken sich Mergelsand usw. absetzte, und daß von Zeit zu Zeit, vielleicht durch Eisdrift, Moränenmaterial hineingelangte. Bei einem erneuten Vorstoße des Eises, als dessen Absatz die obere Grundmoränenbank (a) zu gelten hat, wurden dann die Schichten gestaucht und aufgerichtet.

Unter den aus Schicht c gesammelten Trümmern von Conchylien befindet sich je ein Bruchstück von:

1. *Valvata (Cincinna)* sp. Die Art läßt sich nicht bestimmen, aber wohl nicht *piscinalis*, sondern eine Art mit tieferen Nähten.
2. *Planorbis leucostoma* oder *spirorbis*
3. *Neritina* sp.
4. *Limnaea* cf. *ovata*
5. » oder (wahrscheinlicher) *Succinea (oblonga)*[1]).

Unter den übrigen Trümmern, die nicht mehr zu bestimmen sind, befinden sich noch Stücke von Zweischalern und größeren Süßwassergastropoden (*Limnaea*). Was den klimatischen Charakter der kleinen Fauna betrifft, so gehört *Planorbis? leucostoma* nicht zu den arktischen Formen, sondern deutet auf gemäßigteres Klima hin. *Neritina* ist ausgesprochen gemäßigt. Die übrigen Formen sind indifferent. Nach ihrem Gesamtcharakter scheint die kleine Fauna für ein gemäßigtes Klima zu sprechen, also einem Interglazial anzugehören. Ihr schlechter Erhaltungszustand und die Beschaffenheit des umliegenden Gesteines (Vivianit fehlt), ferner die Wechsellagerung der conchylienführenden Schichten mit moränenartigem Material deuten aber darauf hin, daß sie sich nicht mehr auf primärer Lagerstätte befindet. Wahrscheinlich handelt es sich um Reste eines jüngeren Interglazials, das beim Vorrücken des Eises zerstört worden ist, und dessen Trümmer dicht am Eisrande eingebettet wurden.

[1]) Die Bestimmungen sind von Herrn Dr. H. Menzel in freundlicher Weise geprüft und ergänzt worden.

Berlin, den 30. Mai 1915.

Das Randgebiet des Thüringer Waldes bei Benshausen.

Von Herrn **H. Platt** in Eberbach (Baden).

Hierzu Tafel 32—34, 3 Texttafeln und 10 Textfiguren.

Einleitung.

Der Thüringer Wald, dessen Haupterstreckung in SO.-NW.-Richtung verläuft, wird im Süden hauptsächlich von Verwerfungen begrenzt, an denen entlang das Vorland abgesunken ist, während der Nordrand in der Regel durch eine Flexur gekennzeichnet ist. Die südlichen Randbrüche verlaufen jedoch nicht einheitlich in der SO.-NW.-Richtung, sondern werden durch mehrfaches Umbiegen in die N.-S.-Richtung unterbrochen, so daß man von einem bajonettförmigen Verlauf der Randspalte sprechen kann. Während nun im allgemeinen das Vorland bis in die Höhe des Buntsandsteins abgetragen ist, treten an einzelnen Stellen noch schmale Zechsteinstreifen zutage.

Die vorliegende Arbeit behandelt das Randgebiet, das sich von Bahnhof Benshausen über das Lichtenautal in südöstlicher Richtung bis in den Zimmergrund bei Albrechts erstreckt. Das Gebiet umfaßt Rotliegendes, Zechstein und Buntsandstein. Das größere Zechsteinvorkommen verdankt seine Erhaltung wohl dem Zusammenwirken der beiden oben erwähnten Spaltensysteme und ist zusammen mit den beiden kleinen Vorkommen bei Bahnhof Benshausen besonders in tektonischer Hinsicht von Bedeutung. Außerdem haben die im Rotliegenden auftretenden Kugelporphyre, die hier in ganz ausgezeichneter und mannigfaltiger Ausbildung vorhanden sind, neben der Tektonik besondere Berücksichtigung erfahren.

I. Stratigraphie.

1. Rotliegendes.

Das Rotliegende des Thüringer Waldes wurde von Scheibe bei Manebach in fünf Stufen gegliedert, die vom Liegenden zum Hangenden als Gehrener, Manebacher, Goldlauterer, Oberhöfer und Tambacher Schichten bezeichnet werden. Diese Einteilung konnte im allgemeinen auch im vorliegenden Gebiet beibehalten werden, nur mußte auf die Ausscheidung der Manebacher Schichten verzichtet werden. Ob man hier die einzelnen Stufen des Rotliegenden nach Scheibe in drei Abteilungen, Unteres, Mittleres und Oberes Rotliegendes, zusammenfaßt oder nach Kayser nur in Ober- und Unterrotliegendes gliedert, ist im gegebenen Falle von geringer Bedeutung. Die Gehrener Schichten setzen sich auch hier aus mächtigen Eruptivergüssen und Tuffen zusammen, die darauf folgenden Goldlauterer Schichten hauptsächlich aus Sedimentgesteinen, wobei im Gegensatz zum östlichen Thüringer Wald auch schon einige Eruptivgesteine auftreten, die sich nach Westen hin immer mehr häufen. Die Oberhöfer Schichten sind wieder charakterisiert durch große Eruptivergüsse, hauptsächlich Quarzporphyre. Die darauf folgende Zeit der Sedimentbildung liefert dann die Konglomerate und Sandsteine der Tambacher Schichten.

a) Gehrener Schichten (r_1).

Die Gehrener Schichten, die sowohl im Nordwesten wie im Südosten des Gebietes unmittelbar neben dem abgesunkenen Buntsandstein liegen, weichen hier weiter zurück. Für diese Arbeit war es nur möglich, ihre Grenze gegen die auflagernden Goldlauterer Schichten festzustellen. Sie gliedern sich[1]) in mächtige Decken basischer Eruptivgesteine, denen gegenüber die sauren Ergüsse auffällig zurücktreten. Es sind besonders Porphyrite und Melaphyre, unter den ersteren als besondere Varietäten Hornblende- und Glimmerporphyrite. Im

[1]) Scheibe, Bericht über Aufnahmen auf Blatt Mehlis.

Liegenden tritt noch eine schmale Zone von Sedimentgesteinen auf, die aus Sandsteinen und Schiefertonen besteht. Die Mächtigkeit der ganzen Stufe wird hier auf 1200 m geschätzt.

b) Goldlauterer Schichten (r_3).

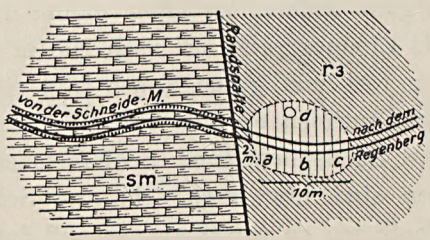
Die Goldlauterer Schichten, die sich hier abweichend auf den Porphyrit der Gehrener Schichten legen, bilden eine 400 bis 500 m mächtige Sedimentzone. Sie ziehen aus dem Zimmergrund über den Domberg, Schwarzen Kopf, die Steinrücke und Ästleite in den Benshäuser Grund. Sie werden gebildet durch graue und rote Schiefertone und Sandsteine, wobei besonders im Westen die roten Farben an die höheren, die grauen an die tieferen Lagen gebunden sind. Der von N. P. 417,2 nach dem Geisenhimmel führende Weg gibt ein leidliches Profil dieser Schichten. Es treten hier zuerst in Wechsellagerung graue und rötlichbraune Schiefertone und graue bis rotbraune Sandsteine auf. Die Sandsteine sind meist feinkörnig und von dünnplattiger Absonderung. Ungefähr 100 Schritt von der Waldgrenze am Geisenhimmel beginnt dann eine Zone grobkörniger roter Sandsteine, die nur noch in den hangenden Partien untergeordnet rote Schiefertone enthalten und sich bis an den Tuff der Oberhöfer Stufe verfolgen lassen. Die Scheidung in rote und graue Schichten läßt sich aus dem Brunnental durch das Runde Loch und den Schweingraben bis zur Nordostgrenze des Geisenhimmels verfolgen. Hier hören die roten Schichten unvermittelt auf und grenzen an graue Zonen. Weiter nach Osten werden die Verhältnisse ganz andere, vor allem nimmt die Mächtigkeit ab, so daß sie im Zimmergrund nur noch 200 m beträgt. Auch die Scheidung in rote und graue Zonen läßt sich dann nicht mehr durchführen, sondern es tritt eine Wechsellagerung von grauen und roten Sandsteinen und Schiefertonen ein. Neben roten und grauen sind hier auch schwarze Schiefertone mit schwachen Kohlenflözen zu erwähnen, so auf dem Rücken des Schwarzen Kopfes und am Ostabhange des Domberges. Man hat hier früher eifrig auf Kohle geschürft, allerdings ohne jeden Er-

folg. Innerhalb der grauen Zonen treten in untergeordneter Weise konglomeratische Einlagerungen auf. An der Straße im Zimmergrund, wo die Goldlauterer Schichten ausstreichen, kann man deutlich beobachten, daß es sich nur um zonare Einlagerungen handelt, die jedoch zur weiteren Gliederung der Schichten keinen Anhalt bieten. Es wird hier das Liegende durch einen plattigen, verkieselten Tonstein gebildet, der geringe konglomeratische Zonen einschließt. Am Schwarzen Kopf tritt in der liegenden Zone, besonders westlich des Saupfützengrundes und am Langetalskopf, ein grünlichgrauer, manchmal ausgebleichter Porphyrsandstein auf; er besteht aus Porphyr- und Porphyritbrocken, Quarz- und Feldspatkörnern und Fragmenten cambrischer Schiefer; sein Bindemittel ist bald kalkig, bald kieselig. Die weiter nach Norden im Distrikt 153 auftretenden und auf der Südwestseite des Langetalkopfes hinabziehenden rötlichen, dünnplattigen Schichten wurden auf der Karte als Porphyrtuffe (tP_3) ausgeschieden.

Wie schon oben erwähnt, treten hier in den Goldlauterer Schichten im Gegensatz zu ihrer Ausbildung weiter im Osten häufiger Eruptivgesteine auf. Es sind dies hauptsächlich Quarzporphyre, daneben untergeordnet Melaphyre und ein kleines gangförmiges Porphyritvorkommen in der Nähe der Randspalte.

Letzteres darf als einziges gangförmiges Porphyrit-

Figur 1.



Orientierungsskizze des Porphyritvorkommens an der Randspalte östlich Schlag- und Schneide-Mühle bei Benshausen.

a und b Porphyrit, c und d Porphyritbreccie.

vorkommen ($\mathfrak{Z}_3$) in den Goldlauterer Schichten dieses Gebietes Erwähnung finden (Fig. 1). Es liegt an dem Wege, der von der Schneide-Schlagmühle östlich Benshausen auf den Regenberg führt, beginnt 2 m von der Buntsandsteingrenze und hat eine Mächtigkeit von ungefähr 10 m. Das Gestein hat ein dichtes, teilweise feinkörniges Gefüge und eine grünliche bis rotbraune Farbe. Makroskopisch kann man nicht unterscheiden, ob es sich hier um ein klastisches Gestein oder um ein Eruptivgestein handelt.

Unter dem Mikroskop zeigt sich porphyrische Struktur; die Grundmasse besteht aus einem Filz von leistenförmigen Plagioklasen, in dem große Partien eines chloritischen Minerals auftreten. Daneben kommen auch Kalkspatausfüllungen vor, die nachträglich durch Zersetzung des Augits entstanden sein mögen. Die Feldspäte, die meist stark zersetzt sind, ergeben als maximale Auslöschung in der symmetrischen Zone einen Winkel von 20°; außerdem wurde in einem Schnitt senkrecht zu P und M eine Auslöschung von 22° festgestellt, die nach Rosenbusch eine Zusammensetzung Ab 60% An 40% ergibt und dem Andesin entspricht. Als dunkle Gemengteile wurden noch Magnetitausscheidungen von unregelmäßiger Form beobachtet. Da außerdem noch in geringer Menge zersetzte Glimmerlamellen vorkommen, kann man das Gestein entweder als gewöhnlichen Porphyrit oder auch als Glimmerporphyrit auffassen.

Begleitet wird der Porphyrit von einer Porphyritbreccie, deren Zusammensetzung der des Porphyrits entspricht und als Reibungsbreccie aufzufassen ist. Das klastische, breccienhafte Gefüge tritt mehr oder weniger deutlich hervor, indem eine enge Verkittung der Breccienstücke eingetreten ist, die sich manchmal nur durch den Grad ihrer Zersetzung voneinander abheben.

Während dieses Porphyritvorkommen vereinzelt dasteht, zeigen die weiter gegen Nordwesten auftretenden Melaphyrgänge (M_3) eine eigentümliche Übereinstimmung. Es sind dies die Vorkommen im Runden Loch, im Benshäuser Grund auf

der südöstlichen Bachseite, etwa 20 m von der Randspalte entfernt, und auf der gegenüberliegenden Seite bei N. P. 417,2. Es handelt sich hier durchweg um Gänge von geringer Mächtigkeit, die 20 m nicht übersteigt.

Ein unmittelbarer Zusammenhang dieser Gänge, die sich im Streichen auf höchstens 50 m nachweisen lassen, ist jedoch kaum anzunehmen. Makroskopisch sind es teilweise Melaphyrmandelsteine, wie das Vorkommen an der südöstlichen Bachseite des Benshäuser Grundes, oder sie sind mehr körnig, wie die Gänge am Runden Loch. Sie sind durchweg ziemlich stark zersetzt, wodurch die genaue mikroskopische Untersuchung sehr beeinträchtigt wurde.

Unter dem Mikroskop zeigen die Gesteine die typische Intersertalstruktur eines Melaphyrs. Die Feldspäte sind meist klein und zeigen zum Teil einen zonaren Aufbau (vgl. Tafel 34, Fig. 1). Zwillingsbildungen nach dem Albitgesetz sind häufig, die einzelnen Lamellen sind ziemlich breit und dann nicht sehr zahlreich. Sie zeigen weitgehende Zersetzung; hierbei ist dann die Mitte meist sericitisiert, während die randlichen Partien noch unzersetzt sind. Letztere löschen oft gerade aus oder haben wenigstens geringe Auslöschungsschiefe und besitzen eine geringere Lichtbrechung als Kanadabalsam. Dies deutet auf einen zonaren Aufbau hin, wobei die randlichen Partien entweder aus Orthoklas oder wenigstens einem natronreicheren Plagioklas bestehen. Da bei der starken Zersetzung eine Analyse keine Ergebnisse versprach, unterblieb sie; dadurch konnten aber diese Verhältnisse nicht einwandfrei klargestellt werden. An unzersetzten Krystallen wurde für maximale Auslöschung in der symmetrischen Zone ein Winkel von 20^0 festgestellt, was nach Rosenbusch einem Feldspat von der Zusammensetzung eines Andesins entspricht.

Als dunkler Gemengteil tritt hier Olivin mit ausgezeichneter Maschenstruktur auf. Manchmal zeigt er noch deutlich idiomorphe Begrenzung, ist jedoch meist stark korrodiert und zu feinfaserigem Serpentin oder (siehe Tafel 34, Fig. 1) zu

einem stärker lichtbrechenden Mineral zersetzt. Dieses zeigt bei gekreuzten Nicols die höheren Interferenzfarben des Gelbs 1. Ordnung. Außerdem fällt ein deutlicher Pleochroismus von hellgrünlich-gelb parallel zur Faserung nach tief gelblich-grün senkrecht zur Faserung auf. Der Pleochroismus ist in Schnitten senkrecht zur Spaltbarkeit am größten, in Spaltflächen schwächer. Ferner ist das Mineral eigentümlich parallelfaserig mit teilweise klaffenden Spaltrissen. Alle diese Merkmale deuten darauf hin, daß es sich hier um eine Zersetzung des Olivins in Iddingsit handelt. Ob neben Olivin auch noch Augit vorhanden war, läßt sich bei der vorgeschrittenen Zersetzung nicht mehr feststellen. — Als weiterer Gemengteil tritt noch Titaneisen in langen, dünnen Nadeln hinzu, das infolge der weitgehenden Zersetzung meist schon in Brauneisen umgewandelt ist.

Da die Melaphyre dieses Gebiets, wie schon oben erwähnt, infolge weitgehender Zersetzung für eine chemische Analyse ungeeignet erschienen, sollte zum Vergleich ein noch frisch aussehender Melaphyr vom Gipfel der Metze (Abt. 20, etwa 1 km nördlich des Namens Lichtenau auf unserer Karte, Tafel 32) herangezogen werden.

Die Ergebnisse der Analyse sind folgende:

SiO_2	44,75
TiO_2	1,30
Al_2O_3	15,22
Fe_2O_3	1,98
FeO	6,52
CaO	7,80
MgO	6,56
K_2O	1,56
Na_2O	3,65
H_2O	4,49
SO_3	Spuren
P_2O_5	0,34
CO_2	5,60
	99,77

Spez. Gew. = 2,721.

Der angefertigte Dünnschliff zeigt einen normalen, olivinfreien Melaphyr, wie er im Thüringer Wald häufig auftritt. Er besitzt ausgezeichnete Intersertalstruktur mit holokrystalliner Ausbildung der Grundmasse und besteht aus einem Filz von Plagioklasen, dessen Hohlräume durch Chlorit, Serpentin und sehr viel Kalkspat ausgefüllt sind. — Die Feldspäte sind durchweg zu einem glimmerähnlichen Mineral zersetzt; auffallend ist hier das starke Zurücktreten der Zwillingsbildungen nach dem Albitgesetz, so daß eine Bestimmung des Feldspats unmöglich ist. Die Auslöschung der einzelnen Feldspatleisten ist teils gerade, teils schief. — Der Augit ist vollkommen zersetzt, teils zu radialstrahligem Serpentin, teils zu schuppigem Chlorit. Kalkspat ist recht viel vorhanden und hier wohl sicher durch die Zersetzung des Feldspats und des Augits entstanden. Der besonders große CO_2-Gehalt, gegen 0,5% in frischem Melaphyr, zeigt die weitgehende Zersetzung und macht dadurch die Analyse für Vergleichungen ungeeignet. — Da der Olivin hier vollständig fehlt, kann man wenigstens feststellen, daß es sich um einen normalen Thüringer Melaphyr handelt gegenüber dem des vorliegenden Gebietes, der durch eine reiche Olivinführung von diesem Normaltypus beträchtlich abweicht.

Die Ausbildung der auftretenden Quarzporphyre (P_3) ist durchweg gleichmäßig. Als Hauptunterschied gegen den Quarzporphyr der darauf folgenden Oberhöfer Stufe ist das Fehlen von Kugelbildungen und die lichtere Farbe festzustellen. Sonst sind es gewöhnliche Quarzporphyre mit steiniger Grundmasse und wenig Einsprenglingen von Quarz und Orthoklas, die meistens auf Verwitterungsflächen deutlicher hervortreten. Neben dieser gewöhnlichen Ausbildung tritt an der Grenze des Porphyrs am Schäfersberg die bei den Thüringer Quarzporphyren so häufige perlitisch-sphärolithische Struktur auf. Auf die mikroskopische Untersuchung dieser Quarzporphyre soll erst später im Vergleich mit der Ausbildung des Oberhöfer Quarzporphyrs eingegangen werden (siehe Seite 190).

Während die Quarzporphyre am Domberg, am hinteren

Schäfersberg und an der Ästleite vor allem wenig umfangreich sind und höchstwahrscheinlich den Schichten eingelagerte Deckenergüsse mit teilweise mächtigen Tuffzonen bilden, treten die Quarzporphyre des Schwarzen Kopfes und der oberen Steinrücke als intrusive, die Schichten quer durchschneidende Massen auf. Tuffablagerungen sind hier nicht vorhanden; zu erwähnen ist jedoch auf der Nordwestseite des Porphyrs der Steinrücke auf dem Wege am Nordosthang dieses Berges eine ziemlich breite Zone einer rötlichen Porphyrbreccie. Infolge der immer noch dazwischen auftretenden und noch in der Hauptsache den Grundschutt zusammensetzenden Sedimente konnte letztere als geschlossene Zone nicht festgelegt werden. Es handelt sich hier wahrscheinlich um konkordante Breccieneinlagerungen innerhalb der Sedimente.

c) Oberhöfer Schichten (r_4).

Die darauf folgenden Oberhöfer Schichten werden in der Hauptsache aus dem in ziemlicher Ausdehnung auftretenden Quarzporphyr und einem die Basis bildenden Porphyrtuff (tP_4) gebildet.

Bei letzterem scheint es zweifelhaft zu sein, ob man ihn noch zu den Goldlauterer Schichten rechnen soll. Da die Abgrenzung dieses Tuffes gegen die roten Sandsteine der Goldlauterer Schichten verhältnismäßig leicht ist, gegen den Quarzporphyr jedoch größere Schwierigkeiten bietet, liegt es schon nahe, ihn zur Oberhöfer Stufe zu ziehen, zu der er auch in genetischer Beziehung zu rechnen ist. An der einzigen Stelle, wo er gut aufgeschlossen ist, am Westabhang der unteren Steinrücke, ist er wohlgeschichtet und sondert sich plattig ab. Seine Mächtigkeit ist wechselnd und schwankt zwischen 25 und 50 m. Er zieht sich weiter durch das Tal des Runden Loches an der Nordwestseite des Regenberges entlang bis in das Brunnental. Was mich veranlaßte, den Tuff von der unteren Steinrücke nach der Westseite des Regenberges durchzuziehen, trotzdem stellenweise nur spärliche Funde von Porphyrtuff neben häufig auftretenden Porphyrstücken vorhanden sind, war der

plötzlich beginnende steilere Abhang, der den Porphyr andeutete; dieser konnte den flacher ansteigenden Porphyrtuff mit Leichtigkeit beinahe vollkommen überrollen und überlagern. Dies ist denn auch der Grund für die spärlichen Porphyrtuff-Funde und den oft scheinbar als Grundschutt auftretenden Porphyr. Der Tuff setzt sich hauptsächlich aus Porphyrbruchstücken zusammen, daneben sind auch Quarzkörner und Glimmerpartikel zu beobachten. Als charakteristische Bestandteile treten Bruchstücke von grünlichem, entglastem Porphyr und Trümmer rötlicher und grünlichgrauer Schiefer auf. Der Tuff besitzt eine löcherige, zum Teil breccienhafte Beschaffenheit; bei den geschichteten Aufschlüssen erscheint er kompakter. Im Osten tritt im Liegenden der Oberhöfer Schichten kein Tuff auf, sondern es findet eine unmittelbare Auflagerung des Quarzporphyrs auf die Sedimente der Goldlauterer Schichten statt.

Die Hauptmasse der Oberhöfer Schichten bildet in diesem Gebiet ein Quarzporphyr (P_4). Während im übrigen Thüringer Wald, so bei Manebach, die Oberhöfer Stufe sich wenigstens in zwei mächtige Eruptivergüsse gliedert[1]), von denen der erste ein einsprenglingsreicher Quarzporphyr, der zweite dagegen an Einsprenglingen arm ist und außerdem durch eine Sedimentzone von dem ersten geschieden wird, kommt im vorliegenden Gebiet anscheinend nur der zweite Erguß zur Geltung, ebenfalls als ein einsprenglingsarmer Quarzporphyr. Seine Ausdehnung ist ziemlich bedeutend, er erreicht eine Mächtigkeit bis zu 340 m. Er zieht sich vom Regenberg bei Benshausen über den Schäfersberg bis nach dem Domberge und reicht gegen das Liegende bis zur Steinrücke. Seine Grenze gegen die Goldlauterer Schichten ist häufig, so am Schäfersberg, infolge Überrollung schwierig festzustellen. Im Zimmergrund tritt er ebenfalls auf, anscheinend getrennt von der übrigen Masse, in Wirklichkeit wird er wohl nur durch die Tambacher Schichten überdeckt.

Seine Beschaffenheit wechselt; das Hauptinteresse erregen

[1]) Schreibe, Geologische Spaziergänge im Thüringer Wald.

Zu Seite 185.



Plattige Absonderung des Kugelporphyrs.
Gipfel des Regenberges.



Quarzporphyr,
plattig abgesondert, mit steil aufgelagertem Tambacher Konglomerat.
Steinbruch am Schäfersberg.

die eigenartigen hier auftretenden Kugelbildungen. Sonst besitzt er die Ausbildung eines gewöhnlichen Porphyrs. Seine Farbe ist braunrot, an einigen Stellen mehr oder weniger gebleicht. Die Quarzeinsprenglinge sind frisch und glasig, der Orthoklas mehr rötlich gefärbt, während die vereinzelten Plagioklase als weiße Säulchen hervortreten. Die Grundmasse ist teils körnig-krystallin, teils steinig-glasig. Im Porphyr des Zimmergrundes ist eine eigentümliche Häufung von Quarziteinschlüssen festzustellen. Beinahe überall ist eine Neigung zu fluidalem Gefüge zu beobachten, ganz besonders an der oberen Steinrücke. Dazu tritt noch, und zwar hauptsächlich auf seinen nach Südwesten gekehrten, also hangenden Seiten, am Regenberg, Schäfersberg und auf dem Hüttenkopf, eine ausgezeichnete dünnplattige Absonderung, die den Grenzflächen des Porphyrs annähernd parallel geht und wohl nachträglich infolge dynamometamorpher Prozesse entstanden ist (nebenstehende Texttafel, oben). In dem Steinbruch am Schäfersberg gesellt sich zu der plattigen Absonderung noch eine schiefwinklig-klotzige (nebenstehende Texttafel. unten). Auffällig ist, daß mit der Schichtung gleichzeitig ein etwas körniges Gefüge auftritt, während der Porphyr sonst steinige Grundmasse besitzt. Beinahe die ganze Porphyrmasse ist eigentümlich hellfleckig, was besonders in dem Steinbruch am Schäfersberg hervortritt, so daß man hier von einem Fleckenporphyr sprechen kann. Die Flecken sind höchstwahrscheinlich durch Verwitterung von kleinen Schwefelkieskrystallen hervorgerufene Ausbleichungen des Porphyrs. Da die Verwitterung sich ungefähr konzentrisch um die Krystalle ausgebreitet hat, erhalten die ausgebleichten Partien meist eine kugelige Form. Der Übergang zur gewöhnlichen Beschaffenheit der Porphyrmasse ist ein allmählicher, ein Herauslösen der Gebilde aus der Porphyrmasse findet nicht statt. In dem Steinbruch im Zimmergrund treten diese ausgebleichten Stellen als Schnüre und kleine Gänge in der übrigen Masse auf.

Mehr Bedeutung haben die in ganz ausgezeichneter Weise auftretenden Kugelbildungen. Sie sind ziemlich allgemein

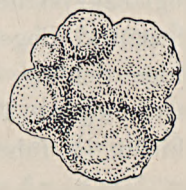
über die Porphyrmasse verbreitet. Am Regenberg und an dessen Abhängen, über den Schäfersberg, den Hüttenkopf bis an die Ausläufer am Domberg sind sie sehr klein, übersteigen selten Nußgröße, treten aber so häufig auf, daß die ganze Masse oft nur aus kleinen Kügelchen zusammengesetzt scheint. Der Porphyr erhält das Aussehen eines Rogensteins, und bei seinem grusigen Zerfall bleibt nur eine Unmenge kleiner Kügelchen zurück. Dies ist besonders an der Straße auf der Westseite des Regenberges und an den Ausläufern des Porphyrs am Domberge zu beobachten. Schon am Regenberg findet man untergeordnet bis faustgroße Kugeln, während an der oberen und unteren Steinrücke kopfgroße Kugeln keine Seltenheit bilden. Im allgemeinen sind es keine Vollkugeln, sondern mehr Halbkugeln und Kugelsegmente verschiedener Ausbildung. Durch Verschmelzung zweier oder mehrerer dieser Kugelsegmente können jedoch vollkugelähnliche Gebilde hervorgerufen werden. Überhaupt ist die Oberfläche aller dieser Kugelbildungen von den kleinsten Kügelchen bis zu den kopfgroßen Gebilden nicht glatt, sondern mit vielen kleinen Kugelsegmenten warzenförmig überdeckt oder vollständig mit flachen, höckerartigen Erhebungen, die durch kleine, an den größeren Kugeln auftretende Kugelbildungen hervorgerufen werden, übersät. Wenn man eine größere Kugel zerschlägt, so treten eine Unmasse kleiner Kugeln hervor, und man sieht, daß die größeren Kugelbildungen aus unregelmäßig aneinander- und übereinandergereihten kleineren Kugeln bestehen. Die lehrreichsten und gleichzeitig vielseitigsten Aufschlüsse bieten die Vorkommnisse an der unteren und oberen Steinrücke. Sie sind ausgezeichnet durch eine außerordentliche Häufung und Größe der Kugeln. An der Westseite der oberen Steinrücke über dem Geisenhimmel steht der Kugelporphyr in einigen Felsen an. Auch die Ablösungsflächen sind deutlich zu bemerken. Es kommen hier teils abgeschlossene Kugeln von jeder Größe, mehr jedoch Halbkugeln und durch Verwachsung mehrerer Kugeln gebildete traubige und knollige Gebilde vor. Dann findet auch häufig

eine seitliche Verwachsung zu tintenfaß- und flaschenähnlichen Gebilden statt, die aber wiederum in ganz regelloser Weise aus kleinen Halbkugeln und Kugelsegmenten zusammengesetzt sind. Die Halbkugeln sind häufig gleich orientiert, indem sie mit der breiten Fläche den Absonderungsflächen des Porphyrs parallel laufen; oft sind sie sogar in Richtung der Absonderungsflächen zu flachen, brotlaibartigen Gebilden gewissermaßen zusammengedrückt. Es können auch zwei Halbkugeln von gleicher, meist aber verschiedener Größe gegeneinander verwachsen und sich zu einer Vollkugel ergänzen. Diese Verwachsung ist jedoch meist nicht symmetrisch, sondern die Halbkugeln sind in Richtung der Schichtung gegeneinander verschoben. — Während man hier die Kugelbildungen noch im anstehenden Gestein sehen kann, tritt auf dem flachen Rücken südwestlich des Gipfels der Steinrücke nur loses Gestein auf. Da nämlich die Kugeln der Verwitterung besser widerstehen als die sie umhüllende Porphyrmasse, ist hier der ganze Hang mit Kugeln bedeckt. Es sind hier Vollkugeln häufiger, die aber selten symmetrisch ausgebildet sind, sondern meist ellipsoidische Gebilde darstellen. Durch Aneinander- und Übereinanderverwachsung treten die mannigfaltigsten knolligen und traubigen Gebilde auf, die häufig Kopfgröße übersteigen. Auch das Ansetzen der kleinen Kugeln als Warzen und flache Höcker auf der Oberfläche ist besonders schön zu beobachten. Man sieht hier deutlich, wie einerseits knollige Kugelgebilde von einer gemeinsamen Schale umhüllt werden, und wie anderseits Einzel-

Figur 2.



Figur 3.



Bildung von Vollkugeln

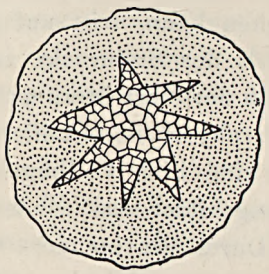
durch Umhüllung knolliger Kugelgebilde durch gemeinsame Schale.

durch Anwachsen von Kugelsegmenten auf Einzelkugeln.

kugeln durch Kugelsegmente oder vollständig konzentrische Kugelschalen gebildet werden (Fig. 2 und 3). Letztere Erscheinung tritt auf angewitterten Bruchflächen deutlich sichtbar hervor, während sie bei frischem Bruch schwer zu erkennen ist; doch wurde diese Erscheinung im Zimmergrunde auch am frischen Bruch beobachtet. Der Porphyr besitzt hier durchweg, vielleicht erklärlich durch die Nähe der Randspalte, eine vollkommen splitterig-spröde Beschaffenheit, die bewirkt ,daß die Kugeln beim Herauslösen in regellos geformte Splitter zerfallen.

Die Kugeln sind im allgemeinen kompakt und bestehen aus der gleichen Masse, wie der übrige Porphyr. Manchmal treten

Figur 4.

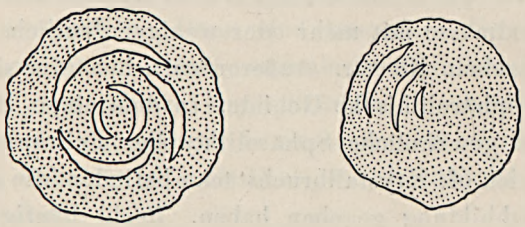


Porphyrkugel, innen mit Quarz ausgefüllt, der keilförmig in die umgebende Porphyrmasse hineinragt.

jedoch innerhalb der Kugeln Hohlräume auf. Diese sind teils durch Quarz vollständig ausgefüllt, der dann keilförmig in die umgebende Porphyrmasse hineinragt (Fig. 4). Oft aber bleiben auch die Hohlräume bestehen und werden von Quarz- und Eisenglanzkrystallen ausgekleidet. Diese Hohlräume können ungefähr zentral liegen, gewöhnlich aber sind sie als halbmondförmige Schlitze vorhanden, die sich den Umrissen der Kugel anschmiegen. Tritt dann noch ein konzentrisch-schaliges Gefüge hinzu, so führt dieser Umstand zur Bildung der sogenannten Lithophysen. In diesen treten diese schlitzförmigen Hohlräume in großer Zahl in konzentrischen Lagen über- und nebeneinander auf (Fig. 5) und werden innen durch

Quarz- und Eisenglanzkrystalle ausgekleidet. Diese Krystalle bilden jedoch keine einfache Auskleidung infolge späterer Infiltration, sondern wachsen gewöhnlich aus der Porphyrmasse in die Hohlräume hinein. Manchmal treten diese Hohlräume so dicht übereinander auf, wobei nur ganz dünne Scheidewände vorhanden sind, daß die Lithophysen mit einer aufgeblätterten Rose verglichen werden können. Dies ist der Fall bei den Stücken, die in dem Tal zwischen der unteren Steinrücke und dem Regenberg gefunden werden.

Figur 5.



Anordnung der Schlitzblasen in Lithophysenkugeln.

Auch die recht häufige fluidale Ausbildung des Porphyrs, wie sie an der Steinrücke ganz besonders schön auftritt, zieht sich unbekümmert um die kugelige Absonderung durch die ganze Kugelmasse. Ein durch eine Kugelverwachsung gelegter Schnitt zeigt diese Erscheinung sehr deutlich. Die infolge Verwitterung auf der Kugeloberfläche in feinen Linien hervortretende Fluidalstruktur setzt sich ungestört durch die Kugel hindurch fort. Daneben tritt eine konzentrische Schalenstruktur hervor, die durch lagenförmige Anordnung lichterer und dunklerer Porphyrmassen hervorgerufen wird. Es ist dies ein Zeichen, daß die Kugelbildung eingetreten ist, als sich der Gesteinsteig noch in zähflüssigem Zustande befand. — Nur an einem Handstück von der unteren Steinrücke ist ein deutlicher Unterschied in der Ausbildung der Porphyr- und der Kugelmasse zu beobachten. Die Kugelbildungen, die vorwiegend aus steiniger Porphyrmasse bestehen, während die übrige Masse

mehr körnig ist, nehmen eine linsenförmige Gestalt an. Die Fluidalstruktur setzt nicht durch die Kugelmasse fort; in diesem Falle muß die Kugelbildung im erstarrenden, in Ruhe befindlichen Magma schon soweit fortgeschritten gewesen sein, daß, als das Magma aus irgendwelchen Gründen wieder in Fluß kam, eine Streckung der Kugel eintreten konnte.

Die mikroskopische Untersuchung des Kugelporphyrs, die besonders das Verhältnis zwischen Kugel- und Porphyrmasse näher beleuchten sollte, gab auch Anlaß zu einem Vergleich mit den normalen Quarzporphyren der Goldlauterer Schichten (P_3). Letztere zeigen u. d. M. eine allotriomorphkörnige Grundmasse mit mehr oder weniger deutlicher Verzahnung der einzelnen Körner. Außerordentlich häufig sind in der Grundmasse sphärolithische Gebilde. In dem einen Dünnschliff sind es meist gewöhnliche Sphärolithe oder Felsosphärite[1]), in deren Kern sich oft Krystallbruchstücke befinden, die den Anlaß zur Sphärolithbildung gegeben haben. Recht häufig begegnet man hier auch erdigen Stäubchen und Mikrolithen von Eisenerzen, wahrscheinlich Limonit oder Eisenglanz, zwischen den Sphärolithfasern in radialer Anordnung. Die Sphärolithe, die sich manchmal, besonders wenn die kleinen Erzmikrolithen fehlen, im gewöhnlichen Lichte gar nicht aus der körnigen Masse hervorheben, machen sich dann erst bei gekreuzten Nicols durch ein dunkles Interferenzkreuz bemerkbar (vgl. Tafel 34, Fig. 2). Daneben treten auch Feldspatsphärokrystalle auf; sie geben kein einheitliches Interferenzkreuz, sondern die radial angeordneten, deutlich erkennbaren Feldspatkrystalle löschen unregelmäßig nacheinander aus. Ein anderer Schliff zeigt noch wurmförmig gewundene Schnüre eines sericitischen Minerals, die sich auch manchmal den Krystallumrissen anschmiegen. Ob diese eigenartigen Sericitbildungen schon auf dynamometamorphe Umbildungsprozesse schließen lassen, erscheint fraglich.

Als Einsprengling tritt besonders idiomorph begrenzter Quarz in meist sechsseitigen Querschnitten auf. Es sind zwei

[1]) Rosenbusch, Mikrosk. Physiogr., Bd. II, 2, S. 799 ff.

Generationen vorhanden, von denen die eine, meist stärker beschädigt und korrodiert, wohl älter ist und in großer Menge haarförmige Einschlüsse, deren Natur nicht näher bestimmt werden konnte, führt; die andere ist vollkommen einschlußfrei und meist ausgezeichnet idiomorph. Die gerundeten Kanten, sowie die mannigfach geschwungenen sackförmigen Einstülpungen und Einbuchtungen der Krystallumrisse deuten auf magmatische Resorptionserscheinungen. Manche im Längsschnitt getroffenen Quarze löschen nicht einheitlich aus, was wohl auf Zwillingsbildungen zurückgeführt werden darf. Doch sind die einschlußlosen Individuen manchmal von zahllosen Rissen und regellosen Sprüngen durchzogen. Dann sind besonders die korrodierten Krystalle von einem trüben, schmalen Saum feiner, senkrecht zum Umriß angeordneter Krystallnädelchen umgeben; letztere bestehen ebenfalls aus Quarz, da sie zusammen mit dem Krystall auslöschen; vielleicht ist auch Feldspat- oder Mikrofelsitsubstanz noch beigemengt.

Die Feldspäte treten als Einsprenglinge sehr zurück und sind meist vollkommen sericitisiert.

Dagegen zeigt der Oberhöfer Quarzporphyr (P_4) im Dünnschliffe durchweg eine ausgezeichnete granophyrische Verwachsung neben einem auffälligen Zurücktreten der sphärolithischen Bildungen. Nur der Fleckenporphyr zeigt u. d. M. noch häufig Sphärolithe in der Grundmasse, die hier mehrfach um Schwefelkieskrystalle, die beinahe vollständig in Brauneisen übergegangen sind, sich ansetzen. Dann treten hier innerhalb der grobkörnigen Grundmasse rundliche, mikrokrystalline Partien auf, die sich bei stärkerer Vergrößerung als eine ausgezeichnete mikrogranophyrische Verwachsung von Quarz und Feldspat erweisen. Der Porphyr aus der Grenzzone gegen die Goldlauterer Schichten an der Steinrücke (vgl. Tafel 34, Fig. 5) zeigt makroskopisch eine Unmenge durchschnittlich 0,5—1 Millimeter großer sphärolithischer Gebilde. Diese sind weiß, enthalten in der Mitte meist einen Hohlraum oder umhüllen einen Quarz- oder Feldspatkrystall und besitzen un-

gefähr die Härte 3. Die Sphärolithstruktur ist sehr undeutlich, scheint eher auf radial verlaufende Spaltrisse zurückzuführen sein. Mikroskopisch (vgl. Tafel 34, Fig. 3 u. 4) sind die kleinen Kügelchen ziemlich indifferent und bleiben zwischen gekreuzten Nicols beinahe vollkommen dunkel. Daß es sich jedoch trotzdem um keine amorphe Substanz handelt, zeigt das bei Benutzung des Gipsblättchens etwas deutlicher hervortretende Aufhellen. Dieses scheint manchmal vom Rande auszugehen, setzt sich jedoch nicht radial, sondern in unregelmäßigen Windungen nach der Mitte zu fort. Die Lichtbrechung ist geringer als die des Kanadabalsams. Große Ähnlichkeit besitzt diese Erscheinung mit dem optischen Verhalten der mikrofelsitischen Grundmasse junger Ergußgesteine. Zugrunde gelegt ist hierbei die Definition von Mikrofelsit, wie sie Rosenbusch[1]) gibt: »Derselbe zeigt keine erkennbare Einwirkung auf polarisiertes Licht, unterscheidet sich jedoch vom eigentlichen amorphen Glase durch den Mangel der Strukturlosigkeit und die weit größere Lichtdurchlässigkeit.« Da auch die Lichtbrechung der Mikrofelsitsubstanz kleiner als 1,54 ist, wäre somit die optische Übereinstimmung dieser beiden Substanzen vorhanden. Es würden dann diese kugeligen Gebilde gewissermaßen das Stadium der beginnenden Entglasung zeigen, in dem sich innerhalb der amorphen zusammengeballten Massen unregelmäßig verteilte Krystallsplitter und -schuppen zeigen, die noch nicht zu krystallisierten Individuen zusammengetreten sind und durch ihr mehrfaches Übereinanderlagern die eigenartigen optischen Merkmale hervorrufen. — Es wurde nun versucht, auch chemisch die Identität dieser Kugeln mit Mikrofelsitsubstanz festzustellen. Zu diesem Zwecke wurde die weiße Substanz der Kügelchen sorgfältig aus den Hohlräumen herausgekratzt und chemisch untersucht. Schon vorher war mittels eines Lötrohrversuchs festgestellt worden, daß es sich nicht etwa um zu Kaolin zersetzte Sphärolithe handelte, da die Masse zwar eine schwache Blaufärbung zeigte, an den Kanten aber zu einer schwarzen

[1]) Rosenbusch, Mikrosk. Physiogr., Bd. II, 2, S. 775 ff.

Schlacke zusammenschmolz, was auf das Vorhandensein eines alkalihaltigen Bestandteils hindeutete. Die Analyse (ausgeführt von Dr. Klüss) ergab:

ca.	64,7	SiO_2
»	18,6	Al_2O_3
»	12,4	K_2O
»	1,7	Na_2O
	0,5	Glühverlust
	97,9	

was beinahe genau der Zusammensetzung eines Kalifeldspates entspricht. Dadurch ist natürlich die Identität mit der Mikrofelsitsubstanz aufgehoben, da sich sonst ein Überwiegen des Kieselsäuregehaltes hätte ergeben müssen.

Um zusammenzufassen, kann also festgestellt werden, daß es sich um eine Ausscheidung feldspatiger Kugeln handelt, die glasig erstarrten und aus irgend einem Grunde nicht vollständig zu krystallisierter Masse umgestanden sind, sondern sich im gleichen Zustande der beginnenden Entglasung, wie die Mikrofelsitsubstanz der jungen Ergußgesteine, erhalten haben. Dies mag vielleicht als ein Beweis dafür gelten, daß auch die übrige Porphyrmasse, wenigstens in ihrer Randzone, glasig erstarrte und erst später zu krystallinem Gefüge umgestanden ist.

Die eigentlichen Kugelporphyre zeigen unter dem Mikroskop in der Kugelmasse eine ausgezeichnete granophyrische Verwachsung von Feldspat und Quarz (Taf. 34, Fig. 6). Die Porphyrgrundmasse ist allotriomorph-körnig und besteht aus Quarz, Feldspat und kleinen Erzmikrolithen, deren Natur nicht näher festgestellt werden konnte. Einsprenglinge sind spärlich vorhanden, hauptsächlich Quarz, der teils idiomorph gut begrenzt, teils stark korrodiert ist, untergeordnet auch Orthoklas, der vollkommen sericitisiert ist.

Oft ist die Grundmasse infolge lagenförmiger Anhäufung von winzigen Erzmikrolithen ausgezeichnet fluidal; dann unterscheiden sich die einzelnen Lagen nur durch den Grad ihrer Krystallisation, indem kryptokrystalline mit deutlich feinkörni-

gen Partien abwechseln. Die Lagen entsprechen offenbar verschiedenen physikalischen Zuständen im Moment der Gesteinsverfestigung; häufig treten Stauungen, Knickungen und Biegungen der einzelnen Fluidalstreifen auf, welche auf komplizierte Stauchungen eines noch stark viscosen Magmas hindeuten. Manchmal zeigen sich auch Sphärolithe in der fluidalen Grundmasse, die aber erst bei gekreuzten Nicols durch ein schwaches Interferenzkreuz bemerkbar werden; sie sind dann durch die Fluidalstruktur in die Länge gezogen, wodurch bewiesen wird, daß die Ausscheidung der Sphärolithe in dem noch zähflüssigen Magma vor sich ging.

Andere Porphyre lassen in Schnitten durch die Kugel- und Porphyrmasse erkennen, daß in ihnen die Fluidalstruktur erst nach den Kugeln gebildet ist und die Kugeln zu linsenförmigen Gebilden auseinander gezogen sind. Auch hier ist mikroskopisch ein deutlicher Unterschied zwischen Kugel- und Porphyrmasse vorhanden, manchmal setzen beide scharf gegeneinander ab. Hier sind auch unregelmäßige ballige Anhäufungen von stabförmigen und gebogenen Erzmikrolithen recht häufig.

Wiederum in anderen Porphyren (Taf. 34, Fig. 6) tritt die die Kugelmasse immer charakterisierende granophyrische Verwachsung ganz ausgezeichnet hervor. Die einzelnen linsenförmig gestreckten Individuen greifen fingerförmig ineinander und sind der Fluidalrichtung entsprechend eingeordnet. Eigenartig ist dabei, daß dieses granophyrische Quarz-Feldspatgemenge wieder zu größeren Partien zusammengefaßt ist, die zusammenhängend auslöschen und unter sich ganz ausgezeichnet verzahnt sind. Diese grobe Pflasterstruktur, wobei die einzelnen Körner aus granophyrisch verwachsenem Quarz-Feldspataggregat bestehen, ist für die Kugelmasse charakteristisch.

Ferner ist noch das Auftreten von Sprüngen und Rissen zu erwähnen, die sowohl Kugel- wie Porphyrmasse durchsetzen. Sie sind teils mit Quarz, teils mit Chalcedon ausgefüllt und durchkreuzen sich gegenseitig, was auf eine zeitlich auseinander-

liegende Bildung hindeutet. Sie haben sich infolge Volumenverminderung bei der Verfestigung noch vor der endgültigen Krystallisation gebildet. — In gleicher Weise wird auch der ziemlich lockere Verband der Kugeln in der Gesteinsmasse, der besonders bei den großen Kugeln ein leichtes Herausfallen bedingt, auf Schrumpfungserscheinungen zurückzuführen sein. Dafür spricht besonders das Herauslösen der Kugeln beim Zerschlagen von noch vollständig frischen Porphyrstücken, was nicht möglich wäre, wenn man die Erscheinung als eine bloße Folge von Verwitterungsprozessen auffassen wollte.

Die Entstehung der Kugelbildungen und der Lithophysen wird von den Forschern verschieden zu erklären versucht. Vogel gibt nur eine Beschreibung und läßt die Frage der Entstehung offen; Vogelsang macht vor allem auf die Anhäufung dieser Kugelbildungen in den Randzonen der Porphyrergüsse aufmerksam und erklärt sie als eine Folgeerscheinung eigentümlicher Erkaltung; Weiss glaubt zwischen gewöhnlichen Sphärolithen und Kugelbildungen keinen wesentlichen Unterschied machen zu dürfen. — Bei der Erklärung der Lithophysen sind zwei Richtungen vorhanden: Die einen behaupten, die Hohlräume seien entstanden durch chemische Zersetzung fester Sphärolithe, andere wie Iddings nehmen primären Ursprung dieser Hohlräume an. Sie seien entstanden, während das Magma noch plastisch gewesen sei, und verdankten ihre Entstehung eingeschlossenen Gasen und Dämpfen. Von diesen Forschern halten wieder die einen die Lithophysen für etwas anderes als die Sphärolithe, andere wollen sie nur als eine Varietät derselben aufgefaßt wissen. Ich bin der Ansicht, daß zwischen einer Kugelbildung und einer Lithophyse kein Unterschied gemacht werden darf, da das eine nur eine Modifikation der Struktur des andern ist. Es muß jedoch gegenüber Weiss ein gewisser Unterschied der Kugelbildungen gegenüber den gewöhnlichen Sphärolithen hervorgehoben werden. Wohl beruhen beide Erscheinungen, Sphärolithe wie Kugelbildungen, auf Erstarrungs-

phänomenen und können nach ihrer Entstehung eigentlich nicht getrennt werden. Doch meint Weiss, daß sämtliche Kugeln früher radialfaserig gewesen wären, und führt dabei als Beweis für seine Ansicht an, daß eine derartige Kugel u. d. M. sich als sphärolithisch erwiesen habe. Durch die Freundlichkeit von Herrn Geh. Rat Prof. Dr. Scheibe war es mir möglich, einen Teil der Weiss'schen Schliffe zu untersuchen. Es tritt hier bei den Kugelbruchstücken allerdings am Rande deutlich ein konvergentstrahliges Gefüge hervor, während in der Mitte erst bei stärkerer Vergrößerung das strahlige Gefüge der sonst körnigen Grundmasse erscheint. In diesem Falle handelt es sich in der Tat um größere Kugeln mit radialstrahligem Aufbau, und Weiss konnte mit Recht auf die wesentliche Identität dieser Kugeln mit den Sphärolithen hinweisen. Doch möchte ich dies nicht auf alle Kugelporphyre ausgedehnt wissen; denn bei den Kugeln des vorliegenden Gebietes trat weder makroskopisch noch mikroskopisch irgendwie ein radialstrahliges Gefüge hervor. Auch spricht, meiner Ansicht nach, das leichte Herauslösen aus der umgebenden Porphyrmasse, das man bei Sphärolithen eigentlich kaum beobachtet, sowie das Anwachsen zu großen Dimensionen für eine andere Art ihres inneren Aufbaues.

Daß die Kugelbildungen zur Zeit der Verfestigung des Porphyrs entstanden sind, ist wohl als sicher anzunehmen; und zwar spricht der ungestörte Verlauf der Fluidalstruktur durch die Kugelmasse dafür, daß sich das Porphyrmagma gerade noch in zähflüssigem Zustande befand, als diese eigentümlichen Kugelbildungen entstanden. — Das Auftreten von Hohlräumen mit den sie auskleidenden Quarz- und Eisenglanzkrystallen wird hauptsächlich als eine Folge der raschen Verfestigung des Magmas in den Randzonen anzusehen sein, indem die vom Magma absorbierten oder darin enthaltenen Gase und Dämpfe, die infolge der Krystallisation frei wurden, unter dem verringerten Druck massenhaft austreten konnten und entweder einzelne Blasen hervorriefen oder durch Bildung konzentrisch an-

geordneter Schlitzblasen zur Lithophysenbildung führten. Wenn auch die ziemlich gleichmäßige Verbreitung der Kugelbildung über die ganze Porphyrmasse in unserem Gebiete nicht zuläßt, sie allein als Randbildung zu erklären, so treten doch die mächtigen Kugelbildungen an der oberen und unteren Steinrücke und im Zimmergrund hauptsächlich an der Stromgrenze auf. An der oberen Steinrücke kann von der Grenze des unterlagernden Sandsteins ab im Porphyr ein Übergang von randlicher brecciehafter Masse über den Porphyr mit den weißen Kügelchen zu dem mit den großen Kugelbildungen durch Belegstücke nachgewiesen werden.

Innerhalb der Oberhöfer Schichten ist zum Schluß noch ein Schwerspatgang (Ba) anzuführen, der von der Tränke am Südwestabhang der Steinrücke gegen den Schäfersgraben zieht. Er besitzt nur eine Mächtigkeit von etwa 10—15 cm und besteht aus reinem, gutspätigem Material. Auch im Schäfersgraben und im Sattel zwischen Hüttenkopf und Domberg findet man vereinzelte Schwerspatstücke; einen Zusammenhang dieser Fundpunkte mit dem Schwerspatgang konnte ich nicht feststellen.

d) Tambacher Schichten (r_5).

Auf den Quarzporphyr der Oberhöfer Schichten legen sich, steil von ihm abfallend, die Sedimente des Oberrotliegenden. Während diese im übrigen Thüringer Wald in ganz bedeutender Mächtigkeit auftreten, so bei Eisenach [1]), und sich teilweise, so bei Tambach und Elgersburg [2]), in drei Glieder einteilen lassen, eine obere und eine untere konglomeratische Zone und eine Sandsteinfolge dazwischen, ist hier nur noch ein — höchstens 100 m mächtiges — Konglomerat vorhanden. Eine besondere Gliederung des Oberrotliegenden läßt sich deshalb nicht durchführen.

Es beginnt im Zimmergrund und zieht sich mit wechselnder

[1]) Blatt Eisenach-West. 1 : 25 000.

[2]) Scheibe, Geologische Spaziergänge im Thüringer Wald.

Mächtigkeit in SO.-NW.-Richtung am Porphyr entlang bis in das Brunnental. Nach Westen findet infolge der Übereinstimmung des Einfallens mit dem des Berghanges eine scheinbare Verbreiterung der Schichten statt. Jedoch erst am Dölmerlein treten hangendere Partien auf und sind in dem Hohlweg auf der Nordwestseite des Dölmerleins einigermaßen gut aufgeschlossen. Die hangendste Zone bildet ein tiefrotes, feinkörniges Konglomerat; darunter folgen Zonen, in denen feinkörnige Sandsteine mit feinkörnigen Konglomeraten wechsellagern. Nach dem Liegenden zu hören die Einlagerungen der Sandsteine auf; das Konglomerat wird grobkörniger und führt neben Porphyrgeröllen auch abgerollte Trümmer von Quarz, Hornstein und Feldspat; auch Granitbrocken und Geschiebe von Porphyrit sind zu beobachten. Noch weiter gegen das Liegende bilden beinahe ausschließlich Porphyrgerölle, die durch ein sandiges Bindemittel verkittet sind, die Bestandteile des immer gröber werdenden Konglomerates. An der Straße auf der Südwestseite des Regenberges in der Nähe von Punkt 552 enthält es auch abgerollte Porphyrkugeln, weshalb hier die Grenze gegen den daneben auftretenden Kugelporphyr schwer zu bestimmen ist. Im östlichen Holmbach tritt das Oberrotliegende in seiner ganzen Mächtigkeit als grobkörniges Konglomerat auf und führt hier gegen die Grenze des Zechsteins hin etwas Malachit.

An dem oben erwähnten Aufschluß an der Nordwestseite des Dölmerleins schiebt sich an der Grenze gegen den Zechstein noch ein ungefähr 0,5—1 m mächtiger grauer, teilweise konglomeratischer Sandstein ein. Dieser ist, als sogenanntes Grau- oder Weißliegendes, wie es besonders am östlichen Harzrand und im Saalekreis auftritt, als ausgebleichte Zone des Rotliegenden noch den Tambacher Schichten zuzurechnen.

2. Zechstein.

Da der Zechstein im Westen an hangendere Partien des Oberrotliegenden stößt, als weiter im Osten, so kann er nur teilweise konkordant aufgelagert sein. Er gliedert sich im allge-

meinen in Unteren, Mittleren und Oberen Zechstein. Schon Pröscholdt [1]) gibt für den Zechstein bei Benshausen diese Gliederung. Nach ihm wird der Mittlere Zechstein durch Rauchwacke vertreten, während die mittlere Schicht des Unteren Zechsteins, der Kupferschiefer, bei ihm fehlt. Durch diese Gliederung würde sich der Zechstein bei Benshausen der besonderen Zechsteinentwicklung des Kleinen Thüringer Waldes bei Schleusingen anschließen. Doch macht von Fritsch [2]) auf das Auftreten von Gesteinen aufmerksam, die dem Kupferschiefer und dem eigentlichen Zechstein petrographisch gleichen, und auch die an der Basis des Mittleren Zechsteins auftretende Riffbildung ist ihm aufgefallen. Nach den neueren Aufnahmen läßt sich im allgemeinen die Übereinstimmung des Zechsteinvorkommens bei Benshausen mit dem normalen Typus, wie er am Rande des Thüringer Waldes auftritt, feststellen. Die allgemeine Gliederung ist von unten nach oben folgende:

	Rotliegendes, zum Teil Grauliegendes geworden
Zu	1. Zechsteinkonglomerat (zu1 zum Teil) 2. Kupferschiefer, zum Teil bituminöse Mergelschiefer (zu1 zum Teil) 3. Eigentlicher Zechstein, zum Teil Eisenkalk (zu2)
Zm	4. Rauchwacke (zm), zum Teil Riffdolomit (zr). Letzterer kann auch noch die Stufe zu2 vertreten
Zo	5. Untere Letten (zo1) 6. Plattendolomit (zo2) 7. Obere Letten (zo3)
	Buntsandstein

a) Unterer Zechstein (zu).

Der Untere Zechstein zieht sich vom Domberge, am Schäfersberg und Regenberg entlang über das Dölmerlein bis in das Brunnental. Einigermaßen aufgeschlossen ist er nur am Dölmerlein und an der Wasserleitung im östlichen Holmbach.

[1]) Pröscholdt, Zechsteinformation am Kleinen Thüringer Wald.
[2]) von Fritsch, Zeitschr. für Naturwiss., Bd. 54.

1. Zechsteinkonglomerat.

Das unterste Glied des Zechsteins, das Zechsteinkonglomerat, tritt als eine 0,5—1 m mächtige Zone eines ockerigen, kleinkörnigen Trümmergesteins auf, das häufig zu gelblichem Grus verwittert ist und Gerölle von Feldspat, Quarz, Porphyr und cambrischem Quarzit in grobsandigem Bindemittel enthält. Hier und da findet man auch Malachit in kleinen Körnern eingesprengt. Krug von Nidda erwähnt das Zechsteinkonglomerat als einen eisenhaltigen, braunen, porösen Dolomit von 1 m Mächtigkeit, der in seinen Drusen einen feinsandigen Brauneisenocker enthalte. Auffallend ist hier die geringere Mächtigkeit und der die ockerige Verwitterung bedingende größere Eisengehalt gegenüber der Entwicklung weiter im Westen.

2. Kupferschiefer.

Über das Zechsteinkonglomerat legt sich eine Zone schwarzbrauner, bituminöser Mergelschiefer, die Äquivalente des Kupferschiefers. Am Dölmerlein kann als Mächtigkeit 1—1,2 m angenommen werden. Oft bezeichnet nur eine mulmig verwitterte schwarze Erde mit kleinen Schieferbröckchen die Zone des Kupferschiefers, wie es besonders an den spärlichen Aufschlüssen am Domberge der Fall ist. Krug von Nidda gibt für das eigentliche bituminöse Mergelschieferflöz eine Mächtigkeit von 1,75 m an. Es zeigt nach ihm eine grobschieferige Struktur, der Metallgehalt ist unbedeutend, besteht nur aus Kupferlasur, Malachit und Kupferschwärze und kommt als Anflug auf den Schichtflächen und auf Klüften vor; Schwefelkies, Kupferkies und Kupferglanz fehlen.

3. Zechsteinkalk.

Das dritte Glied des Unteren Zechsteins wird teils durch dünnplattige graue Mergelkalke oder, wie am Dölmerlein, durch stark eisenschüssige, dunkelbraune, fast dichte Kalke vertreten. Es haben hier auf dem Dölmerlein die Eisensteine, vielleicht in Verbindung mit dem Kupferschieferflöz, sogar einen kleinen Bergbau veranlaßt. Krug von Nidda gibt für den dichten

Zechstein eine Mächtigkeit von 8 m an, der hier noch drei unbedeutende Mergelschieferlagen einschließen soll. Ferner tritt in der Zone gegen den Mittleren Zechstein eine eigentümliche Kalkbreccie auf. — Der Zechsteinkalk enthält neben dem später zu erwähnenden Riffdolomit die Hauptmasse der Zechsteinversteinerungen. Am Dölmerlein wurden in ihm gefunden: *Productus horridus, Camarophoria Schlotheimi* und *Rhynchonella* sp.

b) Mittlerer Zechstein (zm und zr).

Der Mittlere Zechstein tritt zum Teil als sogenannte Rauchwacke (zm) auf, so am östlichen und westlichen Holmbach und in der Nähe der Randspalte im Distrikt 206. Sie ist ein graubrauner, zellig-löcheriger Dolomit und als Rückstand ausgelaugter, gipsführender Dolomite zu betrachten. Auch die Verwitterung zu Asche läßt sich hier beobachten; diese bildet eine lockere, zerreibliche bis staubförmige Masse und hat wohl den gleichen Ursprung wie die Rauchwacke. Bei Altenfeld ist der Mittlere Zechstein als dichter, graubrauner, bituminöser, beim Zerschlagen riechender, sogenannter Stinkkalk ausgebildet. Gegen das Liegende geht dieser in einen dunkelbraunen, grobzuckerkörnigen Dolomit über, der gegen die Randspalte hin immer kieseliger wird, so daß man hier jegliche Übergänge zu verkieseltem Zechstein beobachten kann. Die Mächtigkeit ist äußerst schwankend; bei Altenfeld beträgt sie ungefähr 25—30 m, am östlichen Holmbach nur etwa 5 m.

Im Anschluß hieran möge gleichzeitig das Auftreten des verkieselten Zechsteins besprochen werden, der wohl bei Altenfeld und südöstlich davon, im Tale nach dem Zimmergrund zu, hauptsächlich aus Mittlerem Zechstein hervorgegangen ist. Die verkieselten Blöcke zeigen meistens noch die zellig-löcherige Struktur des Mittleren Zechsteindolomits. Teilweise jedoch ist diese Struktur verloren gegangen, und ein feinkörniger, ockergelber Quarzit übrig geblieben. Die verkieselten Zechsteinblöcke deuten auf die Nähe der Randspalte hin, der sie auch ihre Entstehung verdanken.

Während der Mittlere Zechstein in seiner Ausbildung als Rauchwacke im vorliegenden Gebiet nur recht spärlich auftritt, wird er sowohl im Osten am Domberge, wie im Westen am Dölmerlein durch mächtige Bryozoenriffbildungen (zr) ersetzt. Im Westen ist nur der Mittlere Zechstein durch Riffdolomit vertreten, am Domberge auch noch der Zechsteinkalk, da man dort beim Übergang aus den Tambacher Schichten über eine nur 1—2 m mächtige Zone von Zechsteinkonglomerat und Kupferschiefer unmittelbar in den Riffdolomit gelangt. Dieser bildet mächtige, klotzige, wenig- bis ungeschichtete Massen, die inmitten der geschichteten Zechsteinbildungen auftreten und sich hauptsächlich aus Bryozoen, besonders Fenestellen, Phylloporen und Acanthocladien, zusammensetzen. Der Ausdruck »Riffdolomit« ist nicht ganz einwandfrei, da es sich meist nur um einen dolomitischen Kalk handelt, er wird jedoch in der Literatur für die Riffbildungen des Zechsteins angewandt. Krug von Nidda erwähnt einen lehrreichen Aufschluß in dem Zechstein durch die beiden Stollen der Grube Glückstern bei Altenfeld. Er schreibt hier über den Riffdolomit, den er als Rauchwacke bezeichnet, das Gestein sei auf eigentümliche Weise von Hohlräumen, Rissen und Klüften durchzogen; man vermisse den regelmäßigen Schichtenbau. Die Hohlräume seien teilweise ausgefüllt von erdigem Brauneisenstein; dichtes Manganerz befinde sich häufig in stalaktitischer Gestalt darin, und Trümmer des Gesteins zeigen teilweise Übergänge zu Spateisenstein und spätigem Brauneisenstein.

Im eigentlichen Riff ist infolge der Dolomitisierung die Struktur der Fossilien meist verloren gegangen, nur in den Randzonen des Riffs gegen die geschichteten Zechsteinbildungen sind sie besonders häufig erhalten, so auf der Ostseite des westlichen Holmbachs im Alten Feld und an den Abhängen des Domberges.

Hier wurden gefunden:

Camarophoria Schlotheimi. *Camarophoria* var. *globulina* Phill., *Avicula spéluncaria* Schloth., *Avicula radialis* Phill.,

Terebratula elongata Schloth., *Terebratula sufflata* Schloth., *Terebratula complanata* Schloth., *Strophalosia Goldfussi* Münst., *Strophalosia excavata* Gein., *Spirifer alatus* Schloth., *Orthis pelargonata* Schloth., *Schizodus obscurus* Sow., *Arca striata* Schloth., *Aucella Hausmanni* Goldf., *Pleurotomaria* sp. II Dietz, *Pleurotomaria penea antrina* Dietz, *Pleurotomaria laevis* Dietz, *Polytropis helicina* Schloth., *Discina Koninckı* Gein., *Fenestella Geinitzi* d'Orb., *Stenopora columnaris* King.

An seiner Basis, so am Domberg und am Dölmerlein, zeigt der Riffdolomit öfters eine plattige Absonderung, ferner ist er ausgezeichnet durch einen bedeutenden Eisen- und Mangangehalt, der seine Verwitterung zu tiefschwarzer, mulmiger Erde bedingt. An einigen Stücken wurden Hohlraumausfüllungen von Psilomelan beobachtet. Seine Mächtigkeit wechselt und erreicht am Dölmerlein etwa 150 m; Krug von Nidda erwähnt als größte Mächtigkeit am Dölmerlein sogar 200 m.

c) Oberer Zechstein.

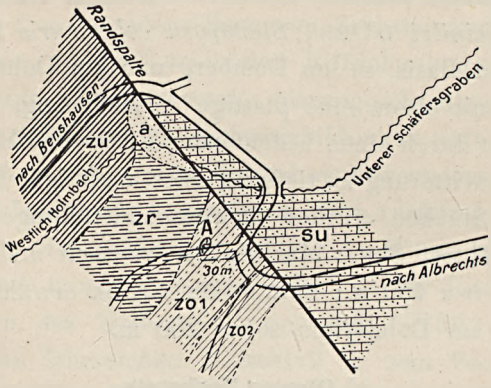
Der Obere Zechstein, der meist in seiner vollen Mächtigkeit und in gleichmäßiger Ausbildung vorhanden ist, gliedert sich in die Unteren Letten, den Plattendolomit und die Oberen Letten, die den Übergang zum Unteren Buntsandstein bilden.

1. Untere Letten (zo1).

Die Unteren Letten bestehen aus roten, grauen und blauschwarzen Letten. Sie bilden neben dem Plattendolomit das beständigste Glied des hiesigen Zechsteins und machen sich in der Regel durch eine Bodeneinsenkung bemerkbar. Sie lassen sich nördlich und östlich von Altenfeld durch eine Reihe von Gruben verfolgen, aus denen früher das Material für die Ziegelei Altenfeld gewonnen wurde. Die Mächtigkeit wechselt zwischen 10—40 m. Die Unteren Letten, die sonst den Haupt-Gips- und Anhydrithorizont des Zechsteins bilden und in anderen Gegenden die mächtigen Stein- und Kalisalzablagerungen enthalten, lassen hier diese Mineralführung vollkommen vermissen. Nur ein etwa 0,3 m mächtiges Anhydritlager (A in Fig. 6), das etwa

30 m von der Straßenkehre am Ausgang des Schäfersgrabens an dem westlichen Weg, der ins Kröhlis hinabführt, festgestellt werden konnte, und die vielen trichterförmigen Einsenkungen des Plattendolomits, die von ausgelaugten Gipsschlotten herrühren, deuten auf die frühere Gips- und Anhydritführung hin.

Figur 6.



Anhydritlager in zo1, Altes Feld.

2. Plattendolomit (zo2).

Der Plattendolomit, der infolge der größeren Widerstandsfähigkeit gegen Verwitterung und Abtragung über die ihn umgebenden Letten als Geländewall hervortritt, läßt sich hier, entsprechend seiner Ausbildung weiter im Westen, z. B. bei Liebenstein, in zwei Zonen gliedern. Die liegende Zone ist ein klüftiger, plattig-runzeliger, grauer, dolomitischer Kalk, der beim Anschlagen bituminös riecht, sogenannter Stinkkalk; im Hangenden wird er massiger und ist als zellig-löcheriger, gelbbrauner, zuckerkörniger Dolomit zu bezeichnen. Die Mächtigkeit des Plattendolomits ist wechselnd, im allgemeinen 15—20 m, und verteilt sich etwa gleichmäßig auf die beiden Zonen. Krug von Nidda erwähnt bei dem Aufschluß der Glücksterngrube den Plattendolomit als körnigen, blätterigen, feindrusigen Dolomit von gelber Farbe, der weiter nach dem Liegenden feinkörniger und dichter wird. Es ist deshalb anzunehmen, daß die

Gliederung in zwei Zonen durchweg vorhanden ist. — Der Plattendolomit ist ziemlich arm an Versteinerungen, die jedoch ziemlich allgemein verbreitet sind. Wenn sie, wie im Alten Feld, etwas häufiger auftreten, sind sie schlecht erhalten und kommen meist erst auf Verwitterungsflächen zum Vorschein. Es wurden gefunden: *Schizodus obscurus* Sow., *Schiz. Schlotheimi* Gein., *Aucella Hausmanni* Goldf., *Serpula pusilla* Gein.

3. Obere Letten (zo3).

Das oberste Glied des Zechsteins bilden meist rötlich gefärbte Letten, die sich konkordant auf den Plattendolomit legen. Ihre Mächtigkeit ist geringer als die der Unteren Letten und schwankt zwischen 5 und 20 m; sie machen sich häufig nur durch die lettige Beschaffenheit des Bodens bemerkbar. Gruben deuten auch hier auf ihre frühere Verwendung für die Ziegelei hin.

3. Buntsandstein.

Die Oberen Letten gehen, manchmal beinahe unmerklich, in das unterste Glied des Buntsandsteins, den sogenannten Bröckelschiefer über. Nur der sandig-bröckelige Zerfall des Bodens läßt die Grenze oft genauer hervortreten. Auf die weitere Gliederung des Buntsandsteins, der teils als Unterer, teils als Mittlerer Buntsandstein an den Zechstein grenzt, soll hier nicht näher eingegangen werden.

II. Tektonik.

1. Rotliegendes.

Auf den Porphyrit der Gehrener Schichten, die nicht näher geprüft, sondern nur als Grenze gegen die Goldlauterer Schichten festgestellt wurden, legen sich die Sedimente der Goldlauterer Schichten. Da innerhalb dieses Gebietes im Hangenden der Gehrener Schichten keine Sedimente auftreten, ist es nicht festzustellen, ob überall diskordante Lagerung vorhanden ist. Doch lassen die eigentümlichen Lagerungsverhältnisse am Schwarzen

Kopf schließen, daß wenigstens hier eine Diskordanz auftritt. Nach Funden von verkieseltem Zechstein im unteren Bärental scheinen neben diskordanter Auflagerung auch tektonische Vorgänge mitgespielt zu haben.

Die Sedimente der Goldlauterer Schichten ziehen vom Zimmergrunde in südost-nordwestlichem Streichen und steilem Einfallen nach Südwesten über den Domberg und die Steinrücke bis zur Ästleite. Hier tritt, besonders im Gebiet der vorderen Ästleite, ein mehrfacher Wechsel im Fallen und Streichen ein. An dem Weg, der nördlich des Schweinsgrabens nach dem Geisenhimmel hinaufzieht, beobachtet man diesen mehrfachen Wechsel von Südost-Nordwest nach Südwest-Nordost. Auch scheinen hier eine Menge kleiner Verwerfungen, die nicht näher festgestellt werden konnten, die Verhältnisse noch mehr verwirrt zu haben. Die Schichten behalten vom Benshäuser Grund und vom Geisenhimmel bis an die Randspalte ihr Streichen und Einfallen bei, allerdings mit kleineren Schwankungen; so nimmt das Streichen am Westhang des Regenberges mehr westöstliche Richtung an, und im Einfallen findet ein fortwährender Wechsel statt, zwischen 20 und 60°. Im Benshäuser Grund, wo der Schweinsgraben ansetzt, ist auch eine intensive Quetschung und Faltung zu beobachten. Das plötzliche Aufhören der roten Schichten am Geisenhimmel läßt darauf schließen, daß hier eine größere Verwerfung durchzieht, welche die tieferliegenden grauen Schichten unmittelbar neben die roten und weiter neben den Tuff und den Quarzporphyr der Oberhöfer Stufe legt. Der an der Tränke auftretende Schwerspatgang, der ganz auffällig in die Richtung dieser Verwerfung fällt, scheint als Fortsetzung dieser Spalte angesehen werden zu dürfen.

Die Quarzporphyre der Goldlauterer Schichten sind teils den Schichten konkordant eingeschaltete Lager, bekleidet von größeren Tuffzonen, wie die Vorkommen am hinteren Schäfersberg und am Domberg; teils müssen sie, wie an der Steinrücke und auf dem Schwarzen Kopf, als Intrusivlager gedeutet werden. Das Vorkommen an der Ästleite halte ich ebenfalls für intrusiv,

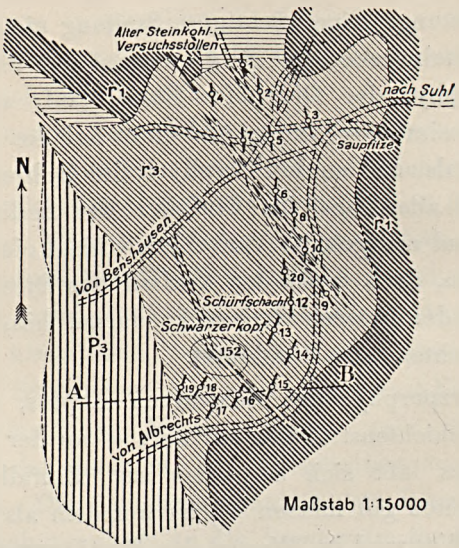
doch hat es wegen seines geringen Umfanges keine größere tektonische Bedeutung. Eine wichtigere Stellung nimmt der Quarzporphyr der Steinrücke ein. Er grenzt auf der Südwestseite an den Quarzporphyr der Oberhöfer Stufe, läuft steil über den Rücken der Steinrücke hinweg und stößt auf der anderen Seite an der Langetalswand an den Porphyrit der Gehrener Schichten. Es kann dort allerdings das Einfallen der Sedimente infolge Überrollung und mangelnder Aufschlüsse nicht einwandfrei festgestellt werden, doch weist der Verlauf des Streichens an der Nordwestseite der unteren Steinrücke darauf hin, daß der Porphyr die Schichten quer durchsetzt.

Der Quarzporphyr des Schwarzen Kopfes, der zwar annähernd im Schichtenstreichen verläuft — an der Nordwestseite des Domberges läßt sich Streichen und Einfallen der Goldlauterer Schichten gut messen —, ist trotzdem als Intrusivmasse aufzufassen. Während im Westen der Porphyrmasse die Schichten steil nach Westen einfallen und so den Anschein einer konkordanten Einlagerung erwecken, ist der Sedimentteil östlich des Porphyrs mannigfach gestört.

Eine nähere Ausführung findet diese Behauptung durch eine alte Mutungskarte vom Schwarzen Kopf, die auf dem Bergamt in Naumburg aufbewahrt wird und von der sich eine Skizze im Montan-Archiv der Geologischen Landesanstalt befindet.

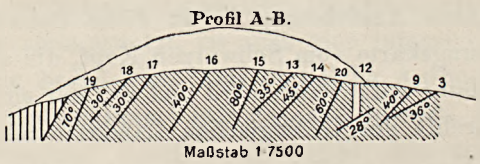
Es sind darauf sämtliche Schürfe nach Steinkohlen auf dem Schwarzen Kopf gleichzeitig mit dem Streichen und Einfallen der Schichten verzeichnet (vgl. Fig. 7). Daraus ergibt sich, daß die Schichten im allgemeinen nordsüdliches Streichen besitzen und nur südlich des Schwarzen Kopfes etwas nach NO.-SW. umbiegen. Das Einfallen (vgl. Fig. 8) ist ebenfalls recht verschieden und schwankt zwischen 28° in einem verfallenen Schürfschachte bis 70° in der Nähe des Quarzporphyrs, wo sich die Goldlauterer Sedimente eng an den Porphyr anschließen und auf beiden Seiten des Schwarzen Kopfes an der Porphyrmasse hinabziehen.

Figur 7.



Verworrenes Streichen und Einfallen der Goldlauterer Schichten.
Nach alter Steinkohlenmutungskarte.

Figur 8.



Den Porphyr zu den Gehrener Schichten zu rechnen, ist wohl nicht angängig, da vor allem seine Beschaffenheit mit den anderen Quarzporphyren der Goldlauterer Stufe vollkommen übereinstimmt und außerdem in diesem ganzen Gebiete in den oberen Zonen der Gehrener Schichten keine Quarzporphyre auftreten. Wahrscheinlicher ist mir folgende Deutung: Eine tektonische Linie, entweder Zerreißungsspalte oder Verwerfung, die aus dem Langetalsgraben über den Schwarzen Kopf ins Bärental zog, gab Anlaß zum Empordringen des Porphyrs. Dieses Porphyrmassiv bedingte vielleicht auch die verworrene,

im allgemeinen flachere Lagerung der östlich von ihm gelegenen Sedimente.

Die in den Goldlauterer Schichten auftretenden Melaphyre sind wohl mit Bestimmtheit als Gänge anzusprechen.

So ist besonders im Benshäuser Grund bei N.P. 417,2 an den zwei dort auftretenden Melaphyren deutlich eine quer zu den Goldlauterer Schichten laufende Lagerung zu erkennen.

Ihr eigentümliches Auftreten in der Nähe der Randspalte zeigt, daß schon zur Rotliegend-Zeit hier eine tektonische Linie vorhanden war, die später zur Zeit des jüngsten Mesozoicums oder Tertiärs den Verlauf der Randspalte bestimmte. — Innerhalb der Goldlauterer Schichten ist noch die kleine Verwerfung auf der Nordostseite des Langetalskopfes (zwischen Abt. 145 und 153) zu erwähnen; sie streicht ebenfalls nordwest-südöstlich, hat aber weiter keine tektonische Bedeutung.

In der durch die Streichänderung der Goldlauterer Schichten hervorgerufenen Ausbuchtung liegt der Quarzporphyr der Oberhöfer Stufe. Im Westen tritt noch der rötliche Porphyrtuff als Unterlage hinzu. Letzterer streicht über den Geisenhimmel, der Grenze annähernd parallel, und fällt 15° nach Südosten ein. Die Abnahme der Mächtigkeit und die andere Ausbildung der Goldlauterer Schichten im Osten scheint auf eine diskordante Auflagerung des Quarzporphyrs zurückzuführen zu sein, indem dieser hier auf liegendere Zonen übergreift. Vielleicht haben sogar noch tektonische Vorgänge mitgewirkt, wie ein Fund von stark gefaltetem Schieferton an der Westseite des Domberges an der Grenze zwischen Goldlauterer Schichten und Porphyr es wahrscheinlich macht.

Die Tambacher Schichten, die sich gleichfalls in nach SSW. offenem Bogen auf den Quarzporphyr legen und ihn am Domberge eine Strecke weit übergreifend überlagern, fallen steil von ihm ab, wie es besonders gut in dem Steinbruch am Schäfersberg beobachtet wird (vgl. Texttafel S. 185, unten). Sie werden im Osten und Westen von der Randspalte scharf abgeschnitten.

2. Zechstein.

Während das Rotliegende im allgemeinen von Verwerfungen weniger betroffen wurde, nähern wir uns mit dem Zechstein der eigentlichen Gebirgsrandspalte, mit der auch die tektonischen Verhältnisse des Zechsteins in engem Zusammenhange stehen. Während dieser im allgemeinen den großen, oben erwähnten, nach Süden offenen Bogen mitmacht, treten in ihm jedoch häufig Querstörungen und streichende Verwerfungen auf. Da die Lagerungsverhältnisse infolge mehrfach unzureichender Aufschlüsse und einer hier ganz besonders störend wirkenden Überrollung oft recht schwierig zu deuten sind, sollen sie getrennt nach ihrem örtlichen Auftreten behandelt werden.

a) Zechstein bei Altenfeld.

Durch die Randspalte, die aus dem Zimmergrund über den Sattel nach Altenfeld zieht, wird hier der Mittlere Zechstein unmittelbar neben den Mittleren Buntsandstein gelegt. Es tritt hier, rings von Buntsandstein umgeben, noch ein kleiner Zechsteinflecken auf, der durch eine Pinge gekennzeichnet wird. Ferner ist bei Bildung der Randspalte hier eine eigentümliche Um- und Wiederaufbiegung des Zechsteins zustande gekommen. Während er am Fuß des Domberges nördlich von Altenfeld nordwest-südöstlich streicht, mit ziemlich steilem Einfallen nach Südwesten, tritt er weiter südlich bei Altenfeld nochmals auf, jedoch mit einem etwas flacheren Einfallen nach Nordnordwest und Norden, wie dies besonders an dem durch kleine Pingen gut aufgeschlossenen Plattendolomit festzustellen ist. Ob die zwei Flügel des ebenfalls umgebogenen Mittleren Zechsteins noch miteinander in Verbindung stehen oder durch eine Verwerfung zu trennen sind, ist mit Sicherheit nicht zu bestimmen. Ich habe auf der Karte (vgl. Tafel 32) die erstere Ansicht vertreten. Das beigefügte Profil (Nr. 1 auf Tafel 33) soll die Lagerungsverhältnisse bei Altenfeld veranschaulichen. Man muß sich hierbei vorstellen, daß beim Absinken des Vorlandes die Randzone des noch stehen gebliebenen Zech-

steins zu einer nach NW. offenen Mulde mit steilerem nördlichen und flacherem südlichen Flügel umgebogen wurde. Durch die Umbiegung tritt auch eine Verbreiterung der einzelnen Zechsteinglieder an der Umbiegungsstelle (besonders der Unteren Letten des Oberen Zechsteins, die sich über den ganzen Sattel zwischen Zimmergrund und Altenfeld ausdehnen) und ein tiefes Hereinreichen des Bröckelschiefers und des Unteren Buntsandsteins, die in der Hauptsache die Felder über Altenfeld einnehmen, in das Zechsteingebiet ein. Die Randspalte, die vom Sattel in WNW.-OSO.-Richtung weiterzieht, schneidet dicht unterhalb von Altenfeld den umgebogenen Zechsteinflügel und den Bröckelschiefer scharf ab. Die Menge verkieselter Zechsteinblöcke, die am Waldrande nordwestlich gegenüber Altenfeld herumliegen und aus den angrenzenden Wiesen herausgelesen worden sind (auf der Karte allerdings nicht dargestellt), deuten darauf hin, daß die Verwerfung hier durchzieht.

b) Zechstein am Domberg und Schäfersberg.

Die früher hier angenommene Verwerfung des Zechsteins gegen das Rotliegende ist wenigstens durchgängig nicht aufrecht zu halten. Es konnte an mehreren Stellen der Untere Zechstein einwandfrei festgestellt werden. Dann deuten auch die die Zone des Kupferschiefers anzeigenden Pingen auf das Vorhandensein des Unteren Zechsteins. Eine hier mehrmals auftretende Verschmälerung der Tambacher Schichten weist jedoch auf eine diskordante, übergreifende Auflagerung des Zechsteins auf dem Rotliegenden hin. Zu erwähnen ist hier noch der plötzliche Übergang des an der Umbiegung südöstlich Altenfeld noch als körniger grauer bis rotbrauner Dolomit ausgebildeten Mittleren Zechsteins in schwarzbraunen Riffdolomit, wodurch gleichzeitig eine Verbreiterung des Mittleren Zechsteins hervorgerufen wird. Sonst sind die Verhältnisse einfach. Der Zechstein zieht in SO.-NW.-Richtung am Domberg entlang, es markiert sich hier besonders der Plattendolomit als deutlicher Geländewall. An der Ausmündung des östlichen Holmbaches

werden auf eine Strecke von 50 m die Oberen Letten abgeschnitten, und es grenzt der Plattendolomit unmittelbar an den Bröckelschiefer.

An der Westseite des östlichen Holmbaches tritt der Zechstein wieder vollständig auf und ist durch den Graben einer Wasserleitung einigermaßen aufgeschlossen. Das Profil der Wasserleitung, die aus dem Holmbach dicht unterhalb des anstehenden Tambacher Konglomerats nach der Straßenkreuzung zieht, ist folgendes:

r_5.	Porphyrkonglomerat, Malachit führend
zu.	6 Schritte: Zechsteinkonglomerat ockerig, mit Malachit 3 Schritte: Kupferschiefer bezw. grauer Mergelschiefer, stark verwittert 15 Schritte: brauner Mergelkalk, bituminös
zm.	5 Schritte: Rauchwacke, löcherig, teilweise zu Asche verwittert
zo1.	40 Schritte: rote und graublaue Letten
zo2.	54 Schritte, und zwar 10 Schritte grauer, plattiger Stinkkalk, 44 Schritte gelber, zuckerkörniger Dolomit
zo3.	9 Schritte: rote Letten
su1.	28 Schritte: Bröckelschiefer
su2.	60 Schritte: Unterer Buntsandstein bis an die Straßenkreuzung

Am Fuße des Schäfersberges bis über die Straße, die nach dem Steinbruch im Schäfersgraben führt, scheint der Untere und Mittlere Zechstein durch kleinere, streichende Verwerfungen abgeschnitten zu sein, wie es auf dem beigefügten Profil (Nr. 2 auf Tafel 33) dargestellt wurde.

c) Zechstein am Südostabhange des Regenberges.

Im Bachbette des Unteren Schäfersgrabens tritt infolge des tieferen Geländeeinschnittes das Zechsteinprofil wieder vollständig auf. Ein genaues Profil konnte ich wegen der außerordentlich starken Überwachsung nicht feststellen. Auch den Aufschluß der Wasserleitung westlich des unteren Schäfersgrabens konnte ich zur Gliederung nicht mehr benutzen, da der Graben vollständig verschüttet und zum Teil mit Porphyr frisch beschottert war. Doch zeigt eine hier vorhandene Pinge,

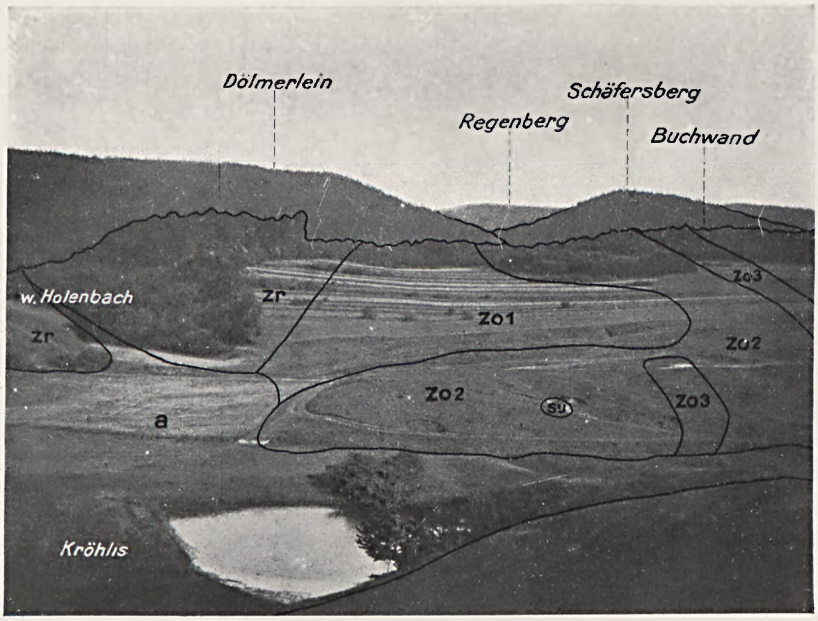
daß das Zechsteinprofil noch vollständig ist. Es treten hier, gewissermaßen an der am stärksten gespannten Zone des Bogens, mehrere Querverwerfungen auf. Die östliche zieht in beinahe nordsüdlicher Richtung etwa 60 m hinter der Straßenecke an der Holmbachbrücke quer über den unteren Schäfersgraben. Sie kennzeichnet sich durch das plötzliche Aufhören des durch den Plattendolomit hervorgerufenen Geländewalls. Dieser setzt westlich von ihr ungefähr 60 m höher wieder an und zieht sich im Bogen nach der Straßenecke am Ostabhange des Dölmerleins, indem sich hier das ganze Zechsteinprofil (den hier nicht nachweisbaren Mittleren und Unteren Zechstein halte ich nur für überlagert von Porphyrschutt; ich habe ihn deshalb auf der Karte durchgezogen) seiner konkaven Unterlage anschmiegt. Weiter westlich tritt dann noch eine kleine nordwest-südöstlich streichende Querverwerfung auf, die am Anfang des Weges, der von der Straßenecke ostwärts nach dem Steinbruch zieht, 19 Schritt breit Plattendolomit und 5 Schritt breit Obere Letten auftreten läßt. Der verworfene Teil ist für sich wieder durch zwei kleine, NNW.-SSO. streichende Verwerfungen begrenzt. Der oben erwähnte Weg liegt gerade an der Grenze zwischen Bröckelschiefer und Unterem Buntsandstein und gibt so oberflächlich ein abwechselndes Auftreten von Bröckelschiefer- und Buntsandsteinzonen. — Während die zuletzt angeführten Verwerfungen nur sehr untergeordnete Bedeutung haben, tritt jetzt eine größere Verwerfung auf, die den ganzen westlich davon gelegenen Zechstein um etwa 200 m verwirft. Die Verwerfung, die ich als eine Fortsetzung der Randspalte ansehe, zieht sich von Altenfeld über den Hügel nördlich von Punkt 532 in SO.-NW.-Richtung weiter. Daß hier in der Tat eine Verwerfung durchzieht, wird durch das entgegengesetzte Streichen und Einfallen des Buntsandsteins auf beiden Seiten des oben genannten Hügels wahrscheinlich gemacht. Die Verwerfung schneidet dann die Straßenkehre und zieht zwischen Dölmerlein und Regenberg weiter. Sie verwirft auch einen Teil des Oberhöfer Quarz-

porphyrs und der Goldlauterer Schichten und stößt beinahe senkrecht auf die große Nordsüdverwerfung im Brunnental.

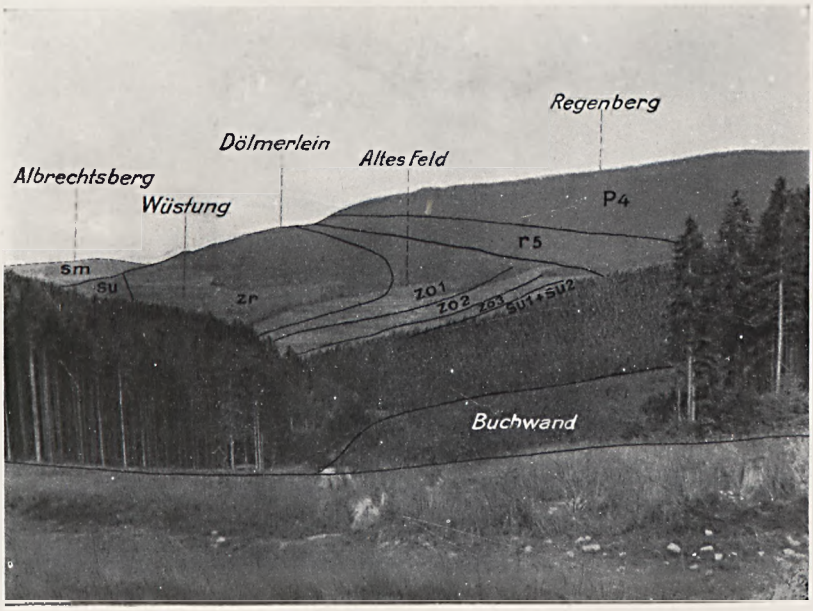
d) Zechstein am Südabhang des Dölmerleins und im Kröhlis.

Während im Osten der Verwerfung der Zechstein ziemlich steil einfällt und deshalb einen schmalen Streifen bildet, treten im Westen infolge flacherer Lagerung die einzelnen Zechsteinglieder in viel größerer Breite auf. Der Untere Zechstein, der am oberen Weg an der Ostseite des Dölmerleins auf eine Strecke von 70 Schritten aufgeschlossen ist, zieht sich infolgedessen bis tief in den westlichen Holmbach hinein. Ein genaues Profil läßt sich hier nicht aufstellen, da mehrfach kleine Störungen die Schichten durchsetzen. Zu bemerken ist nur, daß die Oberstufe des Unteren Zechsteins hier eine 6—8 m breite Zone dichten Eisenkalkes bildet, und daß an der Basis des Riffdolomits eine plattig-runzlige Zone auftritt. Der Riffdolomit, der hier eine Mächtigkeit von 150 m besitzt, nimmt den ganzen Südhang des Dölmerleins ein, reicht bis ins Kröhlis und setzt nach Osten den Steilhang des westlichen Holmbachs zusammen. Der tiefe Einschnitt des letzteren, der die beiden Riff-Felsen voneinander scheidet, zeigt noch das tiefer gelegene Innere des ehemaligen Bryozoenriffs, das einen nach Norden offenen, stark gekrümmten Bogen bildete.

Verwickelter werden die Lagerungsverhältnisse des Oberen Zechsteins. Dieser zieht sich von der Verwerfung aus in breiter Zone in südsüdwestlicher Richtung über das Alte Feld nach dem Kröhlis. Hier kann man, wie nebenstehende Texttafel zeigt, schon beim bloßen Überschauen die durch den Plattendolomit hervorgerufene Geländewelle mit den beiderseitigen Einsenkungen der Oberen und Unteren Letten unterscheiden. Der Plattendolomit, der besonders schön in dem Steinbruch im Alten Feld aufgeschlossen erscheint, besitzt auf der Nordseite des Steinbruchs noch NNW.-SSO.-Streichen, das jedoch schon auf der Ostseite des Steinbruchs in NNO.-SSW.-Streichen übergeht.



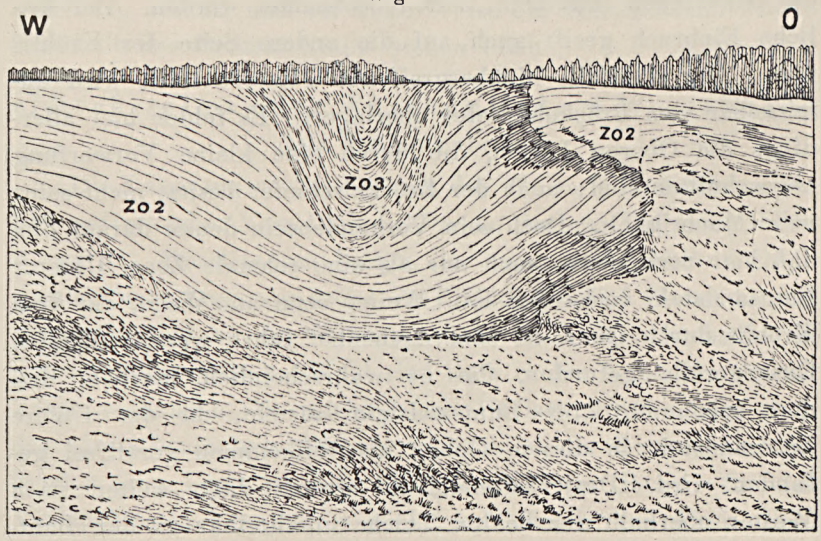
Oberer Zechstein am Alten Feld.



Gebirgsrand am Dölmerlein und Regenberg.

Figur 9 zeigt eine dort durch Einbruch eines Gipsschlotes der Unteren Letten hervorgerufene trichterförmige Einsenkung. Weiter gegen das Kröhlis zu wendet sich das Streichen noch mehr nach NNO.-SSW. und zieht meist in paralleler Lagerung zum Hang, wie zahlreiche kleine Schürflöcher zeigen, in westlicher Richtung weiter. Hier treten dann mehrfach die schon oben erwähnten Einsenkungen des Plattendolomits auf, die durch Einbrüche ausgelaugter Gipslager entstanden sind und dann

Figur 9.



Trichterförmige Einsenkung im Plattendolomit.
Nordseite des Steinbruches im Alten Feld.

durch die darüber liegenden Oberen Letten ausgefüllt wurden. Oberhalb der Teiche (vgl. Texttafel S. 214, oben) wurden sogar mitten im Plattendolomit zwei kleine Letten- und Buntsandsteinflecken festgestellt, die nur durch einen derartigen Einbruch eines Gipsschlotes erklärt werden können.

Man könnte dieses mehrmalige Auftreten des Plattendolomits auch durch ein staffelbruchartiges Absinken erklären; die Gründe, weshalb ich bei der oben erwähnten Auffassung blieb,

sind folgende: Vor allem konnten die trichterförmigen Einsenkungen der Oberen Letten innerhalb des Plattendolomits mehrmals, so im Steinbruch im Alten Feld (Fig. 9) nachgewiesen werden; dann kann dort auch eine Streichänderung des Plattendolomits festgestellt werden, der auch weiterhin, wie kleine Kalkschürfe zeigen, annähernd dem Hang parallel läuft, ohne daß ein staffelförmiges Absinken festzustellen ist. Ferner konnte an dem Wege, der vom Kröhlis nach Altenfeld führt, ein deutliches Umbiegen und Einfallen des Plattendolomits gegen die dazwischen liegenden Letten beobachtet werden. Der östliche Einbruch greift auch auf die andere Seite des Kröhlis über. Der ebenfalls hinübergreifende Plattendolomit wird unmittelbar vom Bröckelschiefer überlagert. Es fehlen hier allerdings die Oberen Letten, die durch eine kleine Verwerfung abgeschnitten sind; auch der Bröckelschiefer besitzt nicht seine volle Mächtigkeit. Doch sein Vorhandensein deutet darauf hin, daß hier noch, wenn auch nur als eine schmale Zone, Unterer Buntsandstein vorhanden ist. Weiter oben am Wege, der vom Kröhlis durch Distr. 82 zum Aschenhof führt, wurden nämlich Quarzgerölle gefunden, die es wahrscheinlich machen, daß dort schon Mittlerer Buntsandstein ansteht, da der Untere Buntsandstein in diesem Gebiet als vollkommen geröllfrei gefunden wird. Der Plattendolomit grenzt dann weiter nach Westen oberhalb der beiden Teiche unmittelbar an den Buntsandstein, indem hier durch kleine, streichende Verwerfungen Obere Letten und Bröckelschiefer vollkommen abgeschnitten sind. Gegen das Kröhlis zu treten beide wieder auf und lassen auch hier das Vorhandensein des Unteren Buntsandsteins als wahrscheinlich erscheinen. — Außerdem liegt am Westausgange der Schneise zwischen Distrikt 135 und 136 am Rande des Bröckelschiefers eine kleine verworfene Plattendolomitscholle. Die Befunde in hier gegrabenen Schürflöchern und hauptsächlich die häufig umherliegenden Stücke von Plattendolomit am nordwestlichen Waldrande von Distrikt 135 sind die Gründe für ihre Einzeichnung. Auch weiter südlich, wo der

Bröckelschiefer den Weg kreuzt, der vom Kröhlis hinauf gegen den Aschenkopf zieht, tritt nochmals innerhalb des Bröckelschiefers eine Plattendolomitscholle auf. Diese macht sich hier besonders durch die eigentümliche kalkige Bodenbeschaffenheit der betreffenden Felder und die in Menge umherliegenden Plattendolomitstücke bemerkbar. Erklärung finden diese Vorkommen in der Annahme einer Überschiebung des Zechsteins über den Buntsandstein (vgl. Tafel 33, Profil 4), wobei dann später die Hauptmasse des Zechsteins parallel zu dieser Überschiebung absank, und auf diese Weise die Plattendolomitscholle innerhalb des Buntsandsteins stehen blieb.

e) Zechstein an der Wüstung und am Westabhang des Dölmerleins.

Die Lagerungsverhältnisse an der Wüstung sind infolge der hier auftretenden Verrollung schwer zu deuten (Tafel 33, Profil 3 und 4). Die Unteren Letten, die unten am Kröhlis noch in regelmäßiger Lagerung zwischen Riffdolomit und Plattendolomit auftreten, sind an der Wüstung nicht mehr oder höchstens in Spuren nachzuweisen. Wohl sind noch in der Nähe der Grenze Zonen vorhanden, die reichlich mit Huflattich bewachsen sind, der als tiefwurzelnde Pflanze gewöhnlich an Lettenboden gebunden ist. Doch ist dies als ganz sicherer Beweis für das Vorhandensein von Letten nicht aufzufassen und kann diese Zone nicht einheitlich nachgewiesen werden. Es ist jedoch anzunehmen, daß die Unteren Letten, die am oberen Weg am Südwestabhang des Dölmerleins auf einen Raum von 1 m zusammengequetscht auftreten, durch kleine streichende Verwerfungen zwar nicht völlig abgeschnitten, doch auf ein geringes Maß ihrer Mächtigkeit verdrückt und infolge Überrollung nicht nachzuweisen sind. Auch der Plattendolomit, der anfänglich noch volle Mächtigkeit besitzt, verliert sich gegen die Straße zu oder ist wenigstens hier nicht mehr nachzuweisen und tritt erst am oberen Weg in stark gefalteter und verdrückter Lagerung wieder auf. Auf ihn folgt an der Wüstung in ziemlich

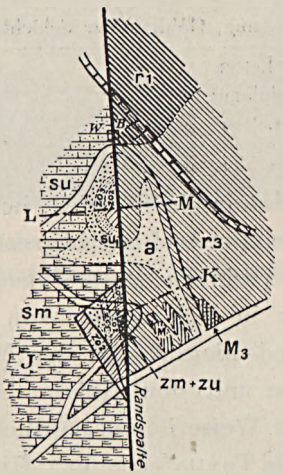
breiter Zone der Bröckelschiefer; die oberen Letten, die ja auch in normaler Ausbildung eine geringe Mächtigkeit haben, treten hier gar nicht hervor oder sind auf einen so kleinen Raum verdrückt, daß sie infolge der Überrollung nicht nachzuweisen sind. Am oberen Weg sind sie an der Plattendolomitfalte als geringe Andeutung wieder vorhanden. Neben dem Bröckelschiefer, der als ein schmaler Streifen auf den Plattendolomit folgt, finden sich schon Stücke Unteren Buntsandsteins. Der nun westlich des Bröckelschiefers in der Wüstung nochmals auftretende Plattendolomit und die schmale Zone von Oberen Letten wurden im Profil 4 durch eine Überschiebung erklärt. Den darauf folgenden feinkörnigen gelben Sandstein, in dem keine Gerölle gefunden werden konnten, halte ich noch für Unteren Buntsandstein. Die im Kröhlis zutagetretende Eisenquelle deutet darauf hin, daß auch hier eine Verwerfung durchzieht, die den Plattendolomit im Süden begrenzt. An der Straße und am oberen Weg grenzt der Zechstein sicher in kleinen Verwerfungen an den Buntsandstein. Der ganze Obere Zechstein tritt hier nur in verdrückter Lagerung auf und ist manchmal infolge Überrollung gar nicht nachweisbar. Vom oberen Weg bis an die Nordsüdverwerfung sind sämtliche Glieder des Oberen Zechsteins wieder vorhanden, jedoch infolge kleiner streichender Verwerfungen in stark verringerter Mächtigkeit. Dieser Umstand spricht wieder dafür, daß es sich auch an der Wüstung nur um kleine, streichend verlaufende Störungen handelt. An dem Hohlweg an der Westseite des Dölmerleins werden dann der Untere und Mittlere Zechstein infolge einer kleinen Überschiebung abgeschnitten und von den Tambacher Schichten überlagert. Die jetzt hier auftretende Nordsüdverwerfung zieht zwischen Albrechtsberg einerseits und Wüstung und Dölmerlein anderseits durch das Brunnental über den flachen Rücken des Regenberges nach dem Benshäuser Grund. Sie schneidet den Oberen Zechstein und das Rotliegende scharf ab und läßt das Vorland gegen das Gebirge bis zum Mittleren Buntsandstein absinken. Das untere Bild auf Texttafel S. 214 zeigt einen Blick auf Albrechtsberg, Dölmerlein

und Regenberg und läßt das stufenweise Absetzen des Gebirges an der Randspalte ganz deutlich erkennen.

f) Zechstein bei Bahnhof Benshausen.

Die zwei an der Randspalte bei Benshausen auftretenden Zechsteinschollen (vgl. Fig. 10) sind besonders in tektonischer Hinsicht von Interesse (Tafel 33, Profil 5). Durch ein stufenförmiges Absinken des Geländes sind hier zwischen Rotliegendem und Buntsandstein zwei Zechsteinschollen hängen geblieben,

Figur 10.



Nördliche und südliche Zechsteinscholle bei Bahnhof Benshausen.
Maßstab 1 : 12500.

die landschaftlich als kleine Kuppen hervortreten. Die NS.-Verwerfung zieht aus dem Benshäuser Grund quer über den vorderen Hügel westlich Punkt N.P. 417,2, schneidet die Straßenbiegung kurz ab, zieht an der Ostseite des zweiten Hügels entlang, mitten durch das Wirtshausgrundstück unterhalb des Bahnhofs und läßt sich unmittelbar neben dem Tunneleingang weiter verfolgen. Der Tunneleingang selbst liegt schon im Buntsandstein. Die südliche Zechsteinscholle wird in sich wieder von einer nordsüdlich verlaufenden Überschiebung durch-

zogen, die im Westen des Zechsteinprofils nochmals Plattendolomit in widersinniger Lagerung auftreten läßt (nebenstehende Texttafel, oben). Das Profil an der Fahrstraße, die auf den Hügel führt, ist folgendes:

Mittlerer Buntsandstein

40 Schritt Plattendolomit in widersinniger Lagerung, Streichen N. 85 W., Einfallen 15° nach N.
10 Schritt Obere Letten
20 Schritt Plattendolomit, Streichen N. 50 W., Einfallen 50° SW.
5 Schritt Untere Letten, stark gequetscht und gefältelt
3 Schritt Mittlerer Zechstein und Zechsteinkonglomerat, vollständig verdrückt

74 Schritt, Wegbiegung, Goldlauterer Schichten, rote Sandsteine

7 Schritt Untere Letten
20 Schritt Plattendolomit
10 Schritt Obere Letten

20 Schritt Bröckelschiefer

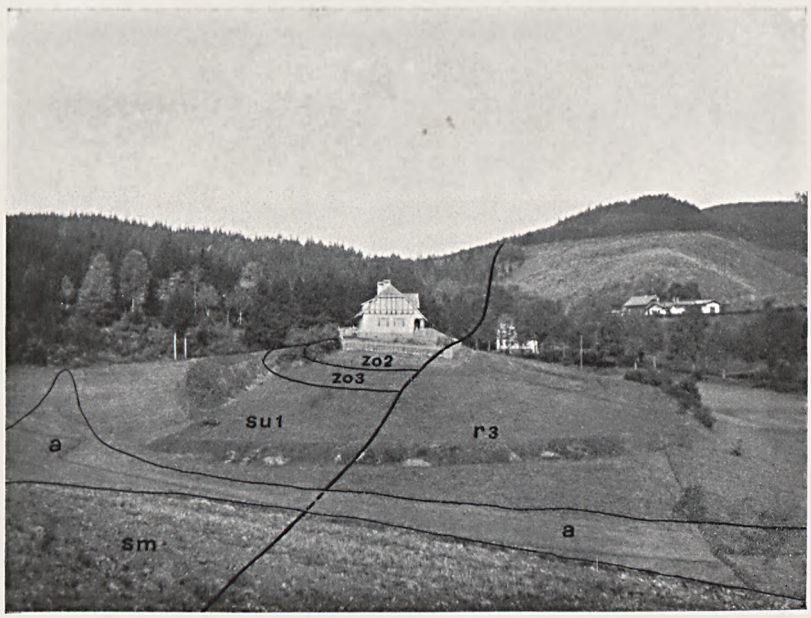
Die ganze Zechsteinscholle wird im Norden durch eine SW.-NO. streichende Verwerfung begrenzt. Es hat hier also ein stufenförmiges Absinken stattgefunden, wobei zuerst die Zechsteinscholle, die in sich wieder von einer Überschiebung durchzogen wird, und hierauf erst der Mittlere Buntsandstein in die gleiche Höhe mit den Goldlauterer Schichten gelegt wurden. In ähnlicher Weise ist die nördliche Zechsteinscholle zu deuten (nebenstehende Texttafel, unten). Hier grenzt der Plattendolomit unmittelbar an die Goldlauterer Schichten. Er wird ungefähr halbkreisförmig von den Oberen Letten umgeben, auf die Bröckelschiefer und plattiger gelber Sandstein, den ich hier für Unteren Buntsandstein halte, folgen. In diesem Fall ist zwischen Zechstein und Buntsandstein überhaupt keine Verwerfung vorhanden.

III. Tektonische Übersicht.

Das vorliegende Gebiet ist charakterisiert durch das Zusammenwirken zweier Spaltensysteme, der SO.-NW. im hercynischen Streichen verlaufenden Randspalte und der beinahe



Plattendolomit mit widersinnigem Einfallen.
Südliche Zechsteinscholle bei Bahnhof Benshausen.



Nördliche Zechsteinscholle bei Bahnhof Benshausen.



senkrecht darauf stehenden NS.-Verwerfung. Die eigentliche Randspalte läuft am Suhler Domberg entlang über den Bock nach dem Zimmergrund und legt hier den Porphyrit der Gehrener Schichten unmittelbar neben den Mittleren Buntsandstein des Vorlandes. Im Zimmergrund teilt sie sich auf eine Strecke von 250 m in zwei Arme und umfaßt einen stark zerrütteten Horst von Sandsteinen der Goldlauterer Schichten. An der ersten Straßenbiegung im Zimmergrund vereinigen sich die Zweige wieder, um aber bald von neuem auseinander zu gehen. An dem einen Zweig der Hauptverwerfung wird zuerst der Quarzporphyr der Oberhöfer Stufe, dann der Mittlere Zechstein neben den Mittleren Buntsandstein gelegt. Der andere, zwischen Rotliegendem und Zechstein verlaufende Zweig darf höchstens noch auf eine Strecke von 250 m von der Straßenbiegung aus als sicher nachgewiesen betrachtet werden. Die Hauptverwerfung zieht dann als Randspalte in SO.-NW.-Richtung weiter und schneidet bei Altenfeld den eigenartig umgebogenen Oberen Zechstein schief ab. Sie setzt sich durch den Buntsandstein fort und tritt weiter im Westen, allerdings mit geringerer Verwurfshöhe, wieder auf. Sie durchschneidet die Straßenkehre westlich des unteren Schäfersgrabens, zieht zwischen Dölmerlein und Regenberg weiter und trifft beinahe senkrecht auf die NS.-Verwerfung im Brunnental.

Die NS.-Verwerfung, die nunmehr Randspalte ist, zieht zwischen Albrechtsberg und Dölmerlein durch das Brunnental, dann über den flachen Hang des Regenberges nach dem Benshäuser Grund und schließlich auf dessen Nordseite ohne Richtungsänderung weiter. Die innerhalb des Rotliegenden und des Zechsteins auftretenden kleineren Verwerfungen gehen bald der einen, bald der anderen Spaltrichtung parallel.

Das Zusammentreffen dieser beiden Spaltensysteme, die in der Hauptsache die Tektonik der deutschen Mittelgebirge beherrschen, ist hier für die Erhaltung des größeren Zechsteinvorkommens von Bedeutung.

Es handelt sich auch hier um tektonische Verwerfungen, die sicher nach der Buntsandsteinzeit eingetreten sind. Da in der vorliegenden Arbeit der Buntsandstein die jüngste Formation bildet, die von den Störungen betroffen wird, so ist bei der zeitlichen Festlegung Vorsicht geboten.

Ich möchte die Hauptanlage der NS.-Verwerfung der SO.-NW. verlaufenden Randspalte vorausgehen lassen. Die Gründe hierfür liegen hauptsächlich in der Umbiegung der Schichten des Zechsteins und des Rotliegenden zu einem nach S. offenen Bogen, die ich für eine Folgeerscheinung dieser Verwerfung halte. Die Randspalte, die diesen Bogen durchsetzt, muß demnach jünger sein als die den Bogen erzeugende NS.-Verwerfung.

Auf diese Weise war es möglich, daß im Innern des Bogens, von Verwerfungen geschützt, ein größeres Zechsteinvorkommen erhalten blieb. Die NS.-Verwerfung hat dann später, nach Entstehung der hercynisch streichenden Randspalte, eine Wiederbelebung erfahren. Diese Verhältnisse sind auf der geologischen Karte wiedergegeben und erwecken nunmehr den Anschein eines geringeren Alters der NS.-Verwerfung.

Daß es sich jedoch nur um eine geringe Spaltenbewegung handelt, ist daraus zu ersehen, daß die weiter nach NW. gegen Schmalkalden hin im Buntsandstein des Vorlandes auftretenden Verwerfungen, an denen der Zechstein als schmaler Streifen auftritt und die als die unmittelbare Fortsetzung der Randspalte angesehen werden müssen, nur mit ganz geringer seitlicher Abweichung in die Richtung der Randspalte fallen.

Daß es sich übrigens um keine einfache Horstbildung, sondern um eine gleichzeitige Hebung des Thüringer Waldes und eine Senkung des Vorlandes handelt, wird durch das Einfallen der Randspalte gegen das Gebirge bestätigt. Krug von Nidda erwähnt alte bergbauliche Aufschlüsse am vorderen Bock, die zeigen, daß die Randspalte hier mit 45—70° nach NO. gegen das Gebirge einfällt. Es scheinen also bei der Erhebung des Thüringer Waldes neben Vertikalbewegungen, die entweder durch Schrumpfung der Erdoberfläche oder nach den Grund-

sätzen der Isostasie in Erscheinung traten, auch horizontal wirkende Schubkräfte aufgetreten zu sein, die das oben erwähnte Aufschieben des Thüringer Waldes auf das Vorland bewirkt haben.

IV. Nutzbare Mineralien innerhalb des Gebietes, nach alten bergbaulichen Aufschlüssen.

Innerhalb des Zechsteins war es besonders das Kupferschieferflöz, das am Fuße des Domberges bergmännisch gewonnen wurde. Krug von Nidda erwähnt die Glücksterngrube bei Albrechts, die in zwei Stollen das Flöz aufgeschlossen hatte. Er gibt hier für das eigentliche Mergelschieferflöz eine Mächtigkeit von $1^3/_4$ m an. Es habe grobschieferige Struktur und mehr braune als schwarze Färbung. Der Metallgehalt sei sehr unbedeutend und bestehe nur aus Kupferlasur, Malachit und Kupferschwärze als Anflug auf den Schichtflächen und auf Klüften; Schwefelkies, Kupferkies und Kupferglanz fehlen darin. Er erwähnt an dieser Stelle auch den Eisengehalt der Rauchwacke, die ich jedoch für Riffdolomit halte; die eisenhaltige Rauchwacke gehe manchmal in Spateisenstein und spätigen Brauneisenstein über, doch sei das Vorkommen dieser Eisensteine nicht häufig und ausgedehnt genug, um Gegenstand des Bergbaues zu werden. Dagegen wurde der auf dem Dölmerlein als stark eisenschüssiger Kalk auftretende Zechsteinkalk bergmännisch abgebaut. Der Plattendolomit, die Oberen und Unteren Letten wurden beinahe überall zur Kalk- und Ziegelbrennerei gewonnen. Ob früher in den großen Schürfen in den Unteren Letten im Alten Feld auch Gips gewonnen wurde, konnte mit Sicherheit nicht festgestellt werden; daß die Unteren Letten auch hier Gips führten, beweisen die gefundenen Einbrüche am Kröhlis und Alten Feld und das kleine Anhydritlager. Zu bemerken ist hier noch die Eisenquelle im Kröhlis, die höchstwahrscheinlich einer Verwerfungsspalte ihre Entstehung verdankt.

Die an die Randspalte gebundenen Eisensteingänge, die am Suhler Domberg entlang bis zum Bock ziehen und früher dort einen regen Bergbau unterhalten haben, treten im vorliegenden Gebiete nicht auf.

Im Rotliegenden ist dann noch der wahrscheinlich eine Verwerfungsspalte innerhalb des Oberhöfer Quarzporphyrs ausfüllende Schwertspatgang zu erwähnen. Er besitzt eine Mächtigkeit von 10—15 cm, besteht aus ziemlich reinem Schwerspat, teilweise ist er jedoch etwas drusig, mit Spateisenstein ausgefüllt. Im angrenzenden Porphyr treten ebenfalls noch kleine Schwerspattrümerchen auf. Eine versuchte wirtschaftliche Ausbeutung dieses Schwerspatvorkommens hatte keinen Erfolg.

Schließlich müssen noch die Steinkohlenvorkommen in den grauen Schiefertonen der Goldlauterer Schichten angeführt werden, die am Schwarzen Kopf Anlaß zu vielen Schürfarbeiten gegeben haben, ohne jedoch jemals in bauwürdigem Zustande gefunden worden zu sein. Auch an der Ostseite des Domberges über dem Zimmergrund wurde in den dort auftretenden schwarzen Schiefertonen erfolglos auf Steinkohle geschürft.

Benutzte Literatur.

Gläser, Versuch einer mineralogischen Beschreibung der gefürsteten Grafschaft Henneberg. Leipzig 1775.

Heim, Geologische Beschreibung des Thüringer Waldgebirges. Meiningen 1796 bis 1812.

Freiesleben, Geognostische Beiträge zur Kenntnis des Kupferschiefergebirges. Freyberg 1807—1815.

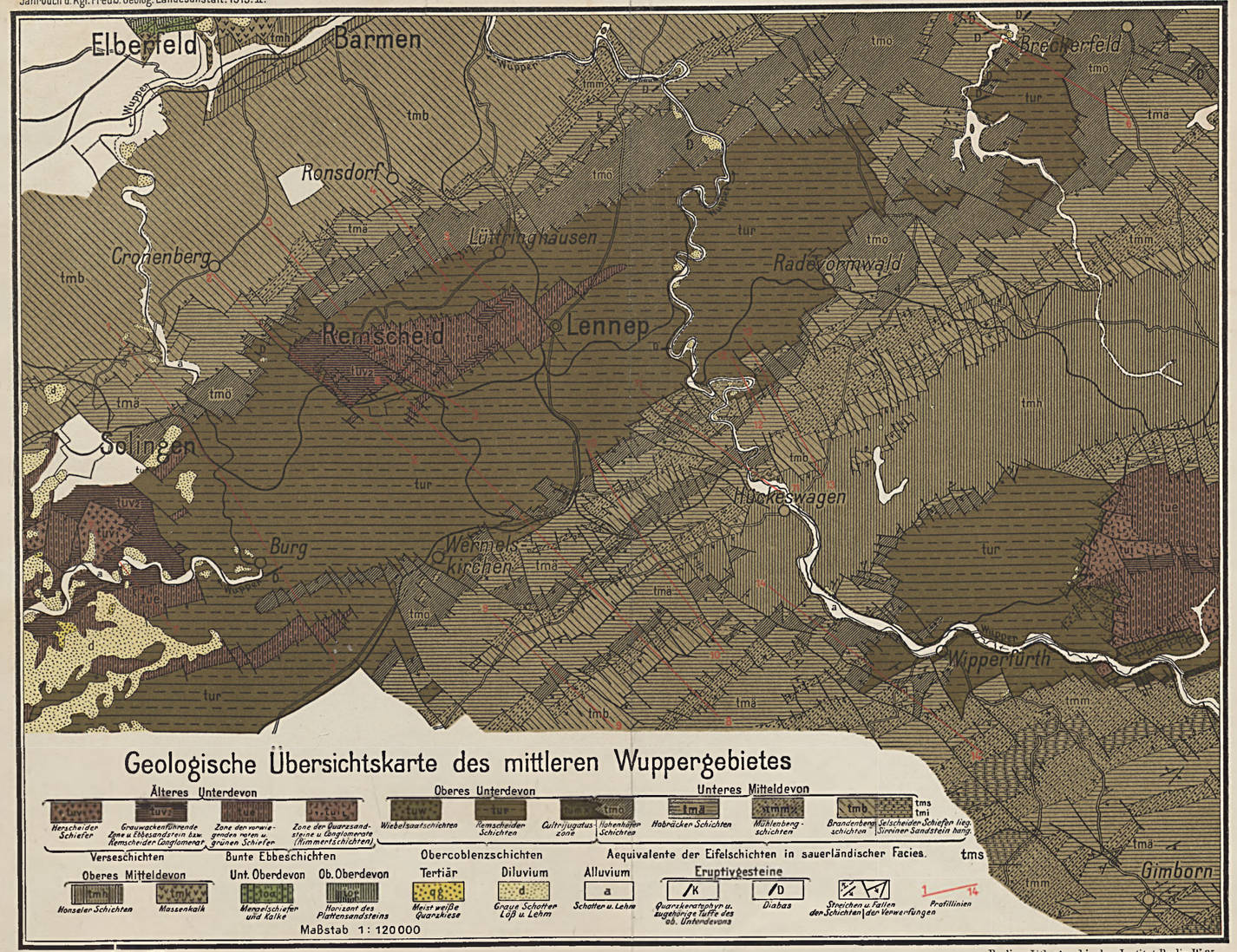
von Hoff, Beschreibung des Trümmergebirges und älteren Flözgebirges, welche den Thüringer Wald umgeben. Leonh. Taschenb. **8**, 1914, S. 319—438.

Krug von Nidda, Geognostische Bemerkungen über den Thüringer Wald und besonders über die Grafschaft Henneberg. Karsten's Archiv für Mineralogie usw., Bd. 11, 1838, S. 40 ff.

Geinitz und Gutbier, Die Versteinerungen des Zechsteingebirges und Rothliegenden oder des permischen Systemes in Sachsen. Dresden und Leipzig 1848—1849.

King, A monograph of the Permian Fossils of England. London 1850.
Geinitz, Dyas. Leipzig1861—1862. mit Nachträgen. 1880—1884.
Vogelsang, Über Kugelporphyre und Kugeldiorite von Corsika. Verhandlungen d. naturhist. Ver. d. preuß. Rheinlande und Westaflen. Jahrgang 19. 1862.
Weiss, Über Porphyre des nördlichen Thüringer Waldes. Ztsch. d. Deutsch. Geol. Ges. Bd. 29. 1877. S 418—423.
von Fritsch, Bericht über Zechstein bei Benshausen. Zeitschrift für die gesamten Naturwissenschaften. Bd. 54. 1881. S. 646.
Pröscholdt, Die Zechsteinformation am Kleinen Thüringer Wald bei Bischofsrod. Dieses Jahrb. 1886.
Vogel, Die Quarzporphyre der Umgegend von Groß-Umstadt. Darmstadt 1891. Verhandlungen der Großh. Hess. Geol. L.-A., Bd, 2, H 1.
Scheibe, Bericht über Kontaktgesteine im Kleinen Thüringer Wald auf Blatt Schleusingen und über Granit, Rotliegendes und Zechstein südwestlich Mehlis auf Blatt Schwarza (Mehlis) auf Grund seiner Aufnahmen in den Jahren 1903 und 1904. Dieses Jahrb. 1904. S. 697.
Walther, Geologische Heimatskunde von Thüringen. 3. Aufl. Jena 1906.
Rosenbusch, Mikroskopische Physiographie der Mineralien und Gesteine. Bd. II, Hälfte 2: Ergußgesteine. 4. Aufl. Stuttgart 1898. S. 747 ff.
Dietz, Ein Beitrag zur Kenntnis der deutschen Zechsteinschnecken. Dieses Jahrb. 1909, Teil 1.
Walther, Lehrbuch der Geologie von Deutschland. 2. Aufl. Leipzig 1912.
P. Iddings, Nature and origin of Lithophyses and the laminated structure of acid lavas. American journal of Science, Vol. XXXIII. 1887. S. 36—45.

Berlin, den 31. März 1915.



Geologische Übersichtskarte des mittleren Wuppergebietes

Älteres Unterdevon

tuv1 Herscheider Schiefer

tuv2 Grauwackenführende Zone u. Eibesandstein bzw. Remscheider Conglomerat

tue Zone der vorwiegenden roten u. grünen Schiefer

tuv1 Zone der Quarzsandsteine u. Conglomerate (Rimmertschichten)

Oberes Unterdevon

tuw Wiebelsaatschichten

tur Remscheider Schichten

tuv1 Cultrijugatus-zone

tmo Hohenhöfer Schichten

Unteres Mitteldevon

tmä Hobräcken Schichten

tmm Mühlenberg-schichten

tmb Brandenberg-schichten

tms Selscheider Schiefer lieg.

tmi Sirenen Sandstein hang.

Verseschichten

Oberes Mitteldevon

tmh Honseler Schichten

tmk Massenkalk

Bunte Ebbeschichten

Unt. Oberdevon

Ob. Oberdevon

Obercoblenzschichten

Aequivalente der Eifelschichten in sauerländischer Facies. tms

Tertiär

q Meist weiße Quarzkiese

Diluvium

d Graue Schotter Löß u. Lehm

Alluvium

a Schotter u. Lehm

Eruptivgesteine

K Quarzkeratophyr u. zugehörige Tuffe des ob. Unterdevons

D Diabas

Streichen u. Fallen der Schichten

Streichen u. Fallen der Verwerfungen

1 14 Profillinien

Maßstab 1 : 120000

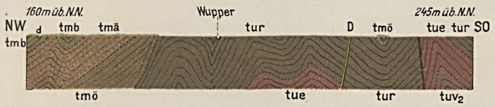
Bearbeitet von A. Fuchs. 1915.

Berliner Lithographisches Institut. Berlin W. 35.

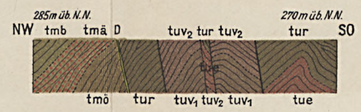


Profile
zur
Geologischen Übersichtskarte des mittleren Wuppergebietes
bearbeitet von A. Fuchs
im Maßstabe 1:120000.

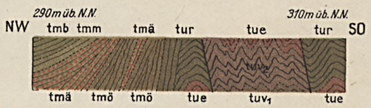
1.
Stöcken-Windfeln-Kaiser Wilhelm Brücke-Burg-Ellinghausen.



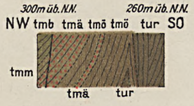
2.
Kronenberg-Bruscheid-Volkeshaus-Bhf. Vieringhausen-Honsberg-Bliedinghausen.



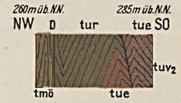
3.
Dohr-Klemenshammer-Haddenbrock-Neuenhof.



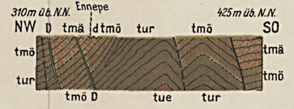
4.
Ronsdorf-Stall-Wüste-Leyermühle



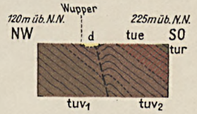
5.
Lenhartzhammer-Endringhausen



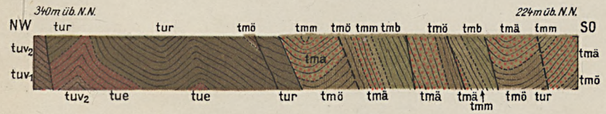
6.
Ndr. Hesterberg-Holle-Kückelhausen-Altenbreckerfeld-Branten



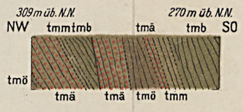
7.
Breidbach-Hohenscheid-Höhe sö. Raderhof



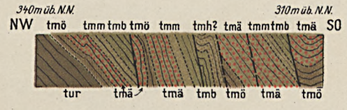
8.
Markt u. Bhf. Remscheid-Berghausen-Neuenhöhe-Durholzen-Straßweg-Purd-Grosser Dhünnbach



9.
Eipringhausen-Dhünn-Halzenberg



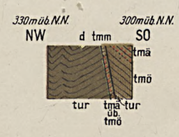
10.
Bergerhöhe n. Born-Tefental-Scheideweg-Höhe n. Ob. Burghoff



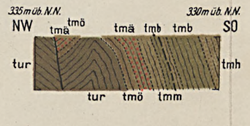
11.
Dörpholz-Hagermühle-Steffenshagen-Hummeltenberg-Neu Hückeswagen



12.
Höhe ssw. Berg-Mittel Hombrechen



13.
Höhe ssö. Heide-unt. Wiebachtal-Ob. Hombrechen-Höhe nö. Neu Hückeswagen



14.
Tal sw. Berbeck-Kleppersfeld-Finkelnburg-Kl. Eichhölzchen-Wegerhof-Höhe sö. Sonnenberg



Farben-Erklärung auf Tafel 1.

Berliner Lithographisches Institut. Berlin W. 35.

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
Tł 15008

Tafel 3.

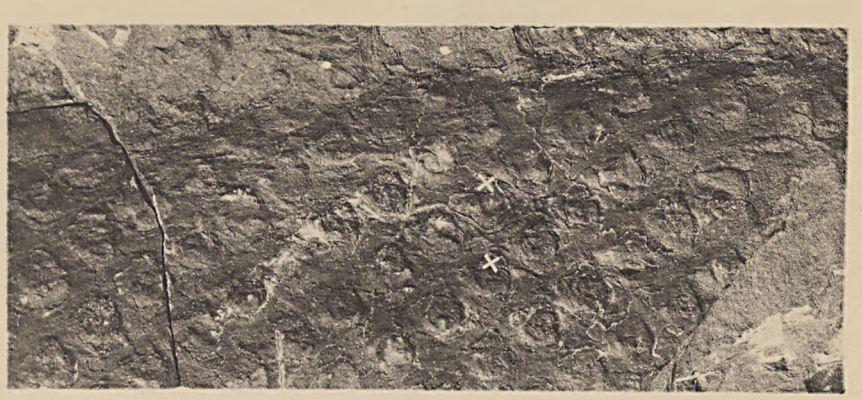
Die Originale befinden sich in der paläobotanischen Abteilung der Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt zu Berlin.

Fig. 1. Ansicht des ganzen Stückes. a und b losgesprengte Stücke, c Oberfläche des »Marksteinkernes«, d Oberfläche einer inneren Rindenschicht. — Nat. Größe S. 96

Fig. 2. Ansicht der Rückseite des losgesprengten Stückes a. — Nat. Größe . . . . . S. 97

Fig. 3. Ansicht des »Marksteinkernes« und der Rindenschichten. b Fläche nach Entfernung des in Fig. 1 noch darüberliegenden, losgesprengten Stückes b; c und d wie in Fig. 1. — Größe $\frac{2}{1}$ . . . . . S. 97

Fig. 4. Teilansicht der äußeren Oberfläche. Bei $\times\times$ die wellenförmigen Polsterbegrenzungslinien schwach bemerkbar. — Größe $\frac{2}{1}$ . . . . . S. 98



4



3



2



1

C. Többicke, phot. Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.



1. *Vetiveria zizanoides* Stapf. $^1/_8$



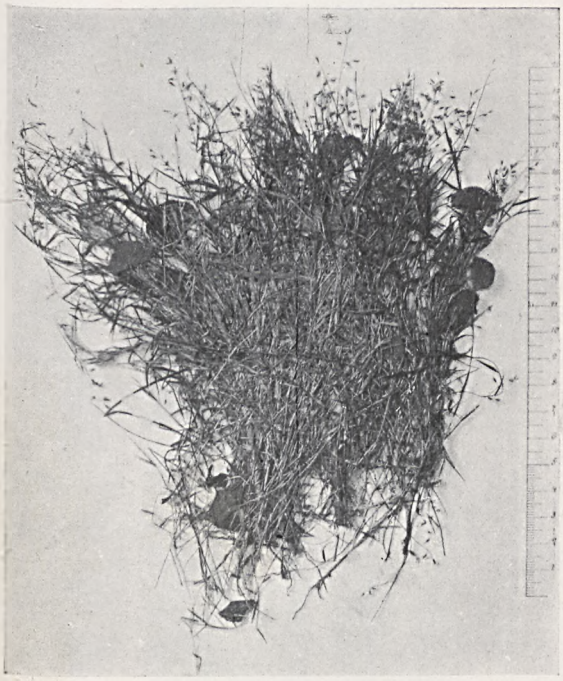
2. *Isachne Kunthiana* W. u. A. $^1/_2$



3. *Isachne miliacea* Roth. $^1/_2$



4. *Eria braccata* Lindl. $^1/_2$



1. *Coelachne perpusilla* Huds. $^1/_3$

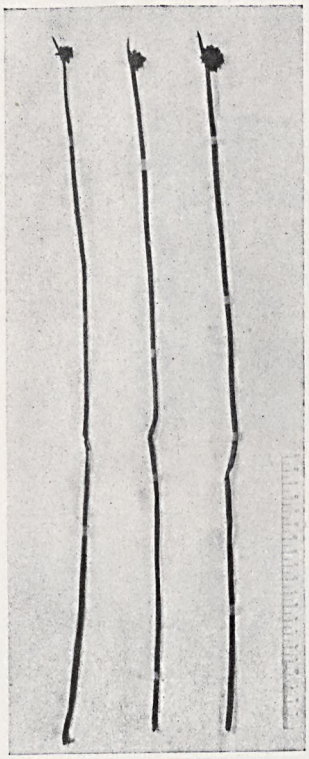


2. *Cyperus cuspidatus* H. u. K. $^1/_4$



3. *Panicum repens* L. $^5/_7$

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
II 15058



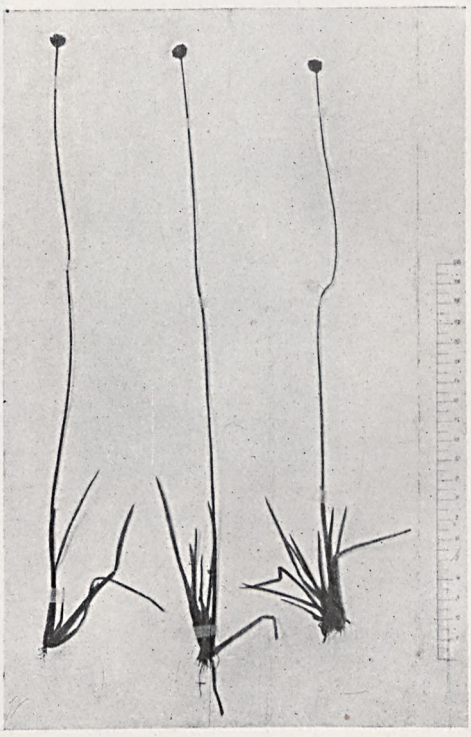
1. *Scirpus mucronatus* L. $^1/_6$



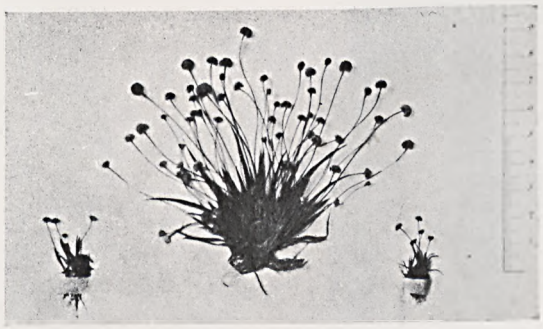
2. *Scirpus fluitans* L. $^1/_3$



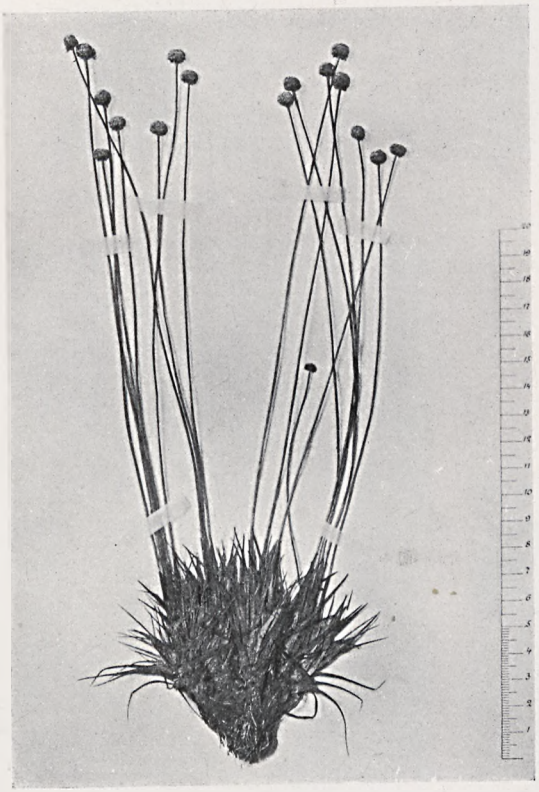
3. *Fimbristylis monticola* Stud. $^5/_7$



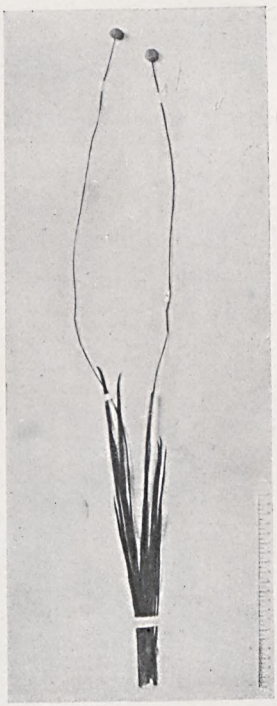
4. *Xyris anceps* Lam. $^1/_4$



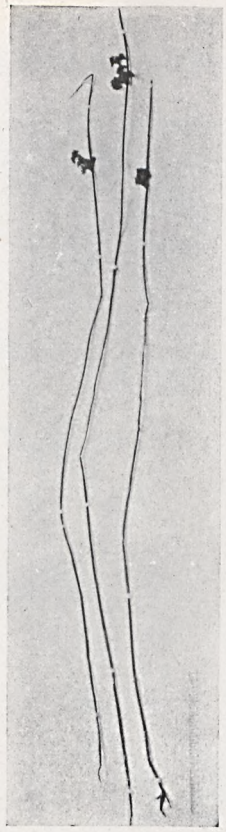
1. *Eriocaulon truncatum* Hein. 1/3



2. *Eriocaulon collinum* Hk. 1/3



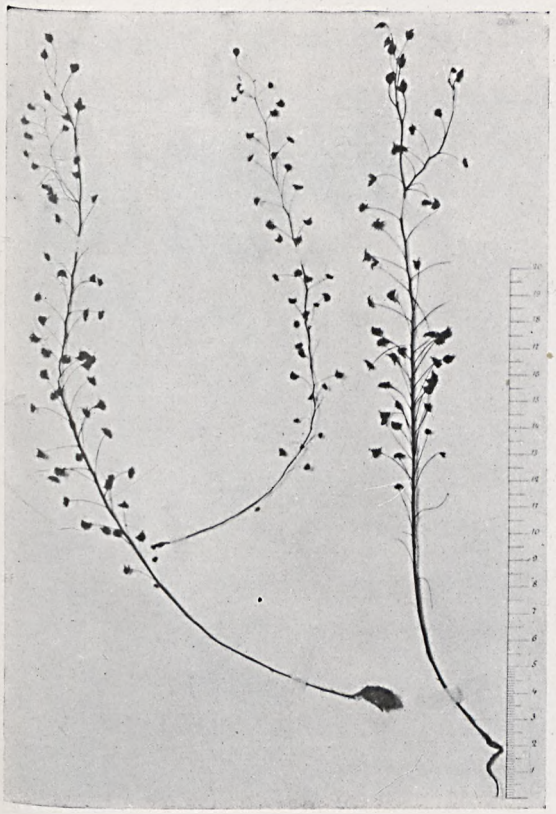
3. *Er. Brownianum* Most. 1/3



1. *Juncus effusus* L. $^1/_{10}$



2. *Ranunculus sagittaefolius* Hook. $^1/_3$



3. *Drosera peltata* Sm. $^1/_3$



4. *Biophytum proliferum* Wight. $^5/_7$



1. *Osbeckia erythrocephala* Naud. $^1/_4$



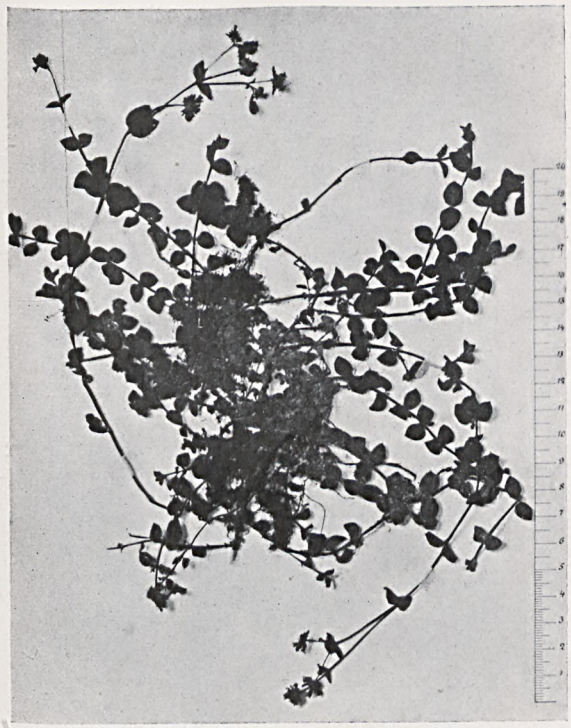
2. *Gentiana quadrifaria* Bl. $^1/_2$



3. *Hydrocotyle asiatica* L. $^5/_7$



4. *Hydrocotyle rotundifolia* Roxb. $^1/_2$



1. *Anotis nummularia* Hook. f. 1/3



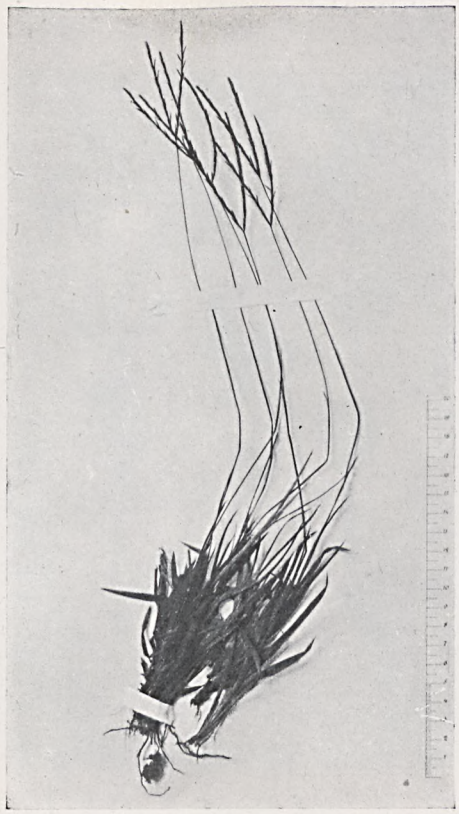
2. *Anaphalis oblonga* D. C. 1/3



3. *Gynura lycopersicifolia* D. C. 1/5



4. *Anaphalis brevifolia* D. C. 1/2



1. *Dimeria fuscescens* Trin. 1/4



2. *Arundinaria densifolia* Munro. 1/4



3. *Fimbristylis connectens* Thw. 1/3



4. *Satyrium nepalense* Dos. 1/3



1. *Exacum macranthum* Arnh. $^1/_7$



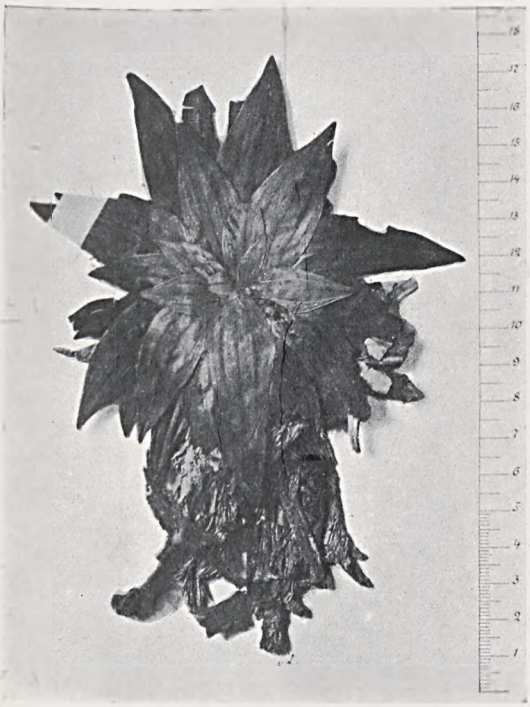
2. *Gaultheria fragrantissima* Wall. $^2/_5$



3. *Pedicularis ceylanica* Benth. $^1/_3$



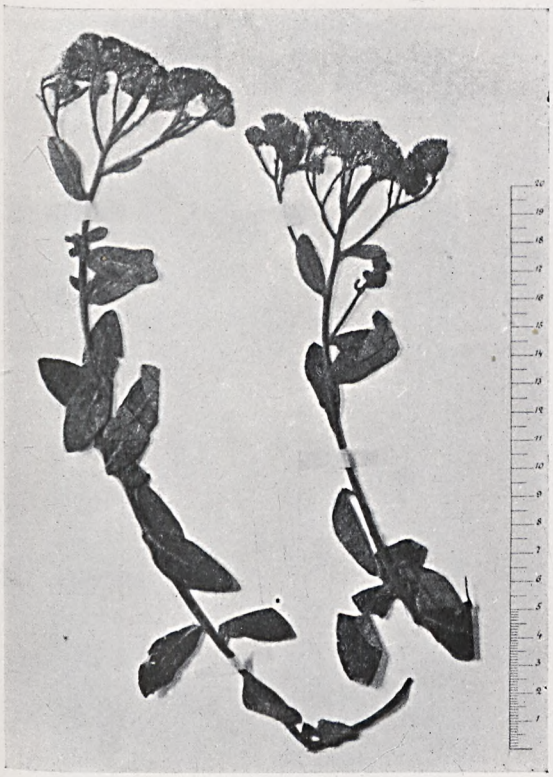
4. *Justitia procumbens* L. $^1/_4$



1. *Hedyotis verticillaris* G. u. E. $^1/_2$



2. *Knoxia platycarpa* var. *β hirsuta* Thw. $^1/_2$



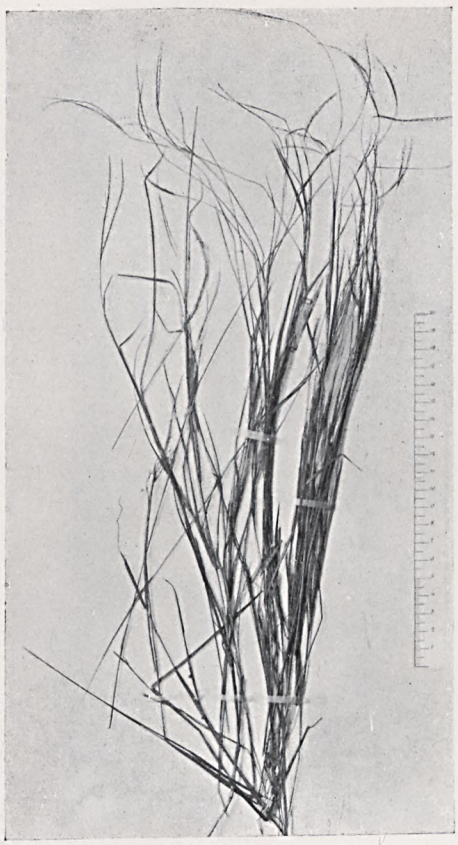
3. *Vernonia Wightiana* Arnh. $^3/_8$



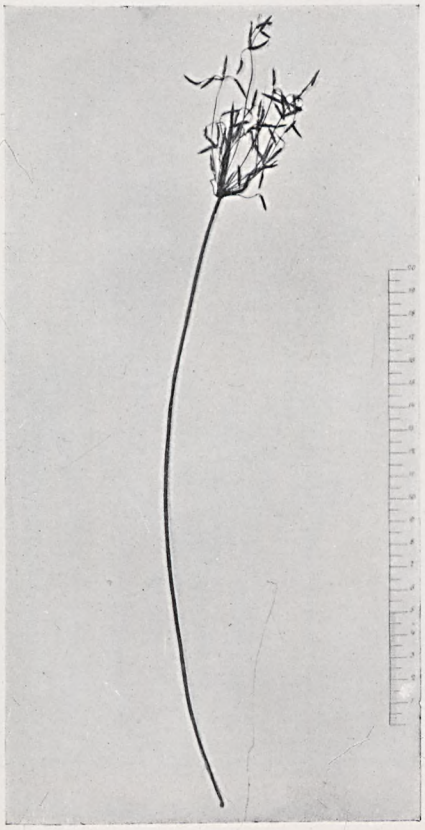
4. *Carex Walkeri*. $^3/_{20}$



1. *Dryopteris gongylodes* O. Ktze. 1/4



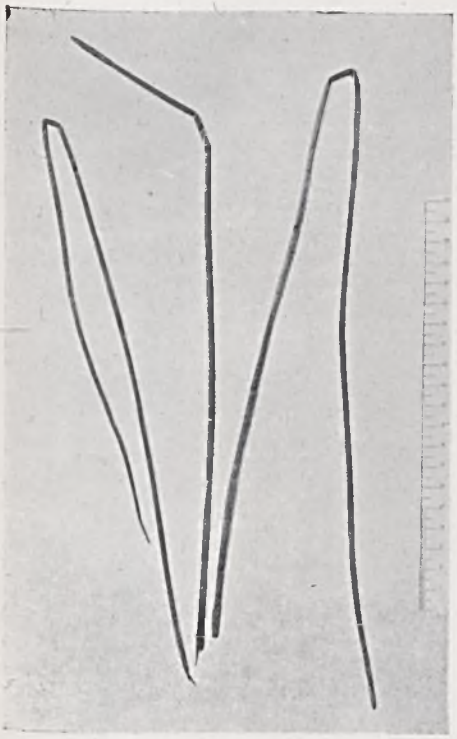
2. *Dimeria Lehmanni* Hack. 1/4



3. *Cyperus Haspan* L. 3/10



4. *Fuirena umbellata* Rottb. 1/4



1. *Heleocharis fistulata* Schultes. 1/4



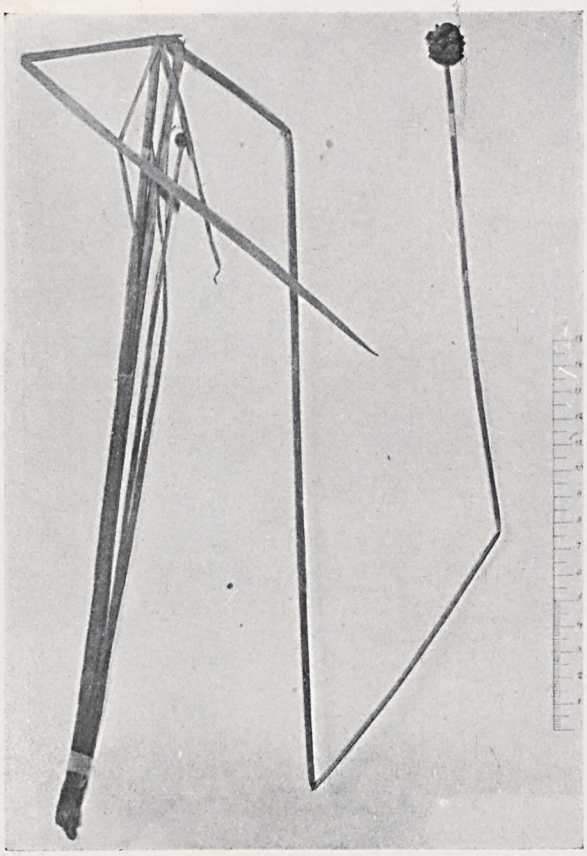
2. *Fimbristylis acuminata* Vahl. 4/9



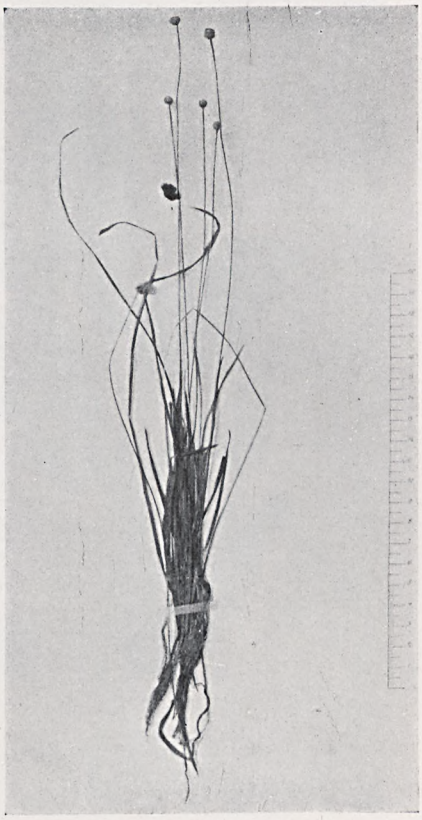
3. *Rhynchospora aurea* Vahl. 1/5



4. *Rhynchospora Wallichiana* Knuth. 3/10



1. *Xyris indica* L. 1/3



2. *Eriocaulon sexangulare* L. 2/7



3. *Aeschynomene aspera* L. 1/4



4. *Desmodium heterophyllum* D. C. 1/3



1. *Clitoria cajanaefolia* Benth. $^2/_7$



2. *Flemingia strobilifera* Br. $^2/_7$



3. *Hydrocera angustifolia* Bl. $^1/_4$



4. *Gomphia angustifolia* Vahl. $^1/_3$



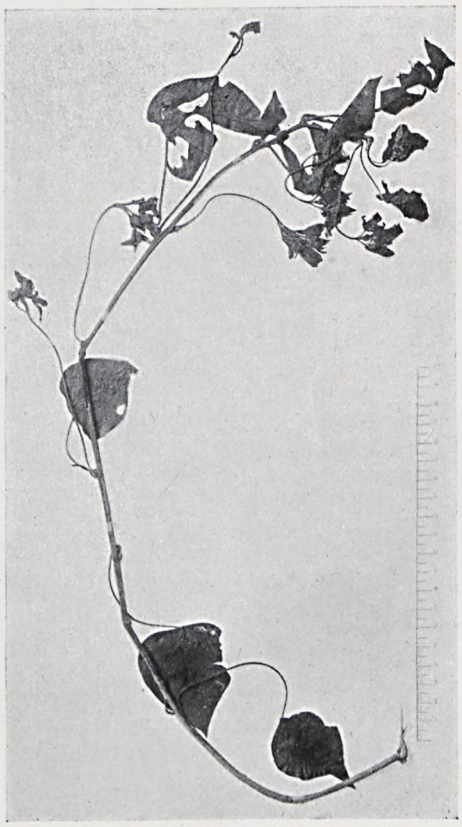
1. *Passiflora foetida* L. 1/4



2. *Bruguiera gymnorrhiza* Lam. 1/3



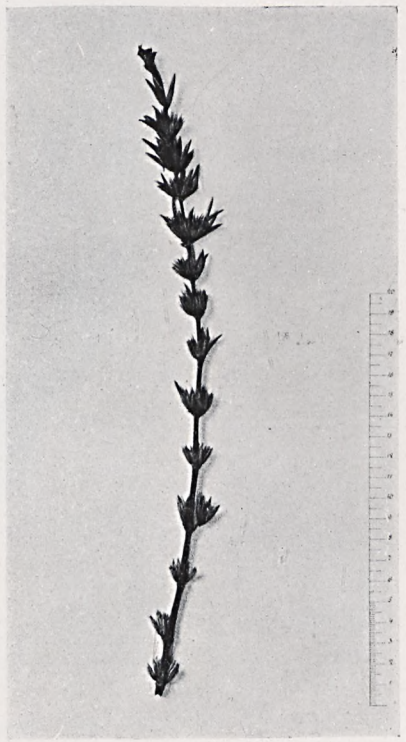
3. *Osbeckia aspera* Bl. 1/3



4. *Argyreia populifolia* Choisy. 1/4



1. *Stachytarpheta indica* Vahl. $^1/_4$



2. *Hygrophila quadrivalvis* Nees. $^2/_7$



3. *Isotoma longiflora* Lindl. $^1/_{10}$



4. *Asclepias curassavica.* $^2/_7$



1. *Cerbera Odollam* Gaertn. $^{9}/_{20}$



2. *Ixora coccinea* L. $^{1}/_{3}$



1. Bülte von *Juncus effusus* im subtropischen Flachmoor bei Nurelia.



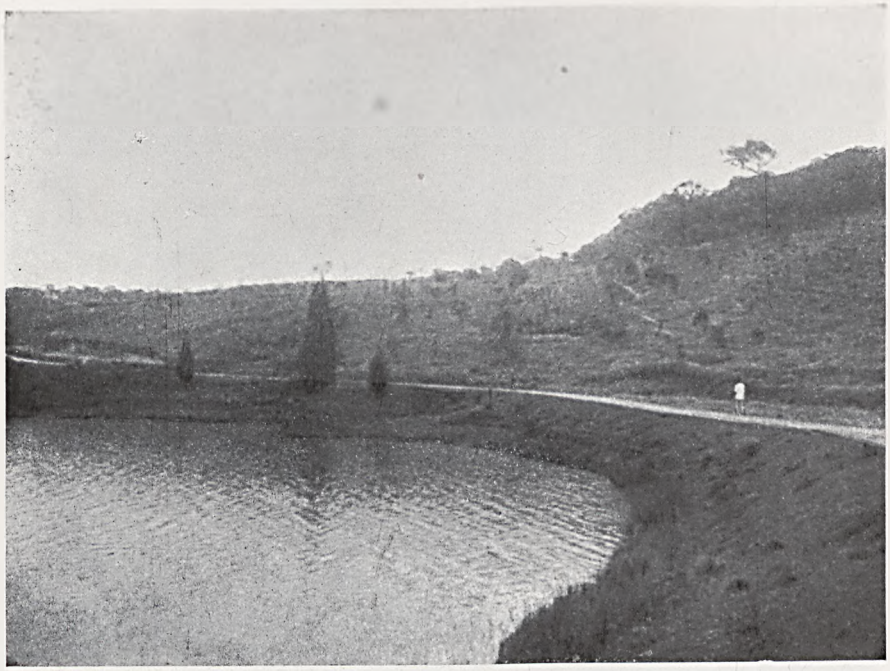
2. Subtropisches Flachmoor, vorn Bülte von *Eriocaulon*, *Scirpus mucronatus* und *Juncus effusus*, im Hintergrunde rechts Eucalyptusgruppe.



1. Verlandung bei Nurelia. Im Wasser *Aponogeton crispus*, am Ufer *Juncus* und *Scirpus*, dahinter Eucalyptusgruppe.



2. Verlandungsvorgänge am Lake Gregory bei Nurelia.



1. Südlicher Teil des Lake Gregory, der gesamte Abhang bis zur Waldgrenze mit Hochmoor bedeckt, auf dem verkrüppelte Sträucher von *Rhododendron arboreum* zerstreut wachsen.



2. Verlandete Bucht des Lake Gregory, an das Flachmoor grenzt Gehängemoor, bewachsen mit *Acacia decurrens* und *Cupressus macrocarpa*.



1. Hochmoor bei Nurelia, im Hintergrunde Teeplantage mit Acacien als Schattenbäumen.



2. Hochmoor bei Nurelia mit Bülten von *Vetiveria zizanoides*. links ein verkrüppeltes *Rhododendron arboreum*.



1. Verkrüppeltes *Rhododendron arboreum* auf dem Hochmoor von Nurelia.



2. Hochmoor bei Nurelia, stark geneigt, mit *Rhododendron arboreum* und *Cupressus macrocarpa* bewachsen.



1. Mächtige Gruppen von *Richardia africana* an nährstoffreichen Bächen im Hochmoor.



2. Rüllenbildung im Hochmoor von Nurelia, *Richardia africana* und *Scirpus mucronatus* vorherrschend.





1. Rüllenbildung im Hochmoor mit *Richardia*, *Gynura*, *Calceolaria*, *Juncus* und *Scirpus*.



T = Gehängetorf. *Fs* = Faulschlamm. *L* = Laterit.
Das Moor ist mit Krüppel-Rhododendron bewachsen.







1. Tropisches Grasmoor, an Buschwald angrenzend.



2. Tropisches Grasmoor mit Gebüschstreifen.





1. Tropisches Buschwaldmoor, im Vordergrunde sind Korallen gewonnen, die Grube ist mit Grundwasser gefüllt.

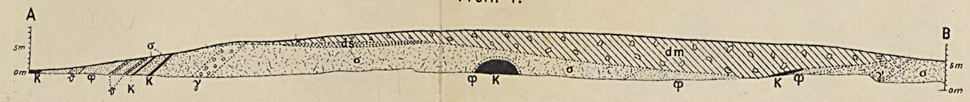


2. Tropisches Grasmoor, hinten Buschwald, vorn mit *Lygodium scandens* dicht übersponnen.

Einschnitte der neuen Verbindungsstrecken bei Boossen.

Maßstab der Längen 1:2000, der Höhen 1:1000.

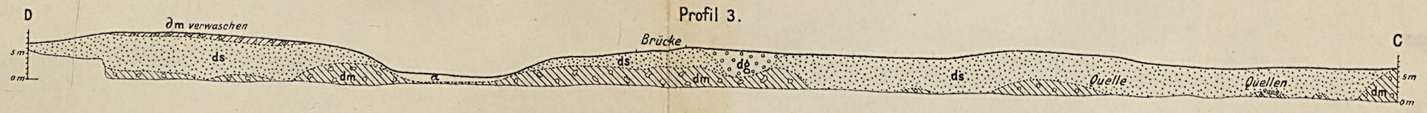
Profil 1.



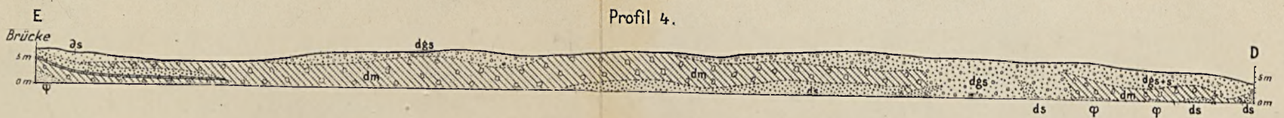
Profil 2.



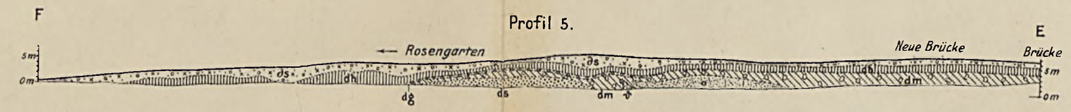
Profil 3.



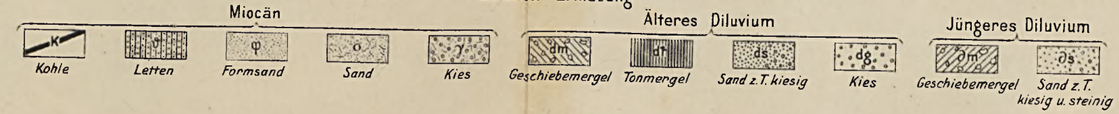
Profil 4.



Profil 5.



Zeichen - Erklärung



Geogr. lithogr. Inst. u. Steindruckerei von Hans Müncheberg, Berlin N.W.

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
Th 15057



Aufschluß bei Booßen, nördlicher Teil.

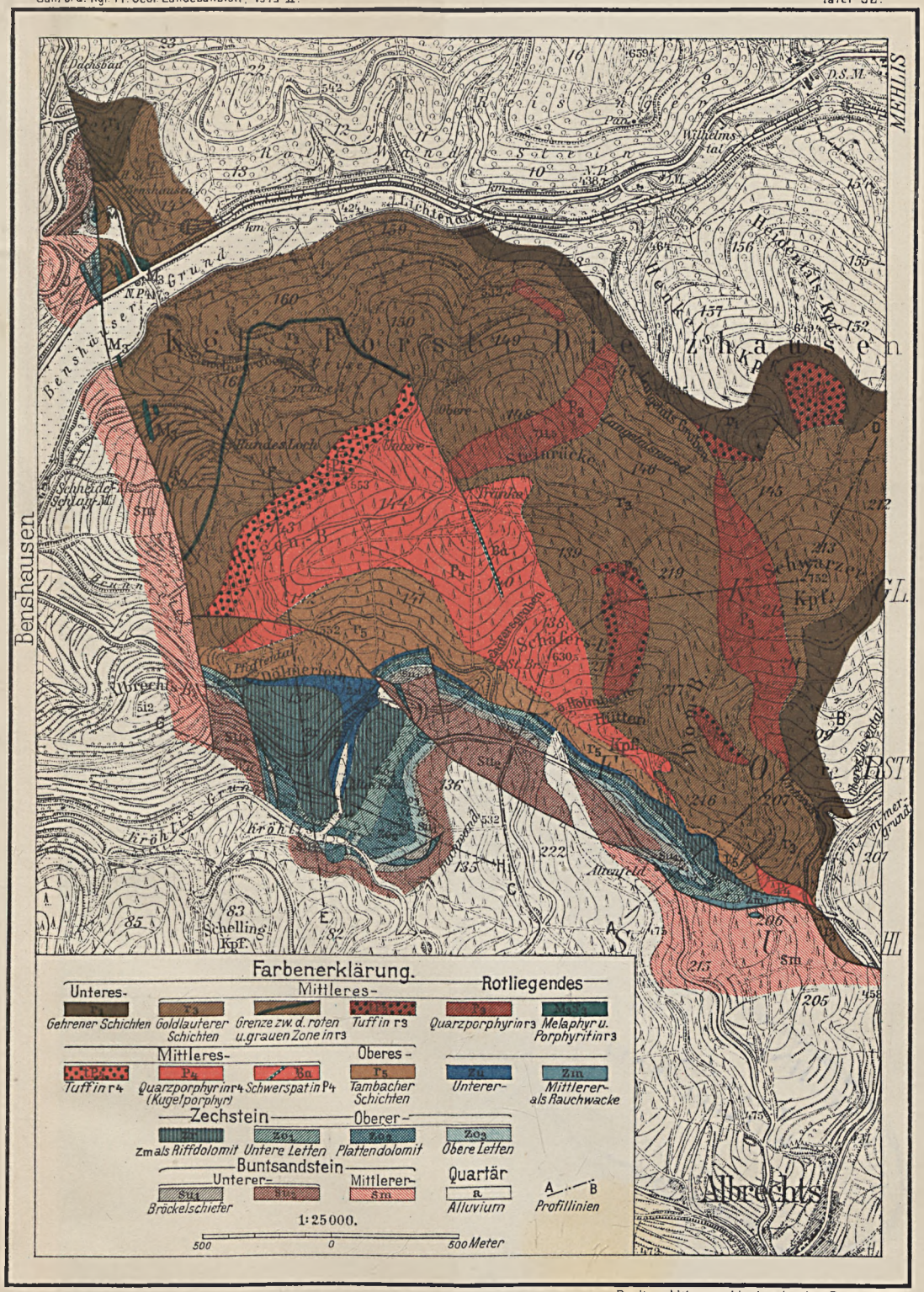


Aufschluß bei Booßen, südlicher Teil.

Das Randgebiet des Thüringer Waldes bei Benshausen.

Aufgenommen von H. Platt.

Jahrb. d. Kgl. Pr. Geol. Landesanstalt. 1915 II.

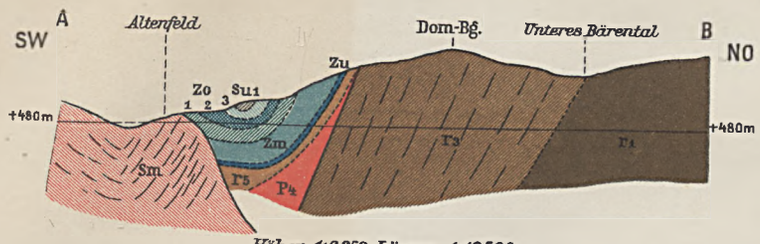


Berliner Lithographisches Institut, Berlin W. 35.



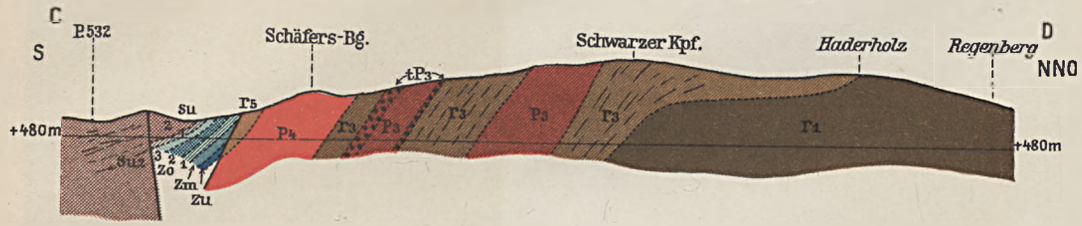
POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
Th 150/08

1.
Profil durch das Rotliegende u. den Zechstein
von Altenfeld über den Dom-Bg. n. d. unteren Bärental.



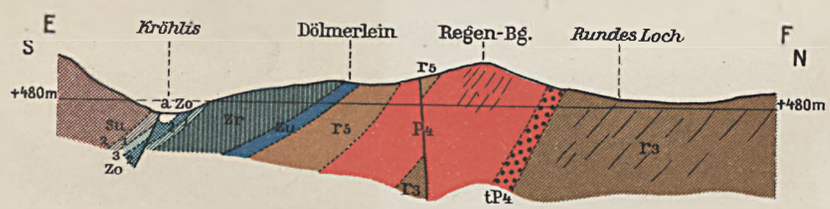
Höhen 1:6250, Längen 1:12500.

2.
Profil durch das Rotliegende u. den Zechstein
vom P.532 üb. Schäfers-Bg., Schwarzer Kpf. nach Regenberg.



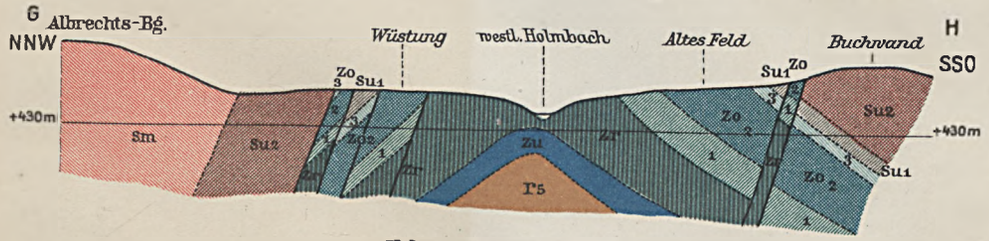
Höhen u. Längen 1:25000.

3.
Profil durch das Rotliegende u. den Zechstein
von dem Kröhlis üb. Dölmerlein, Regen-Bg. nach d. Runden Loch.



Höhen u. Längen 1:25000.

4.
Profil durch den Zechstein vom Albrechts-Bg. üb. Wüstung, Altes Feld nach der Buchwand.



Höhen u. Längen 1:12500.

5.
Profil durch die Zechsteinschollen b. Bhf. Benshausen.



Höhen u. Längen 1:6250.

Entworfen von H. Platt.

Tafel 34.

Fig. 1. Olivinführender Melaphyr aus den Goldlauterer Schichten, Benshäuser Grund. Links Olivinkrystall mit ausgezeichneter Maschenstruktur. Rechts unten zonar aufgebauter Feldspat, in der Mitte zersetzt, die Ränder erhalten (Nicols gekreuzt). — Vergr. etwa 1 : 60 . . . . . S. 180

Fig. 2. Sphärolithischer Quarzporphyr aus den Goldlauterer Schichten. Hinterer Schäfersberg. Sphärolithische Struktur der Grundmasse tritt erst bei gekreuzten Nicols deutlich hervor (Nicols gekreuzt). — Vergr. etwa 1 : 60 . . . . . S. 190

Fig. 3. Kugelporphyr aus den Oberhöfer Schichten. Obere Steinrücke. Unterschied zwischen Kugel- und Porphyrmasse. Erstere (oben) im gewöhnlichen Lichte gleichmäßig körnig, letztere allotriomorphkörnig mit mehr Eisenglanzmikrolithen. — Vergr. etwa 1 : 24 . . . . . S. 192

Fig. 4. Derselbe Schliff wie Fig. 3 (Nicols gekreuzt). Stärkeres Hervortreten der Kugelmasse mit eigenartiger Pflasterstruktur ihrer aus granophyrisch verwachsenem Feldspat und Quarz bestehenden Substanz. — Vergr. etwa 1 : 24 . . . . . S. 192

Fig. 5. Quarzporphyr der Oberhöfer Stufe von der Grenze gegen die Goldlauterer Schichten. Obere Steinrücke. Weiße kugelige Gebilde aus Feldspatsubstanz optisch ziemlich indifferent, in mikrofelsitischer Ausbildung. — Vergr. etwa 1 : 24 . . . . . S. 191

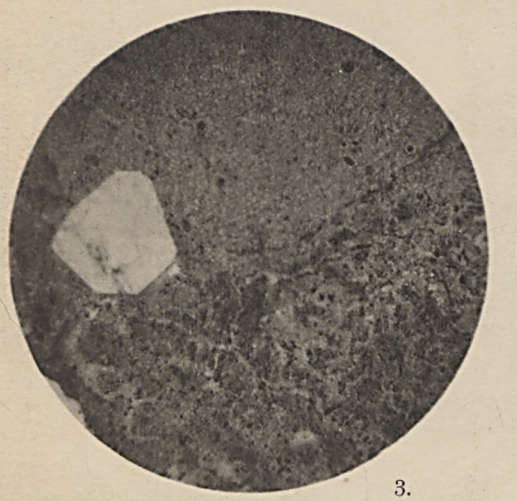
Fig. 6. Kugelporphyr der Oberhöfer Stufe. Obere Steinrücke. Ausgezeichnete granophyrische Verwachsung von Feldspat und Quarz der wieder in größeren zusammenhängenden Partien pflasterartig auslöschenden Kugelmasse (Nicols gekreuzt). — Vergr. etwa 1 : 60 . . . . . S. 193, 194



1.



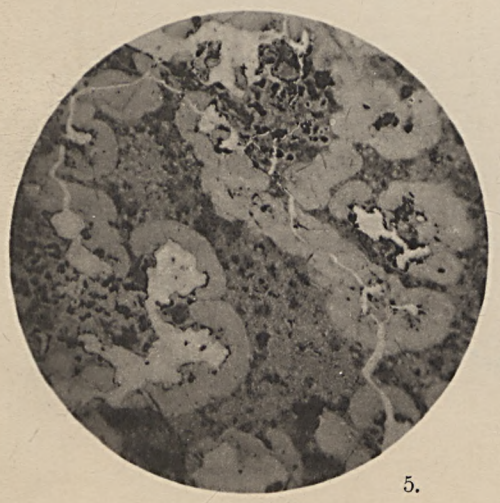
2.



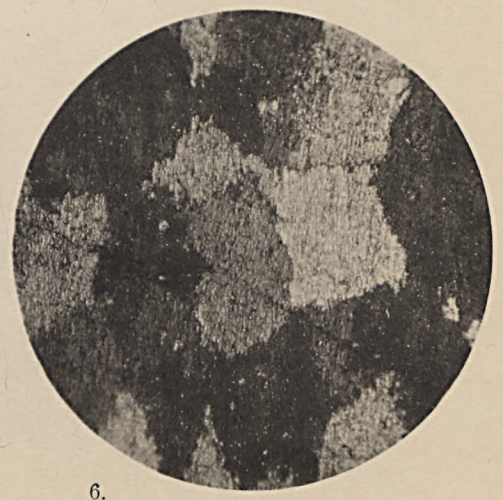
3.



4.



5.



6.

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
XII 150 08

Das Diluvium der Gegend von Hamburg.

Von Herrn **Wilhelm Wolff** in Berlin.

Hierzu Tafel 35—39.

1. Die Landschaft, ihre Formen und ihr Alter.

Die Umgebung von Hamburg ist ungewöhnlich reich an gegensätzlichen Typen der Bodengestaltung, soweit solche in einer quartären Landschaft zu finden sind. Älteres Gebirge fehlt; nur im Nordwesten des Stadtgebietes, in Langenfelde, befindet sich ein isolierter Zechsteingipshut, der aus großen Tiefen (eine nicht weit entfernte Bohrung steckte bei 376 m noch im Miocän) bis auf wenige Meter an die Erdoberfläche reicht und ohne Einfluß auf die Bodengestaltung bleibt. Auch das Tertiär liegt durchweg unter Tage, und das Landschaftsgepräge ist somit rein quartär. Aber in dieser Beschränkung nimmt das Gebiet eine höchst bedeutungsvolle Lage ein. Den südlichen Teil bildet das breite Elbtal, das während der jüngsten Vergletscherung das Mississippital Norddeutschlands, der große Ausweg aller von Norden kommenden Eisgewässer und aller ihnen von Süden begegnender Flüsse zur Nordsee war. Jetzt ist es über seinem etwa 9—14 m unter Meeresspiegel gesunkenen Urstromboden hoch mit Alluvionen jeder Art angefüllt, die der stattliche, aber gegen seinen diluvialen Vorläufer nur bescheidene Strom mit vielen Armen durchwindet. Jenseits der Flußmarsch erblickt man die blauen Linien der altdiluvialen Höhenlandschaft von Harburg, die bei Sieversen mit 148 m Meereshöhe gipfelt. Ihr nördliches Gegenbild ist unterhalb Hamburgs

die von Häusern schimmernde, bis 92 m aufsteigende Blankeneser Hügelgruppe, deren Fuß die Elbe bespült. Sie wird von dem weiten, flachwelligen Geest-Plateau getragen, das von Wedel, 20 km unterhalb der Stadt, bis weit oberhalb reicht und fast überall mit steilem, 10—30 m hohem Erosionsrand gegen die Stromniederung abbricht. Bei Hamburg selbst wird dieser Steilhang durch die Ausmündung des von Norden kommenden Alsterflüßchens unterbrochen. Eine zweite Unterbrechung bringt 16 km oberhalb der Stadt das tiefe, eigenartig gewundene Bille-Tal hervor. Bei Geesthacht, ungefähr 26 km oberhalb Hamburgs, ist dem Geestplateau abermals eine Hügelmasse aufgelagert, die nicht ganz die Höhe der Blankeneser Berge erreicht und sich an der Elbe entlang bis Lauenburg, 40 km von Hamburg, erstreckt. Hier mündet von Norden das den Elb-Travekanal beherbergende sandige Stecknitztal, ein ehemaliger Ablauf für jene Schmelzströme, die aus den besonders wasserreichen Winkeln des jüngsten Inlandeises in der Gegend des Ratzeburger Sees entsprangen. Jenseits des Stecknitztales erhebt sich noch ein vom Lauenburger Höhenzuge abgetrennter Inselberg von gleicher Beschaffenheit aus der Niederung; an seinem Fuß liegt das Städtchen Boizenburg.

Diese ganze nordelbische Geest ist durch ein ausgebildetes natürliches Entwässerungssystem, durch reife, alte Landschaftsformen und durch leichte oder mittlere Ackerböden gekennzeichnet. Die Sandschichten sind tiefgründig ausgelaugt; die ursprüngliche Steilheit der aufgesetzten Hügelmassen ist nicht unerheblich gemildert, die Talmulden sind mit starken Alluvionen erfüllt, die abflußlosen Becken aufgeschlossen oder durch Moore eingeebnet, die ursprünglich vorhanden gewesenen stehenden Gewässer vollkommen verlandet. Ein großer Teil des Landes war bis in die neueste Zeit Heide und unterschied sich in keiner Weise von den Heiden im Lüneburgischen; Überreste davon findet man noch bei Wedel, Rissen, Etz, Lurup, Eidelstedt, Wendlohe, Glinde, Ohe u. a. O.

Mit einem Schlage aber ändert sich das Bild, wenn man durch diese Gegend in der Richtung auf Lübeck, also nach Nordosten, etwa bis Ahrensburg fährt. Hier tritt an Stelle der wellenförmigen

Ebene eine unruhige, hügelreiche Landschaft mit offenen Seen, frischen Lehmböden, bunten, wenig verwitterten Kies- und Blocklagern und zahlreichen, abflußlosen Kesseln und Brüchern. Diese Landschaftsform fehlt dem Westen und Nordwesten von Hamburg; sie dehnt sich von Ahrensburg einerseits nordwärts nach Segeberg, andererseits gegen Osten über Großensee nach Trittau, Gudow und Zarrentin aus.

Zwar nehmen die relativen Höhenunterschiede im ganzen durchaus nicht zu, und dem ungeschulten Blick erscheint die Gegend wohl reizvoller durch ihre lieblichen Seen, aber immerhin doch nur als »Flachland«. Dennoch haben wir eine bedeutungsvolle geologische Grenze überschritten. Wir sind aus dem Beleich der älteren Vereisung in denjenigen der jüngsten gelangt.

Diese Grenze ist auf der ganzen Cimbrischen Halbinsel und in Mecklenburg, Brandenburg, Posen und Polen von ähnlicher Art, wenn auch vielleicht nirgends so einheitlich und scharf ausgeprägt wie gerade in Schleswig-Holstein, unter dessen stürmischem und feuchtem Seeklima die älteren Diluvialablagerungen eine so starke Verwitterung erlitten haben, daß trotz des Ausgleichs durch die mehr als zehntausendjährige Postglazialzeit doch der Unterschied zwischen alter und junger Moränenlandschaft noch immer ganz besonders eindringlich hervortritt. Es ist aber nicht nur ein Unterschied der Erhaltung, sondern auch der ursprünglichen Beschaffenheit. Die Moränen der jüngsten Vereisung sind ausgezeichnet durch Becken- und Rinnenseen und durch die Häufigkeit von groben Kies- und Geschiebelagern. Die Seen fehlen jetzt im Bereich der älteren Vereisung fast völlig. Sie sind aber ursprünglich wenigstens an manchen Orten vorhanden gewesen, wenn sich auch ihre Gesamtausdehnung nicht mehr ermitteln läßt. Das beweisen die nicht seltenen Entdeckungen jungdiluvialer limnischer Sedimente (Kalk, Kieselgur, Faulschlamm, Ton), die in Hohlformen der älteren Moränenlandschaft liegen. Geschiebe dagegen können so leicht nicht verschwinden. Wenn sie jetzt in den älteren Moränen auffallend spärlich vorkommen, so sind sie auch ursprüng-

lich nicht häufiger gewesen. In der Tat bestehen die älteren Endmoränen vorwiegend aus Sand und sandigem Kies mit zerstreuten Geschieben; Blockpackungen sind in ihnen sehr viel seltener und gewöhnlich auch weniger mächtig als in den Moränen der letzten Vereisung. Der ganze Westen und Süden von Schleswig-Holstein mit seinen älteren Moränen ist steinarm, der jungdiluviale Osten dagegen, besonders in der Grenzzone, so geschiebereich, daß er die übrigen Landesteile mit Bahnschotter, Straßen- und Baumaterial versorgen hilft. Dieser Geschiebereichtum zeichnet alle Moränen der letzten Vereisung, die in so hohem Maße von der Ostseemulde beeinflußt wurde, daß man sie den baltischen Gletscher nennen kann, aus, selbst weit von der Küste und fern im Osten, z. B. an der Südgrenze Ostpreußens und in Suwalki; daß sich daneben auch steinarme Endmoränen finden, nimmt diesem Charakteristikum nicht seine Bedeutung.

Die Endmoränen von Ahrensburg gehören zu jenem Zuge, den R. Struck als »südliche holsteinische Hauptendmoräne« beschrieben hat[1]), und der, von Ascheberg und Segeberg südwärts streichend, gerade in unserem Gebiet in eine südöstliche und östliche Richtung auf Großensee, Trittau und Zarrentin umlenkt. Sein Verlauf zeigt damit eine gewisse Ähnlichkeit mit dem Küstenabschnitt der Ostsee in seinem ferneren Hintergrunde. Ein solches Verhältnis zwischen der Richtung der baltischen Endmoränen und der Küste tritt, wie Keilhack an der Oderbucht und Jentzsch an der Weichselbucht gezeigt hat, vielfach in Deutschland hervor. Die Neustädter Bucht und ihre in jungdiluvialer Zeit verlandete Fortsetzung, das weite Becken des Lübecker Stausees, sind offenbar örtliche Leitformen für die Eisbewegung unseres Gebietes gewesen, ohne freilich sie völlig zu beherrschen. Die Hauptbewegung des Eiskörpers scheint der Gesamtform der Ostsee gefolgt zu sein, in unserm Gebiet also von Osten nach Westen und dann allmählich nach Nordwesten und Norden über das dänische Inselreich hinweg nach dem Skagerrak und Nordjütland. Vom Scheitel des

[1]) R. Struck: Der baltische Höhenrücken in Holstein. Mitt. Geogr. Ges. Lübeck 1904.

Ostseegletschers aber erfolgte zugleich eine Gleitbewegung seitwärts nach der Eisgrenze, also in Mecklenburg nach Süden, in Holstein und dem südlichen Schleswig nach Südwesten, in Nordschleswig nach Westen. Die Zungenbecken und die Furchen der Schmelzwasserströme in der Randzone des Eises, die uns in Gestalt von Rinnenseen und Förden erhalten sind, lassen diese Richtungen deutlich erkennen. Gerade aus dem Umbiegungsgebiet der südlichen Hauptendmoräne sind mächtige Schmelzströme entsprungen, die in festen Bahnen tief aus dem Innern des Eises herbeikamen. Bei Ahrensburg sammelt sich aus mehreren Zweigen das Tal der Rahlau, die in ihrem Unterlauf Wandse heißt und durch Wandsbek zur unteren Alster fließt, um sich mit dieser in die Elbe zu ergießen. In diesem Tale liegen sowohl hinter wie vor der eigentlichen Endmoräne mehrere kleine Os-Hügel, die offenbar einem einheitlichen Schmelzwasserstrom ihre Entstehung verdanken. Es ist nun eine Eigentümlichkeit der Endmoränenhügel von Wulfsdorf, Vierbergen, Schmalenbek, Gr. Hansdorf, Hoisdorf und Ötjendorf (vergl. Blatt Ahrensburg, Lieferung 176), daß sie im innern Bestande den Oshügeln sehr ähnlich sind. Während nämlich die schleswig-holsteinische Hauptendmoräne nach Gottsche's treffenden Beobachtungen in ihren Blocklagern vorwiegend kantengerundete krystalline Gesteine von sehr ungleichen, z. T. recht großen Dimensionen enthält, zwischen denen Kalkgeschiebe oft völlig fehlen, bestehen die Blocklager in den Hügeln der hier in Rede stehenden Gegend aus sehr vollkommen abgerollten, oft kugelrunden kleinen und mittelgroßen Geschieben, unter denen man zahlreiche Silurkalke, Saltholmskalke, jurassische Kalksteine usw. findet. Man erkennt an ihnen die Wirkungen derselben stromstarken Schmelzwässer, die auch die Oser angeschüttet haben. Moränen vom Haupttypus finden sich in dieser Gegend auch, z. B. bei Großensee (Blatt Trittau). Es scheint mir deshalb, daß die Moränenhügel von Vierbergen, Ötjendorf usw. in der Tat nicht unmittelbare Endmoränen, sondern Aufschüttungen in den Schlotten, Löchern, Spalten, Furchen, Becken und Mulden des erstorbenen Eises sind. Dieses selbst erstreckte sich vielleicht

noch etwa 5—7 km über die sogenannte südliche Hauptendmoräne hinaus und mag etwa bei Altrahlstedt, Stellau, Langelohe, Rausdorf seine äußerste Grenze erreicht haben. So erklärt es sich auch, daß die Osbildungen sich im Rahlautale bis Meiendorf verfolgen lassen., wo die letzten modellartig entwickelten Wallstücke liegen.

Hier schließt sich nun nach Süden ein ziemlich ebenes Sandgebiet an, das auf den Blättern Glinde, Wandsbek, Hamburg und Wedel eine ausgedehnte Zone bildet, aus welcher dann noch einige Kilometer vor dem Elbtalrande wieder geschlossene Lehmflächen auftauchen. Der Sand ist ungleichkörnig, tief ausgelaugt und enthält zahlreiche Kies- und Geröllager, auch wohl zerstreute Geschiebe von der Größe eines Kopfes und darüber. Man könnte besonders auf Blatt Glinde, wo diese Zone eine ostwestliche Länge von mehr als 11 km und eine Breite von $2^1/_2$—3 km besitzt, versucht sein, sie als Versandungsfläche vor der jüngsten Eisgrenze zu erklären. Das mag in der Tat für einen Teil der Fläche gelten, insbesondere für den Teil, der sich an die aus dem Großen See entspringende deutliche Schmelzwasserbahn des Corbektales anschließt. Für die ganze Fläche aber steht mir eine solche Erklärung keineswegs an, um so mehr, als das Sandgebiet nach Westen sich vollkommen von der Jung-Endmoräne loslöst und sich als ein Teil jener älteren Geschiebesand- und Heideflächen zu erkennen gibt, die im südwestlichen Holstein und Westschleswig weit verbreitet sind. Außerdem nötigen die Lagerungsverhältnisse der später zu beschreibenden jungdiluvialen limnischen Bildungen in diesem Sandgebiet bei Witzhave, Glinde, Havighorst, Öjendorf Jenfeld, Altrahlstedt, Winterhude und Ohlsdorf zu der Vorstellung, daß zur Zeit ihrer Entstehung die Hauptmasse des Sandes bereits vorhanden war.

Westlich von Hamburg nimmt das Sandgebiet unruhigere Formen an. Zwischen Bahrenfeld, Eidelstedt, Lurup, Osdorf und Schenefeld erblickt man eine Anzahl von Kuppen, Wölbungen und Rücken, die ihre Umgebung um etwa 10 m überragen. Die innere Struktur dieser Bodenerhebungen ist sehr mannigfaltig. Grobe

Sand- und Kiesschichten überwiegen; oft ist die oberste Bodendecke von $^1/_2$—2 m Stärke schichtungslos. etwas lehmig und reich an Geschieben, während darunter feinere, geschiebefreie Sandschichten lagern. In einzelnen Hügeln dieser durch lebhafte Kies- und Sandgräberei ausgezeichneten Gegend sind ansehnliche Geschiebelager gefunden, so z. B. in dem jetzt abgetragenen Winsberg, in den Eidelstedter Sandbergen, im Farnhornberg[1]) und in einigen Anhöhen bei Schenefeld. Aus der Kiesgrube des Herrn Th. Gayen im Fahrhornberg ist ein natürlicher Ausschnitt einer mehrere Meter starken Blockpackung, die diskordant auf geschichtetem Sand ruht, nach behutsamer Zementierung herausgelöst und in das Altonaer Museum gebracht, wo er als dauerndes Naturdenkmal dieser in rascher Veränderung befindlichen Gegend aufgestellt ist. Das unruhige Relief und die Bodenbeschaffenheit beweisen, daß das Sandgebiet eine Art von Endmoräne darstellt, die nach Lage und Verwitterungszustand bedeutend älter als die Moräne der Gegend von Ahrensburg ist. Verfolgt man sie westwärts, so gelangt man zu den Blankeneser Höhen. Dort keilt sich das der Sandzone südwärts vorgelagerte Lehmgebiet des hohen Elbufers völlig aus, und die Höhen treten in stattlicher Größe unmittelbar an den Strom. Offenbar hat der Strom in alter Zeit einen Teil von ihnen beseitigt, aber der Verlauf der ganzen Zone zeigt, daß dieser Teil nicht weiter als etwa 2 km ins jetzige Alluvialgebiet vorgesprungen sein kann; es besteht kein Grund, einen ehemaligen Zusammenhang zwischen ihm und den rund 10 km entfernten südelbischen Moränenhöhen bei Harburg anzunehmen. Vielmehr hat der Elburstrom der jüngeren Eiszeit in dieser Gegend bereits eine weite offene Pforte vorgefunden.

Unterhalb der Blankeneser Berge erscheint zwischen Wittenbergen und Schulau wieder eine Geschiebemergelplatte von ähnlicher Art wie die Platte, die sich oberhalb zwischen die Moränensandzone und den Strom einschiebt. Indessen hat die Schu-

[1]) Der Name sollte besser »Fahrhornberg« geschrieben werden, vom niederdeutschen Fahr = Föhre, Kiefer (Kien-Föhre) und Horn = Ecke, Vorsprung.

lauer Platte mit jener oberen wohl keine Verbindung besessen, sondern stets wie in der Gegenwart mit den Geschiebelehmflächen zusammengehangen, die nördlich von Blankenese bei Sülldorf und Schenefeld aus der Sandzone auftauchen. Die Schulauer Platte liegt ziemlich gleichmäßig 15—20 m über dem Meeresspiegel und zeigt außer mannigfaltigen Auf- und Einlagerungen von Diluvialsand reichliche Überwehung mit Flugsand. Wir befinden uns hier an der alten Nordwestecke zwischen Urstromtal und Meeresküste. Von Schulau weicht die flache Diluvialgeest weit nordwärts bis in die Gegend von Itzehoe und gibt Raum für die jungen Marschen, ehemalige Watten des Elbmündungsgebietes. Zur Litorinazeit dehnte sich von dieser Stelle nach Westen und Nordwesten eine weite, nur wenig brackische Nordseebucht. Auch die Schulauer Platte muß einmal beträchtlich weiter abwärts gereicht haben; sie mag sich ehedem 1—2 km südlich ihres heutigen Abbruchs in ähnlicher Form wie nordwärts zur Wedeler Au in das Tal gesenkt haben.

Die reiche Gliederung der Blankeneser Höhen beruht in hohem Maße auf der Nachbarwirkung des tiefen Stromtales. Vom Gipfel des Bauers-Berges (+ 92 m über NN.) bis zur jungdiluvialen Talsohle (ca. —15 m NN.) ergibt sich auf rd. 900 m Entfernung ein Gefälle von etwa 117 m, also 1 : 7,7. Infolgedessen sind die weichen sandigen Höhen an der Südseite durch tiefe Erosionsschluchten zerschlitzt. Ihre ursprüngliche Gestalt ist weit besser an der Nordseite bewahrt, wo der Höhenunterschied gegen das Plateau nur etwa 70 m beträgt. An Stelle von Schluchten und Bergkegeln erblickt man dort eine zusammenhängende, durch Mulden in verschiedener Richtung gegliederte Abdachung von 1 : 9 bis 1 : 30.

Das hohe Alter dieser Hügelgruppe zeigt sich nicht nur in den reifen Formen, sondern auch im Verwitterungszustand. Die geräumige und sehr tiefe Kiesgrube des Herrn F. Stucken in Rissen gewährt einen großartigen Einblick in diese Verhältnisse von der Nordseite her. Man sieht mächtige Sand- und Kiesschichten, zwischen denen Geschiebemergelbänke fast gänzlich

fehlen, und die in ihrer Gesamtheit ziemlich stark verbogen und geneigt sind. An der Südostseite waren 1912 ein paar schöne Stauchfalten zu erkennen. In der Tiefe treten auch feinere Sande auf, die in die aufgeschüttete Hauptmasse als älterer Bestandteil von unten hineingepreßt sind. Bis zu 20 m Tiefe sind die Sandmassen fast völlig entkalkt[1]) und auch alle Kalksteingerölle der Kieslager ausgelaugt oder doch bis tief ins Innere zerfressen. Erst zwischen 20 und 30 m Tiefe liegen besser bewahrte, frischfarbige Sande, in denen man auch abgerollte Muschelbruchstücke finden kann. Die meisten dieser Bruchstücke entstammen dem Miocän, das im Untergrunde, etwa 10 m unter Meeresspiegel, ansteht, und von dem zur älteren Diluvialzeit große Massen zerstört sind. Daneben aber findet man auch Fragmente der Meeresconchylien des älteren Interglazials, das in der Nähe durch Bohrungen im Untergrunde getroffen ist und bekanntlich an mehreren Stellen der Hamburger Gegend bis nach Boizenburg und Bleckede vorkommt, wovon weiter unten die Rede sein soll.

Dieser Gehalt an verschleppten Conchylien des älteren Interglazials und des Miocäns ist eine Eigentümlichkeit zahlreicher Ablagerungen der mittleren Vergletscherung in der Hamburger Gegend. So habe ich z. B. in dem mächtigen Unteren (d. h. mittelglazialen) Geschiebemergel der Schulauer Platte bei Wittenbergen neben obermiocänen Pleurotomen und Turritellen ein unzweifelhaftes Bruchstück von *Cardium edule* gefunden[2]), das als Beweis dafür dient, daß dieser Geschiebemergel jünger ist als die

[1]) Auch die Sandlandschaft zwischen Blankenese und Eidelstedt ist tief ausgelaugt; in Eidelstedt (Bohrung beim Bahnwärterhaus) z. B. bis 28,5 m Tiefe, in Stellingen und Langenfelde bis gegen 20 m. Im scharfen Gegensatz hierzu sind in der jungen Endmoräne von Vierbergen bei Ahrensberg schon bei 3 m Tiefe im Grobsand und bei 5 m auch in dem leichter auflösbaren feineren Sand die Kalkkörner erhalten geblieben.

[2]) Auch C. Gottsche führt *Cardium edule* auf zweiter Lagerstätte von Schulau an, jedoch ohne nähere Bezeichnung der Fundschicht; ebenso von Teufelsbrücke (daselbst auch *Scrobicularia piperata* und *Balanus*). — Vergl. C. Gottsche, Die Endmoränen und das marine Diluvium Schleswig-Holsteins. Mitteil. d. Geograph. Gesellsch. in Hamburg, Bd. XIII, 1897, Teil II, S. 53.

betreffende marine Mutterschicht. Oberhalb von Blankenese hat die der Schulauer entsprechende Geschiebemergelplatte von Altona-Nienstedten ebensolche Funde geliefert. Altbekannt ist das Vorkommen von Dentalien und anderen Glimmertonfossilien im Mergel des Elbstrandes bei Teufelsbrücke; beim Bau des tiefen Stammsieles durch Othmarschen kamen dazu massenhaft Cardien des Interglazials. In Bahrenfeld befand sich ehemals eine Sandgrube bei der Rolandsmühle, wo man unter einer Decke von Geschiebemergel geschichtete mitteldiluviale Sande sah, die zahlreiche verwitterte Glimmerfossilien und die bereits von Gottsche aufgezählten ebenso mürben Interglazialconchylien enthielten; außer diesen Conchylien fand ich dort 1889 auch Gerölle von fettem, rötlichbraunem und von schwarzem Tonmergel, ähnlich dem rötlichen Meereston und dem darunter liegenden »Lauenburger Ton« des alten Interglazialfundortes vom Krähenberg in Blankenese, jedoch fossilfrei. Gottsche nennt ferner eine Anzahl loser Diluvialconchylien aus einer anderen Sandgrube in Bahrenfeld, sowie aus (mitteldiluvialem) »Korallensand« in Kirchsteinbek, Reinbek und Escheburg oberhalb Hamburg und aus Unterem (= mitteldiluvialem) Geschiebemergel in Jenfeld bei Wandsbek.

Wir kommen damit zu einer weiteren bemerkenswerten Eigenschaft des ganzen mitteldiluvialen Geländes um Hamburg, nämlich seinem Gehalt an Schollen altdiluvialer und tertiärer Schichten. So eintönig und unauffällig die äußeren Formen dieses Geländes sind, so überraschend groß ist oft seine innere Kompliziertheit. Dies gilt sowohl für die Blankeneser Sandberge wie für die Geschiebemergelplatten längs des Elbtalrandes bis hinauf nach Bergedorf und weiter. Manche Teile dieses Geländes sind förmlich durchschwärmt von Schollen eocänen und altdiluvialen Tones, der infolge seiner Zähigkeit der glazialen Zerspülung und Quetschung während der Verschiebung vom Anstehenden ungewöhnlich lange widerstanden haben muß. Solche Vorkommen sind bei Bergedorf, Lohbrügge und Havighorst zu beobachten. In der Ziegeleigrube von Boberg und in dem langen Anschnitt des hohen Geestrandes zwischen Boberg und Ladenbek,

aus dem die Erdmassen zur Aufhöhung der neuen Stadtgelände in der Billwerder und Moorflether Marsch gewonnen sind, sieht man gewaltige Aufpressungen von unterdiluvialem Mergelsand und Tonmergel in die mitteldiluviale Moräne. Bekannt sind die Vorkommen von interglazialen und altdiluvialen Schollen im Geschiebemergel von Lehmbrok bei Wandsbek, Farmsen, Wellingsbüttel, Hummelsbüttel und Langenhorn, sowie die Interglazialschollen in den Blankeneser Hügeln. Alle diese Gebiete ordnen sich damit nach ihrem Aufbau in jene große Außenzone des schleswig-holsteinischen Westens, mit der sie auch morphologisch übereinstimmen, die Zone der verwitterten Altmoränen. Als hervorragende Glieder dieser Zone seien genannt: Die Berge bei Itzehoe, Wacken, Nienbüttel usw. mit ihren Schollen von Kreide, Eocän, Oligocän, Miocän und marinem Altinterglazial; die Berge bei Burg in Dithmarschen mit Schollen von Eocän, Oligocän und Interglazial; der Stapelholm mit eingepreßtem Miocän und Altdiluvium; die Hügel von Bredstedt mit Schollen des Miocäns und Altdiluviums und die ähnlich gebildeten Hügel von Lügumkloster. Überall in dieser Zone treten dem Beobachter die gleichen Bilder entgegen: Schwarzblauer mit Kreidestücken gespickter Geschiebemergel, eingekeilt zwischen ausgelaugte, oft rostfarbige Sande unter einer Decke von ebenfalls ausgelaugtem, aber ungestörtem Geschiebesand — jene abgelagert vor und unter dem stoßweise vorrückenden, seine eigenen Sedimente immer wieder aufwühlenden Eise, diese dagegen über die Trümmermasse der Sturm- und Drangperiode als letzter Schmelzschutt ruhig und gleichmäßig niedergelegt. Oder man sieht[1]) zwei, drei, vier und noch mehr durch das Inlandeis von Nordosten flach übereinander geschobene Schuppen aus einem und demselben Geschiebemergel (mit vordiluvialen Tonschollen) und aus den gleichen wiederkehrenden

[1]) z. B. Bahneinschnitt bei Bredstedt. Ich vermute, daß auch der Einschnitt im Schwarzen Berge bei Stade (vergl. Erläuterungen zu Blatt Stade, Lieferung 106 der geol. Spezialkarte von Preußen), der eine Wiederkehr des borealen Meerestones, welcher das Liegende einer Austernbank bildet, auch in deren Hangendem gezeigt hat, lediglich zwei Schuppen durchschneidet, so daß dort in Wirklichkeit kein hangender Borealton vorhanden ist.

Schichtsanden, die eine gewaltige Mächtigkeit des Diluviums vortäuschen; an Stellen, wo die Schuppen ganz aus tertiären Untergrundsmassen gebildet sind, wie z. B. am Morsumkliff auf Sylt, haben sie sogar zu fabelhaften Mächtigkeitsschätzungen geführt. An anderen Orten dagegen findet man die Grundmoränen und Schichtsande auf weite Strecken regelmäßig gelagert, z. B. am Othmarschener und Schulauer Elbkliff und an dem alten Küstenkliff zwischen Kuden und St. Michaelisdonn; eine Tiefbohrung bei Schulau hat gezeigt, daß dort zugleich der vordiluviale Untergrund in großer Tiefe verborgen liegt.

Es soll damit nicht gesagt werden, daß die Schollen ausschließlich in den Altmoränen vorkommen; man findet sie vielmehr in manchen Gegenden, z. B. in der Gegend zwischen Lübeck und Lauenburg, ferner bei Nortorf, im Sundewitt, bei Hadersleben und im dänischen Nachbargebiet auch in den jungen Grundmoränen; aber sie sind in der älteren Landschaft besonders häufig und charakteristisch. In der Hamburger Gegend läßt übrigens die Schollenführung der beiden Moränen gewisse Unterschiede erkennen. Die jüngere Moräne in der Umgebung von Ahrensburg ist durch Anhäufungen von Juragesteinen, Saltholmskalk und eocänem Sandstein ausgezeichnet, die dem südlich vorliegenden Gebiet fast gänzlich fehlen.

2. Die innere Gliederung des Diluviums.

A. Der Untergrund des Diluviums.

Soviel man bisher weiß, ruht das Quartär der Hamburger Gegend überall auf tertiären Schichten. Zwar weist der auffällige Gehalt der Ahrensburger Moräne an Geschieben des Oberen Lias, Unteren Doggers, Cenomans und Senons (einschließlich des Daniens) darauf hin, daß das Inlandeis irgendwo im Nordosten eine Barre dieser Formationen berührt haben muß, und es scheint auch, daß diese Barre nicht in der Ostsee, sondern unter dem Festlande zwischen Lübeck und Hamburg zu suchen ist, aber noch fehlt jede nähere Spur. Etwas anders verhält es sich mit dem Zech-

stein. Der Gips und sein Residualton[1]) in der Kallmorgen'schen Ziegeleigrube zu Langenfelde ist zwar, soweit die bisherigen Aufschlüsse reichen, vollkommen von Miocän umhüllt, welch letzteres auch in der benachbarten Bohrung der Wachsbleiche zu Ottensen auf dem Gips lagert; wenn man aber die Gegend von Elmshorn in die Betrachtung einbezieht, so hat man bei der Ziegelei »Roter Lehm« eine Fläche unmittelbarer Berührung von Quartär und Zechstein (Roter Salzton, Dolomit, Stinkkalk). Über die Beschaffenheit und Gliederung des Tertiärs findet man Angaben bei Gottsche, Koert, Horn, Koch und Gripp; auf eine im Westen unseres Gebietes entwickelte jüngste Stufe des Obermiocäns, den Glimmersand, hat Verfasser in diesem Jahrbuch für 1912, Bd. XXXIII, Teil II, aufmerksam gemacht. Es genügt, hier zu erwähnen, daß in der Hamburger Gegend bisher das Mittlere und Obere Oligocän und das gesamte Miocän anstehend aufgeschlossen oder erbohrt worden sind; Eocän ist durch keine der bisherigen Bohrungen erreicht, aber in Gestalt diluvialer Schollen bekannt.

Für unsere Betrachtungen handelt es sich nur um die Oberfläche des Tertiärs, die unter dem Quartär durch zahlreiche Bohrungen abgetastet ist. In der anliegenden Tabelle gebe ich einen Überblick über die Bohrpunkte unserer Gegend, in denen das Tertiär erreicht ist. Die Mehrzahl der Bohrungen ist mir in Probenserien bekannt; die Angaben über die neueren Bohrungen des Hamburger Wasserwerks habe ich der Arbeit von E. Koch über den Untergrund der rechtselbischen Marsch oberhalb Hamburgs entnommen[2]), in der sich auch der schätzenswerte Versuch einer Höhenkarte der Tertiärfläche jenes Gebietes findet. Für den obermiocänen Glimmerton habe ich auch die Unterkante angegeben, sofern sie erbohrt ist, weil ihre Lage Aufklärung über den Anteil der Tektonik an der Gestaltung der Tertiärfläche gibt. Ich bin dabei von der Annahme ausgegangen, daß der Glimmerton konkordant auf den älteren Miocänstufen, dem ma-

[1]) Gottsche's »Kapselton«.

[2]) Jahrbuch d. Hamburger Wissenschaftl. Anstalten, Bd. 30, 1912, 6. Beiheft, Hamburg 1913.

rinen Mittelmiocän und der Braunkohlenformation, aufruht. Faunistische Gründe machen es wahrscheinlich, daß Glimmerton und mittelmiocäner Meeressand bei uns in einem und demselben Meere niedergeschlagen sind, dieser zu Beginn der Transgression in der Flachsee, jener in später vertieftem Wasser. Gripp's Untersuchung hat gelehrt, daß auch während des Untermiocäns das Flachmeer unserer Gegend niemals fern gewesen ist. Daraus ergibt sich die Vorstellung, daß vom Untermiocän bis zur Ausbreitungszeit des Glimmertonmeeres die Landschaft stets sehr eben war. Findet man jetzt in der Basis des Glimmertons starke Höhenunterschiede, so dürften diese auf nachträglichen Lagerungsstörungen beruhen; nur die kleineren Unebenheiten sind wohl ursprüngliche. Auch ist es anzunehmen erlaubt, daß die Unebenheiten der Braunkohlenformation[1]) durch den feinen Meeressand im Liegenden des Glimmertons einigermaßen ausgeglichen sind.

Aus dem ziemlich dichten Netz der Beobachtungspunkte ersieht man nun, daß die tertiäre Oberfläche viel kräftiger modelliert ist, als die Landschaft der Gegenwart, und zwar sind ihre Formen vorwiegend Erosionsformen. Der zähe Glimmerton, der ursprünglich gegen 120—150 m mächtig gewesen sein muß, ist in jungtertiärer oder altdiluvialer Zeit in verschiedenem Maße abgetragen, ja stellenweise ganz durchgenagt worden, so daß die Diluvialschichten bis aufs Mittlere und Untere Miocän hinabreichen; das Oligocän scheint von dieser Erosion nicht mehr erreicht zu sein. Im Südosten und Osten von Hamburg ist das gesamte Tertiär etwas angehoben, so daß auf einer Linie, die E. Koch von Ochsenwärder nach Boberg zieht, und die von dort in nörd-

[1]) In der Tabelle sind mit »Braunkohlenformation« die limnischen Ablagerungen unterhalb des Glimmertons bezeichnet, die wohl im wesentlichen untermiocänen, z. T. vielleicht auch mittelmiocänen Alters sind. Leidlich sicher erkannte Meeressande im Liegenden des Glimmertons sind »Mittelmiocän«, Schichten unsicherer Stellung »tieferes Miocän« genannt. In den meisten Bohrprofilen ist eine zuverlässige Ausscheidung des marinen Mittelmiocäns unmöglich. Unter »Glimmersand« ist obermiocäner Glimmersand im Hangenden des Glimmertons verstanden.

licher Richtung zu verlängern sein mag, das Ober- und Mittelmiocän in der Elbtalsohle unter dem Diluvium ausstreicht und das Untermiocän die weitere Tertiäroberfläche einnimmt. Zwischen Reinbek, Wohltorf und Höltenklinke sind darüber ansehnliche, am Bille- und Elbtalrande sichtbare Decken von höherem Miocän erhalten, aber unter Börnsen scheint das Untermiocän bereits bis gegen 30 m über NN. aufzuragen. Andererseits senken sich die Miocänschichten gegen St. Georg, Eilbek, Wandsbek und Altrahlstedt; unter Barmbek liegt die Glimmertonbasis bereits recht tief, und unter Lokstedt erreicht sie mit —287 m Tiefe ihre größte Senkung im ganzen Umkreis von Hamburg. Örtlich hebt sie sich an dem Langenfelder Gipsstock bis gegen 15 m über NN. Dieser Gipsstock scheint aber schon zur Obermiocänzeit eine Untiefe oder Insel gebildet zu haben, denn man hat im anliegenden Glimmerton Zechsteingerölle und Vogelknochen gefunden. Von Langenfelde scheint die Miocänerhebung sich nach Eidelstedt fortzusetzen, wo in —32 m Tiefe bereits Untermiocän ansteht. Zwischen Eidelstedt und Pinneberg fehlen leider tiefe Bohrprofile, so daß es zweifelhaft bleibt, ob die Erhebung lückenlos fortstreicht. Immerhin treffen wir zu Eggerstedt (zwischen Halstenbek und Pinneberg) anstehendes Untermiocän, das bis 10 m über Null aufragt, und ebenso in westlicher Richtung von Eidelstedt zu Friedrichshuld bei Schenefeld; indessen sind diese Vorkommen untereinander durch oberflächliches Diluvium getrennt und ihr Tiefenzusammenhang ist unbekannt[1]). In Pinneberg scheint das Untermiocän noch hoch zu liegen, wogegen in Pein, Esingen, Tornesch, Ütersen, Glinde und Appen wieder Glimmerton in durchaus normaler Lage erscheint. Seine Unterkante liegt in Ütersen und Glinde vollkommen so tief wie in Hamburg; daß er in dieser Gegend, besonders zwischen Ütersen und Tornesch, der heutigen Oberfläche so nahe kommt, liegt daran, daß dort die jungtertiäre und diluviale Erosion nur wenig eingegriffen hat. Infolgedessen sind sogar die etwa 20—30 m mächtigen, feinen, tonigen Sande,

(Forts. s. S. 247, unten)

[1]) In Brande, zwischen beiden Vorkommen, ist ein eigentümlicher Ton unbekannter Stellung erbohrt (Proben fehlen).

Höhenlage des Tertiärs in der Gegend von Hamburg.

Die Angaben beziehen sich auf Normalnull. Hamburger Null liegt 3,538 m unter Normalnull.

Bohrpunkt	Tertiärstufe	Oberkante	Unterkante	
Tornesch, Preßhefefabrik	Glimmersand	— 8,4		
Esingen	»	ca. — 2		
Pinneberg, Wasserwerk, Brunnen II	»	ca. —11		
Peiner Hof, Bohrung 3	»	ca. + 7		
» » » 1	Glimmerton	ca. —30		
Glinde, Ziegelei Riedemann	»	—44	—132,5	
Uetersen, städtische Bohrung 1 (westlich Lohe)	Glimmersand	—13		
» » » 20 (b. Unter-Glinde)	»	—35		
» » » 21 (b. Appen)	Glimmerton	— 2,5		
» » » 40 (N. von U.-Glinde)	Glimmersand	+ 1,2		
» » » 41 (SO. » »	Glimmerton	— 5,7		
» » » 42 (» » »	»	— 5,25		
» » » 43 (» » »	Glimmersand	— 1,2		
» » » 48 (O. » »	Glimmersand?	— 1,9		
» , Papierfabrik	Glimmerton	ca. —25	ca. —125 (142?)	
Eggerstedt	Miocän	—56		nach C. Gottsche
Tinsdahl bei Schulau, Bohr. d. geol. Landesanst.	Glimmerton	—80,5	—167	
Rissen, Besitzung Loesener	»	ca. —65		
» , Stucken'sche Kiesgrube	»	ca. —48		
Falkenstein, Stucken'sche Bohrung 2	»	ca. —61		
» , Altonaer Pumpstation	» *)	—26,2	—163?	*) hiervon sind die obersten 19,6 m Glimmersand
Blankenese, Sülldorfer Weg, Wasserwerk, Bohr. 2	»	ca. —28		
Schenefeld, Leimfabrik	»	—66,5		nach C. Gottsche
Othmarschen, Körting	»	—61,5		
Finkenwerder, Kanalstack	Braunkohlenformation	—241,3		
Eidelstedt, Tivolibrauerei	»	—32		
» , Bahnwärterhaus	»	—62		
Ottensen, Wachsbleiche[1])	Glimmerton	+ 4,0	— 24,8	
Altona, Langenfelderstraße	»	— 36,3	— 94,5	
» , Lokomotivschuppen	»	+ 1,0		
» , Garnisonlazarett	»	—107,8		
» , Holstenbrauerei	»	—70,9	— 85,8	

[1]) Eine Bohrung der Firma Desenss & Jacobi auf einem andern Teil des Geländes der Wachsbleiche (»beim Diebsteich«) im Jahre 1878 stand mit 136,85 m noch im Miocänsand.

Bohrpunkt	Tertiärstufe	Oberkante	Unterkante	
Altona, Breitestr., Bavariabrauerei	Glimmerton	—43,3	—115,5	
» , Lucienstraße	»	—17?	— 69?	
» , Fischereihafen, Bohrung VII	»	—17,09		
» » » VIII	»	— 9,70		
» » » IX	»	—10,70		
» , Neumühlener Kai, Bohrung II	»	—11,40		
» » » » III	»	—10,80		
» » » » IV	»	—12,15		
» » » » V	»	—12,70		
Hamburg-Eimsbüttel, Fruchtallee 112	»	— 9,5		
» » , Vereinsstr.	»	—60		
» » , Eichenpark	»	—15,5		
Hamburg-St. Pauli, Kampstr. 35	»	—23	—116,5	
» » , Carolinenstr. 45	»	—28,5	— 97,9	
» » , Eckernförderstr. (Koopmann)	Mittelmiocän?	—74,3		Bestimmung ganz unsicher
» » , Heiligengeistfeld, Stammsielbohrung R 47	Glimmerton	+ 2,0		
» » , Taubenstr., Aktienbrauerei	»	— 6,8	—113,60	
» » , Hafenstr., Sielbohrung 1	»	+ 0,78		
» » » » 2	»	+ 0,1		
» » » » 3	»	— 0,6		
» , ältere Elbtunnelprojektbohrung 1	»	— 5,06		
» » » 2	»	— 9,06		
» » » 3	»	—12,77		
» » » 4	»	—11,22		
» -St. Pauli, Nordschacht des Elbtunnels	»	— 9		nach E. Horn
» » Elbtunnel, 55 m vom Nordufer	»	— 7,8		»
» » » 115 » » »	»	—18		»
» -Neustadt, Wallanlagen	»	— 4		
» » , Gr. Bleichen 40	»	—10		
» » » 31	Tief. Miocän	—122,2		
» » , Teilfeld-Herrengraben	Glimmerton	— 3,5		
» » , Schaarmarkt-Brauerknechtsgraben	»	—16,6		
» » , Schaarmarkt, Badeanstalt	»	—18,4		nach C. Gottsche
» -Altstadt, Rathausstr.	»	ca.—10		
» » , Hopfenmarkt	»	—53,85		

Bohrpunkt	Tertiärstufe	Oberkante	Unterkante	
Hamburg-Altstadt, Gertrudenkirchhof	Glimmerton	—39	—109	
» -Roterbaum, Alsterufer 27	»	$\frac{-48}{(-39?)}$	—116	
» -Winterhude, Barmbeckerstr. 260	»	—85,5	—163,5	
Lokstedt, Wasserwerk an der Kollau I	»	—251,8	—287	nach W. Koert
» » » » » II	»	—247,5		»
» » » » » III	»	—231		»
Hamburg-Barmbeck, Friedrichsbergerstr.	»	—84,1	—156,5	
» » , Markt	»	—34,5	—134,5	
» » , Neues Krankenhaus	»	—77,26	—170,46	nach Mitteilung von E. Koch
Wandsbek, Markt	»	—51,2	— 97	nach J. Schlunck
» , Elektrizitätswerk	»	—74,5	— 85	»
» , Brauereistr., Reichardt	»	—120?	—ca. 140	»
» , Hirschstr. Gasanstalt	»	ca.—54		»
» , Jenfelder Weg, Dampfmühlen A.-G.	»	— 59,5	—133	»
» , Lübeckerstr. 99, Helbing I	»	—11,7	— 96,5	»
» » II	»	—26,2	—102,5	»
» » III	»	—79,95	—105,15	»
» » »	»	—50,1		nach C. Gottsche
» , Schloßstr./Schillerstr.	»	—19	— 44,1	nach J. Schlunck
» , Husarenkaserne	»	—17,2	— 87,25	»
» , Brauerei Germania	»	—75	—107,05	»
» » Sophienthal	»	—23	— 97,1	»
» » »	»	—10,5	— 94,1	»
» » »	»	— 7,5	— 93,25	»
Hellbrok, Margarinefabrik H. Voß	»	ca.—34,5	—134,5	
Hinschenfelde, Hügelmann	»	—50?		
Altrahlstedt, Elektrizitätswerk	»	—15	—100	
Hamburg-Uhlenhorst, Hofweg 88	»	—83,5		nach C. Gottsche
» -St. Georg, Danzigerstr. 48	»	—76,5		»
» » , Repsoldstr. 67	»	—142,3?		»
» -Eilbek, Bürgerl. Brauhaus	»	— 7,75	—103,5	
» -Billwerder Ausschlag, Ausschläger Elbdeich 100—105	»	—19,3	— 22,5	
» » » Ausschläger Allee 94	»	—17,1		
» -Rothenburgsort, Wasserkunst	»	—40,9	— 55,5	»
» -Horn, Hornerlandstr. 85	»	—38,4		revidiert nach dem Bohrjournal von Deseniss & Jacobi

Bohrpunkt	Tertiärstufe	Oberkante	Unterkante	
Hamburg-Hamm, Hammerlandstr. 250	Tief. Miocän	—133,5		revidiert nach dem Bohrjournal von Deseniss & Jacobi
» -Steinwerder, ehemal. Schulhaus	»	—25,5	—114	nach E. Horn
» -Kuhwerder	»	—18	—120	
» -Neuhof, Verwaltungsgebäude am Reiherstieg	»	—100,8	—127	
Altenwerder, Gemeindebrunnen	»	—15	—159	
Wilhemsburg, » I	Glimmerton	ca. —38,3	ca. —100	
» » II	»	ca. —38	ca. — 94	
» , Bohrung Wülffken, Am Grünen Deich	»	ca. —40 (—37?)	ca. — 80	
» , Wollkämmerei	Braunkohlenformation	ca. —290		nach J. Schlunck
» , Rangierbahnhof	Glimmerton	ca. — 28	ca. — 77	
» , Spar- u. Bauverein, Eichenallee	»	ca. — 42	ca. — 96	
» , Bohrung Zeyn, Marienstr.	»	ca. — 54		
Harburg, Kautschukwerke Dr. Traun Söhne	»	—19,1		nach E. Horn
» , Palmkernölfabrik Koch & Co.	»	+ 0,6	— 48	»
Westerhof bei Tötensen	Braunkohlenformation	ca. +48		nach W. Koert
Harsefeld bei Altkloster	»	ca. +10		» J. Stoller
Buxtehude, Wasserwerk I	Glimmerton	—69	— 94	» J. Schlunck
Büttel bei Brunsbüttel	»	ca —239		
Kirchsteinbek, Ziegelei	»	—24		
Glinde, Bohrung der geolog. Landesanstalt	Braunkohlenformation	—13		
Sande, Wasserwerk, Bohrung 2	»	—18,7		
Bergedorf, Fabrik von Kufeke	»	—54,6		» E. Koch
Wentorf	Glimmerton	+36		»
Börnsen	Braunkohlenformation	ca. +32		» W. Koert
Reinbek, Besitzung Tiefenbacher	Glimmerton	+17,50		
» » Mutzenbecher	»	+19,20		
Bergedorf, Faserstoffzurichterei	Braunkohlenformation	—48,93		» E. Koch
» , Eisenwerk	»	—48,50		»
» , Wasserwerk	»	— 3,90		»
» , Vereinsbrauerei	»	—24,70		»
» , Weidenbaumsweg	»	—43,20		»
Hamb. Wasserw., Bohr. HI (Tiefstack)	Glimmerton	—53,5		»
» » » HV (Mittl. Landweg)	Braunkohlenformation	—187,8		»
» » » LVI (Tiefstack)	Glimmerton	—25,8		

Bohrpunkt	Tertiärstufe	Oberkante	Unterkante	
Hamb. Wasserw., Bohr. LVII (Tiefstack)	Glimmerton	—38,0		
» » » LVIII »	»	—34,75		nach E. Koch
» » » LIX »	»	—48,25		»
» » » LXIII (östl. Tiefstack)	»	—65,60		»
» » » Fl. 166 (Spatenl. Ausschl.)	»	—21,50		»
» » » » 144 (Moorwerder)	»	—23,80	—25,20	»
» » » » 142 (Ochsenwerder)	»	—25,82	—31,10	»
» » » » 147 (Tatenberg)	Mittelmiocän	—32,9		»
» » » » 165 (Buntehaus)	Braunkohlenformation	—18,35		»
» » » » 140 (Ortkathen)	»	—19,60		»
» » » LXIV (Billwerder, Ladenbeck)	Glimmerton?	—69,90	—79,9?	
» » » Fl. 34 (Billwerder, Süd)	Tief. Miocän	—23,30		
» » » » 37 » »	Mittelmiocän	—24,50		»
» » » » 31 » »	Glimmerton	—24,90	—35,70	
» » » » 39 » »	Tief. Miocän	—24,40		»
» » » » 40 » »	Braunkohlenformation	—23,20		»
» » » H 13 » »	»	—34,05		
» » » Fl. 36 » »	»	—27,00		
» » » H 16 (Höltenklinke)	»	— 7,10		»
» » » Fl. 104 (Achtenschlag)	»	—18,80		»
» » » » 101 (Kurslak)	»	—25,90		»
» » » » 106 (Achterschlag)	»	—19,55		»
» » » » 152 »	»	—14,80		»
» » » » 102 (Kurslak)	»	—19,30		»
» » » » 103 »	»	—12,80		»
» » » » 107 »	»	—15,70		»
» » » H 17 »	»	—12,10		»
» » » Fl. 105 »	»	—16,50		»
» » » B 16 »	»	—21,10		»
» » » B 20 »	»	—16,08		»
» » » Fl. 108 (Altengamme)	»	—23,55		»
» » » » 109 »	»	—14,60		»
» » » » 110 (Horst)	»	—38,40		»
» » » » 114 »	»	—23,00		»
» » » » 115 (Altengamme)	»	—20,45		»

Bohrpunkt	Tertiärstufe	Oberkante	Unterkante	
Hamb. Wasserw., Bohr. Fl. 111 (Altengamme)	Braunkohlenformation	—23,00		nach E. Koch
» » » » 112 »	»	—17,80		»
» » » » 113 »	»	—17,85		»
» » » » 117 (Borghorst)	»	—20,00		»
» » » » 156 »	»	—16,60		»
» » » » 154 (Altengamme)	»	—15,65		»
» » » » 153 »	»	—19,80		»
» » » » 116 »	»	—21,00		»
» » » » 155 »	»	—18,25		»
» » » » 157 »	»	—20,25		»
» » » Th XV (Kurslak)	»	—88,40		»
» » » Fl. 118 »	»	—20,04		»
» » » » 120 (Neuengamme)	»	—21,65		»
» » » » 119 »	»	—18,30		»
» » » » 122 »	»	—18,90		»
» » » » 123 (Altengamme)	»	—26,60		»
» » » » 125 (Kirchwerder)	»	—29,70		»
» » » » 126 »	»	—16,40		»
» » » Th XVI »	»	—39,00		»
» » » Fl. 131 (Hove)	»	—16,80		»
» » » » 130 »	»	—11,00		»
» » » » 129 »	»	—32,25		»
» » » » 169 (Zollenspieker)	»	—37,10		»
» » » » 163 (Hove)	»	—36 od. —40,7		»

die das Hangende des Glimmertones bilden und durch Zunahme des Tongehaltes in ihn überleiten, fast vollkommen bewahrt geblieben. Ist nach alledem die Lagerung des Miocäns von Eidelstedt in der Richtung jenseits Pinneberg nicht einheitlich, so bleibt auch die Frage dunkel, ob eine unterirdische Brücke zwischen dem Langenfelder Gips und dem Zechsteinletten von Lieth bei Elmshorn besteht, wie sie durch die hohe Lage des Untermiocäns bis Pinneberg angedeutet scheinen könnte.

Gehen wir von Langenfelde nach Süden und Südwesten, so

finden wir den Gips, der in der Kallmorgen'schen Tongrube eine undeutliche Bankung und an dieser ein Streichen von N 20° O und ein Fallen von 70° erkennen läßt, in der Bohrung der Altonaer Wachsbleiche, 800 m von seinem Tagesaufschluß, bei etwa —72 m Tiefe noch einmal erbohrt. Da ist seine letzte sichere Spur; ein schwach gipshaltiges Grundwasser aus einem Rohrbrunnen in Bahrenfeld mag aus dieser Gegend herbeifließen, und der angebliche Erdfall an der Baur-Straße vom 24. Januar 1834 sowie der als Erdfall-Ausfüllung gedeutete Bahrenfelder See sind keine beglaubigten Zeugen unterirdischen Gipses. Die Oberfläche des Miocäns bleibt allerdings unter Ottensen auffallend hoch, und nach alten, an Proben nicht mehr nachzuprüfenden Bohrregistern aus diesem Stadtteil scheint auch die Facies der Miocänschichten derjenigen der Bohrung Wachsbleiche zu ähneln. Leider ist die Basis des Glimmertones hier nicht bekannt, so daß sich nicht erkennen läßt, ob unter Ottensen eine tektonische Erhebung oder nur ein nichterodierter Rumpf von Tertiär vorliegt. Südwärts von hier, im Elbtale, ist aber der Glimmerton zu Altenwerder, wo er die ungewöhnliche Mächtigkeit von 144 m besitzt, mit seiner Sohle bereits bis —159 m hinabgesunken. Nach Westen, gegen Blankenese, Rissen und Schulau wird die Oberfläche des Glimmertons in sehr verschiedenen Tiefen erreicht, während seine Sohle wahrscheinlich ziemlich eben bleibt. Nach Osten streicht die Erhebung der Oberfläche unter den südlichen Teilen von Altona und Hamburg sowie unter der Norderelbe ungestört bis nach Rotenburgsort und tritt dort in Verbindung mit dem auf E. Koch's Karte dargestellten unterirdischen Miocänrücken von Tiefstack-Moorfleth-Ochsenwerder. Die von Koch auf Grund der Wasserwerksbohrung HI bei Tiefstack vermutete Unterbrechung des Rückens durch eine gegen Wilhelmsburg gerichtete Einsenkung bezweifle ich. Unter Wilhelmsburg ist die Glimmertonsohle ein wenig angehoben, unter Harburg offenbar noch mehr, und zu Westerhof im Süden von Harburg sowie in der Forst Harsefeld bei Altkloster berührt das Untermiocän die Quartärdecke; man darf also die oben erwähnte Koch'sche Streichlinie von Moorwerder südlich um Harburg ver-

längern und erhält damit das Bild einer nicht einfach muldenförmigen, sondern etwas schüsselförmigen, flachen Einsenkung der Tertiärschichten von Osten und Süden gegen Hamburg.

Die tertiäre Landoberfläche hat, wie gesagt, eine vom Streichen und Einfallen der Schichten unabhängige Gestalt, deren größte Eigentümlichkeit einige außerordentlich tiefe, talartige Einschnitte sind. Die Tabelle über die Tertiärbohrpunkte enthält bereits verschiedene Ziffern, die dies beweisen. Zur Ergänzung des Bildes lasse ich eine Anzahl von Punkten folgen, an denen das Quartär in mehr als 50 m Tiefe unter NN. nicht durchsunken ist. Beginnen wir die Betrachtung mit dem durch das verhältnismäßig dichte und regelmäßige Brunnennetz des Hamburger Wasserwerks am besten bekannten Elbtalgebiet oberhalb der Stadt, so sehen wir auf der Karte von E. Koch, daß ein breites unterirdisches Tal sich von Kirchwerder über Allermöhe durch das Billwerder unter den östlichen Teil von Hamburg erstreckt. Zwischen Drennhausen und Zollenspieker scheint ihm ein Nebental zuzugehen; an der Westseite von Bergedorf ist vielleicht ein zweites Nebental oder ein Nebenarm vorhanden, während wir östlich vom Mittleren Landweg eine Inselhöhe finden. Zwischen Tiefstack und Horn verengt sich das Tal auf knapp 2 km bei einer relativen Tiefe, von mindestens 0,275 km. Dann scheint es sich durch die Hamburger Stadtteile St. Georg, Hohenfelde, Harvestehude und Eppendorf nach Lokstedt zu ziehen, wo seine Spur im unsondierten Gelände verlorengeht. Andererseits hat man auch unter Alsterdorf, Farmsen und Volksdorf tiefe Hohlformen im Tertiär, deren Beziehungen unter einander und zu dem eben genannten Tal noch nicht aufgehellt sind.

Die Spuren einer dritten tiefen Talung kann man sodann von der Wollkämmerei Wilhelmsburg etwa unter der Rethe und dem Köhlfleth (Finkenwerder) entlang nach Nienstedten, Hochkamp und Dockenhuden verfolgen. Gewisse Anzeichen deuten darauf hin, daß auch die Gegend von Övelgönne und Teufelsbrücke in den Bereich dieser Talung fällt, die vielleicht über Sülldorf und entlang dem Südwestrand der Forst Klövensteen

ihre Richtung auf Heidrege oder Moorrege im Süden von Ütersen nimmt.

Bohrungen bis zur Tiefe von mehr als — 50 m NN., die kein Tertiär erreicht haben:

Holm (Blatt Ütersen), Ziegelei Schiffstedt . . .	Quartär	bis	mehr	als	— 65
Dockenhuden (Bl. Wedel), Villa Münchmeyer .	»	»	»	»	—152,6
Nienstedten (Bl. Hamburg), Elbschloßbrauerei .	»	»	»	»	—179,7
Hamburg-Eppendorf, Martinistr. (Bethanien) . .	»	»	»	»	—153
» -Harvestehude, Abteistr. 38	»	»	»	»	—204
» -Hohenfelde, Lübeckerstr. 110 . . .	»	»	»	»	—113
» -Borgfelde, Anckelmannplatz	»	»	»	»	—193,25
» -Eilbek, Hasselbrookstr.	»	»	»	»	— 75
» -St. Georg, Grüner Deich, Peters . .	»	»	»	»	—180
» » » » » Sohst . . .	»	»	»	»	—170
» -Billwerder Ausschlag, Bullenhuser Damm 73, I	»	»	»	»	—175,8
» » » Bullenhuser Damm 73, II	»	»	»	»	—203,5
Billwerder, Wasserwerksbohrung L V	»	»	»	»	—299
» » L XII . . .	»	»	»	»	—297,1
» » L X	»	»	»	»	—281,94
» » L XI	»	»	»	»	—274,60
» » H II	»	»	»	»	—273,50
» » H III	»	»	»	»	—183,60
» » H IV	»	»	»	»	—270,58
» » Fl 33 . . .	»	»	»	»	— 54,52
Reitbrook, » Fl 149 . . .	»	»	»	»	— 58,25
Ortkathen, » Fl 148 . . .	»	»	»	»	— 76,57
» » Fl 137 . . .	»	»	»	»	— 64,40
Kirchwerder-Fünfhausen, » Fl 134 . . .	»	»	»	»	— 68,50
Kirchwerder-Warwisch, » Fl 164 . . .	»	»	»	»	— 51,20
Neuengamme, » Fl 124 . . .	»	»	»	»	— 62,05
Kirchwerder, » Fl 127 . . .	»	»	»	»	— 75,25
Alsterdorf, Besserungsanstalt	»	»	»	»	—155
Farmsen, Werk- und Armenhaus	»	»	»	»	—181
Volksdorf, Pestalozzistift	»	»	»	»	—101

Daß diese tiefen Täler keine tektonischen Einbrüche, sondern Erosionserzeugnisse sind, geht aus der Betrachtung über die allgemeine Lagerung des Tertiärs und aus der Untersuchung der Talquerschnitte klar hervor. Im nördlichen Billwerder zeigt eine

Reihe das dortige Tal überquerender Tiefbohrungen, daß, je tiefer der erreichte Punkt der unterirdischen Böschung liegt, um so tiefer auch die an ihm ausstreichende Tertiärschicht in der stratigraphischen Folge steht. Der Talboden wird vom Untermiocän, die Böschung vom Unteren, Mittleren und Oberen Miocän gebildet. Ebenso ist es in Finkenwerder und Wilhelmsburg. Es mag sein, daß eine leichte Flexur oder Verwerfung die Erosion auf sich zog, aber diese letztere tat die Hauptarbeit.

Die Zeit, in der diese Erosion stattfand, läßt sich aus der Talfüllung ableiten. In den Talgründen liegt das älteste Diluvium der Hamburger Gegend, der zuerst von Gottsche[1]) nachgewiesene tiefste Geschiebemergel, Sediment der ersten Vereisung. Die Täler sind also älter als das Quartär und jünger als das Obermiocän, in welches sie eingeschnitten sind, somit pliocän. Ihre Erosion hat eine allgemeine Landerhebung von mindestens 300 m über den heutigen Meeresstand zur Voraussetzung. An den marinen Sedimenten des Pliocäns im südwestlichen Nordseegebiet (Belgien, Niederlande, England) erkennt man einen schrittweisen Rückzug des Meeres gegen Norden in der ganzen Pliocänperiode. Es scheint ferner, daß die See, die sich im Obermiocän noch bis zum Ostrande der südlichen und mittleren cimbrischen Halbinsel erstreckte, durch westwärts fortschreitende Hebung verdrängt wurde, und man darf annehmen, daß diese Hebung im Oberpliocän ihr Höchstmaß erreichte. Die bei Hamburg beobachtete Talbildung ist keine örtliche Erscheinung, sondern ist in gleicher Art auch unter Bremen, unter Brunsbüttel und unter Tönning an der Eider nachgewiesen, wo sie gar eine Tiefe von — 350 m zu erreichen scheint[2]). Versunkene präquartäre Täler findet man ferner im ganzen deutschen Ostseegebiet und landeinwärts bis über Berlin hinauf; auch in Schonen rechne ich zu ihnen das

[1]) C. Gottsche, Die tiefsten Glazialablagerungen der Gegend von Hamburg. Mitteil. d. Geograph. Gesellsch. in Hamburg, Bd. XIII, 1897.

[2]) Ich nenne diese Ziffer nicht ohne große Zweifel, da die Proben trotz der als »Trockenbohrung« angegebenen Methode nicht zuverlässig sauber erscheinen. Schon die Sande bei 190 m Tiefe könnten tertiär sein.

vergrabene Tal des sogenannten Alnarps-Flusses[1]), das durch die Wasserbohrungen von Malmö aufgedeckt wurde. Der Boden dieses Tales liegt durchschnittlich etwa 62 m, an der tiefst bekannten Stelle 78,9 m unter Meeresspiegel. Neuere Bohrungen in Jütland haben auch dort das Vorhandensein präglazialer Tiefen bewiesen; so erreichte z. B. die dänische Staatsbohrung Skaerumhede westlich von Frederikshavn den vordiluvialen Untergrund (Senon) erst bei 176,8 m unter dem Meeresspiegel. Endlich sei noch an die norwegischen und schwedischen Förden erinnert, die kaum anders erklärt werden können, denn als ein großartiges System ertrunkener, pliocäner Täler, die das diluviale Eis erweitert und umgeformt hat. So erscheint Norddeutschland im Zusammenhang mit Skandinavien als ein riesiges Gebiet pliocäner Hebung und Flußerosion.

Die Sedimente der heutigen Elbe lassen infolge ihrer Feinheit im Bereich des Unterlaufes keine für das Stromgebiet charakteristischen Gesteinselemente mehr erkennen. Auch in den vordiluvialen Talgründen sind Elbsedimente petrographisch nicht nachweisbar. Dies ist zwar kein Beweis dafür, daß die Talgründe von einem fremden Fluß geformt wären, aber das letztere ist doch recht wahrscheinlich. Das pliocäne Flußsystem Norddeutschlands stimmte nur im Gebirge leidlich mit dem heutigen überein. Außerhalb der mesozoischen Landschaft war das Flußnetz anders gerichtet und kombiniert als das gegenwärtige. In dem tiefen Bremer Tertiärtal finden wir keine Wesergerölle; dieser Strom ist nachweislich erst nach der zweiten Vereisung in die dortige Gegend gelangt. Bis spät in die Tertiärzeit sind die skandinavischen Flüsse bis nach Westpreußen und Pommern herabgekommen, weil es keine Ostsee gab. Die Verbreitung der baltischen Silurflinte lehrt, daß damals ein großer Urstrom von Osten nach Westen durch das südliche Ostseeküstengebiet zur Nordsee ging, der von Nord und Süd Neben-

[1]) N. O. Holst, Alnarps-Floden. Sveriges geol. undersökn. Ser. C, Nr. 237 (Årsbok 4, 1910, Nr. 9); vergl. dazu die Diskussion in Meddelelser fra Dansk geologisk Forening, Bd. 4, 1912.

flüsse aufnahm. Wenn, wie ich annehme, die Kaolinsande von Fiel bei Heide in Dithmarschen und von der Insel Sylt[1]) sowie die ihnen äußerst ähnlichen Quarzkiese von Greisdal bei Veile in Jütland jünger sind als der Glimmerton, so hätten wir in diesen an Silurflinten reichen Ablagerungen noch eine Hinterlassenschaft des baltischen Urstromes weit gen Nordwesten. Wie aber der Stromlauf sich im jüngeren Pliocän gestaltet hat, wissen wir nicht. Es sei hier gleich bemerkt, daß es auch aus der ersten Interglazialzeit noch keine Anzeichen für die Anwesenheit der Elbe in der Hamburger Gegend gibt. Damals lebte *Corbicula fluminalis* und *Paludina diluviana* in mitteldeutschen Teilen des heutigen Elbgebietes. *Corbicula* kennen wir auf zweiter Lagerstätte in Posen und zu Kopenhagen. Die Paludinenfunde reichen von der Berliner Gegend westwärts bis Stendal in der Altmark und Meyenburg in der Priegnitz, fehlen aber in ganz Schleswig-Holstein, obwohl es dort Süßwasserfaunen des älteren Interglazials gibt. Die Gegend hat also vielleicht auch damals noch nicht zum Durchflußgebiet der Elbe gehört.

Die bisher zu Gebote stehenden Tiefenmaße der Hamburger Pliocäntäler machen die Bestimmung des Gefälles noch nicht möglich. Es kann also zurzeit nicht gesagt werden, ob das Billwerder-Lokstedter Tal in nordwestlicher oder südöstlicher Richtung durchströmt ist. Noch weniger ist bekannt, ob und wieweit später Bodenbewegungen das ursprüngliche Gefälle verändert haben.

B. Ablagerungen der ersten Vereisung.

Die von Gottsche beschriebenen Sedimente der ersten Vereisung am Grunde der pliocänen Täler bestehen meistens aus geschiebeführenden Sanden und nur in einigen Fällen aus wirklichem Geschiebemergel. Diese Erscheinung im Verein mit der geringen Mächtigkeit der Sedimente hat zwei Fragen wachgerufen: Erstens, sind die Proben der fraglichen Sedimente vielleicht

[1]) Dies ist mir zwar mit großer Schärfe von gewisser Seite bestritten, aber zu meiner Genugtuung neuerdings durch K. Gripp mit paläontologischen Gründen bestätigt worden.

nichts anderes als grober Nachfall aus höheren Schichten, den das Spülbohrverfahren nicht zutage zu heben vermochte und der erst, wenn er lästig wurde, aus großer Tiefe durch besondere Vorkehrungen beseitigt wurde? Zweitens, handelt es sich um ein primäres Sediment oder um ein umgewandeltes, dessen Ursprungsschicht nicht jünger, sondern älter ist als das betreffende Tal, in dem es jetzt lagert? Es ist nämlich schwer, sich vorzustellen, daß die erste Vereisung ein so tiefes und steilwandiges Tal, wie dasjenige zwischen Tiefstack und Horn, überschritten und nur mit geringen Ablagerungen ausgekleidet haben soll, ohne es gründlich zu zerstören. Dürfte man dagegen annehmen, daß das Tal erst nach der ersten Eiszeit erodiert wäre, so ließen sich Geschiebesande an seinem Grunde genau so wie in unseren jungen postglazialen Tälern als grober Rückstand der durchnagten Moränendecke erklären. Nur wenn unzweifelhafter, unverwaschener Geschiebemergel im Grunde liegt, muß das Tal älter sein.

Die erste Frage ist schon von C. Gottsche im Verein mit Tiefbohrtechnikern geprüft worden. Neuerdings haben Gürich und Koch sie nochmals erörtert, und auch ich habe mich durch Nachuntersuchung der Bohrproben[1]) und Befragung technischer Autoritäten über dieselbe vergewissert. Das Ergebnis ist bei allen das gleiche: die Talsedimente der ersten Vereisung existieren wirklich. Was die Kiesschichten betrifft, so halten die Tiefbohrtechniker einen Nachfall des Geschiebematerials durch eine mächtige Tonstufe hindurch in weit über 100 m tiefere Schichten für ausgeschlossen. Es haben sich auch in solchen benachbarten Bohrungen, die von verschiedenen Unternehmern ausgeführt sind, die gleichen Erscheinungen gezeigt. Ferner ist die Beschaffenheit und namentlich die Ergiebigkeit des Wassers in diesen Schichten eine ganz andere, als in den etwa als Fortsetzung gedachten und seitwärts der Täler angebohrten Sandschichten des Untermiocäns.

Die Beschaffenheit der tiefsten Diluvialschichten

[1]) Dem Mineralogisch-geologischen Institut zu Hamburg verdanke ich die Einsicht in das gesamte Bohrprobenmaterial.

geht aus den anliegenden Bohrtabellen hervor. Sie beantworten auch die zweite und wichtigste Frage, ob echter Geschiebemergel in den tiefen Diluvialtälern vorkommt. Unter den mir bekannten Tiefbohrungen im Elbgebiet oberhalb Hamburgs haben nur die Wasserwerksbohrungen H IV und H V sowie die Privatbohrung Hammerlandstr. 250 Bildungen durchsunken, die als Geschiebemergel angesprochen werden könnnen. H IV ergab bei 256 bis 257,6 m Kies mit Steinen bis zu 7 cm Durchmesser, unter denen nordische Eruptivgesteine zu nennen sind. Schliffe habe ich an ihnen nicht mit Bestimmtheit festgestellt, doch ist zu bedenken, daß die starke Spülung beim Bohrverfahren sie verwischt haben kann. Aus 257,6 m Tiefe sind Stücke von grauem, sandigem Tonmergel gefördert, die Geschiebemergel sein können, aber kein vollkommen typisches Aussehen haben. In H V erscheinen zwischen 150 und 188 m Tiefe Lokalmoränenbänke mit zahlreichen einheimischen und noch zahlreicheren nordischen Geschieben. Diese Moränen möchte ich für Geschiebelehm halten, obwohl sie durch die starke Beimischung von Tertiärstoff von den höher liegenden, rein nordischen Mergeln abweichen[1]). Unter den daraus gelösten Geschieben (krystalline Gesteine, 1 obersilurischer Kalkstein) befindet sich auch ein roter Porphyr mit trefflichen Gletscherschrammen. Aus der Bohrung Hammerlandstraße 250 ist von 133—137,5 m Tiefe ein z. T. steiniger Geschiebemergel gefördert und von 137,5—155 m ein sandiger, dunkler Ton mit Steinen, dessen Charakter zweifelhaft sein kann. Unter den ausgeschlämmten Geschieben befinden sich ein Rhombenporphyr

[1]) Man könnte bei Betrachtung des im Anhang mitgeteilten Schichtverzeichnisses auf die Vermutung kommen, daß zwischen 157 und 181,6 m Tiefe Glimmerton und von 181,6 bis 184,6 m Mittelmiocän durchsunken sei, wenn man eine starke Vermischung der Bohrproben durch das Bohrverfahren annimmt, wie das zuweilen vorkommt. Einer solchen Vermutung steht aber die Tatsache im Wege, daß nach Ausweis der nächsten Profile beide Tertiärstufen nicht in dieser Tiefe, sondern etwa 100 m höher angetroffen werden müßten. Deshalb ziehe ich die Deutung der Proben als Material einer Grundmoräne mit mangelhaft assimiliertem Tertiärstoff vor. Daraus wäre zu folgern, daß das erste Eis hier wirklich ein Tal vorgefunden und Teile der tertiären Talwände in den Grund hinabgestoßen hätte.

sowie mehrere Silurkalke. In den Lokstedter Bohrungen überwiegt gleichfalls der altdiluviale nordische Kies mit einheimischer Beimengung, der auch dort durch Wasserreichtum ausgezeichnet ist. Nur in Bohrung I kommt bei 251,87—254,5 m unter Gelände ein der Probe nach echter, typischer, nordischer Geschiebemergel vor. In Farmsen (Werk- und Armenhaus) sind vom tiefsten Diluvium nur grobe Sande bei etwa 200 m Tiefe erreicht; möglicherweise stellen sich darunter noch gröbere Schichten ein.

In Hamburg-Harvestehude, Abteistr. 38, ist von 188,8 bis 209,3 m Tiefe nur Sand mit nordischen Gemengteilen erbohrt. In Nienstedten findet sich von 181,5—185 m Tiefe nach Gottsche »Sand und Kies mit grobem, nordischem Material und gerollten Tertiärconchylien« und von 185—189,5 m »dunkler, z. T. sandiger Geschiebemergel mit bis 6 cm großen Geschieben, darunter tertiärer Aragonit, tertiärer Sandstein, tertiäre Schwefelkiesstengel, lose Kreideversteinerungen, Feuerstein, silurischer Kalk, cambrischer Quarzit, roter Quarzporphyr und ein $5^1/_2$ cm großes Geschiebe von Rhombenporphyr«. Schrammen habe ich auf diesen Geschieben nicht beobachtet; der Geschiebelehm hat den Charakter einer Lokalmoräne. Sehr grob, aber dennoch nicht als Grundmoräne ausgebildet ist das älteste Glazial in der Bohrung Wilhelmsburg, Wollkämmerei. Nach freundlicher Mitteilung der Bohrunternehmer Deseniss & Jacobi traf man dort in 293 m Tiefe unter Tage (= etwa 290 m unter NN.) eine 60 cm starke Packung von faustgroßen, nordischen Geröllen.

Endlich seien noch die tiefsten Diluvialschichten der Bohrung Büttel an der Mündung des Kaiser-Wilhelm-Kanals in die Elbe in Betracht gezogen, soweit sie Geschiebe enthalten. 237—237,8 m (unter Gelände) Kies mit kleinen Steinen ohne Schliffe; von diesen die größeren einheimischen Ursprungs (Kreide, Eocän), ferner 1 Flint, ein 3 cm langes Facettengeschiebe eines grünen Eruptivgesteins und verschiedene rote Granite. 239,5—240 m: schwarze, sandig-tonige Masse mit eingeschlossenen kleinen Steinen und zahllosen Tertiärconchyltrümmern. Größter Stein 3 cm lang, ein porphyrisches, dunkelviolettes Gestein mit gestreckten, roten

Feldspäten. Unter dieser Schicht liegt sandig-toniges, fossilreiches, miocänes Material ohne Gerölle und bei 257—272 m ein tertiärer Glimmerton, dessen Probe noch mit Steinchen durchsetzt ist (Verunreinigung oder Lokalmoräne?).

Auf Grund dieser Beobachtungen halte ich es für ziemlich gewiß, daß am Grunde der Pliocäntäler nicht bloß fluvioglaziale Sedimente, sondern auch schwache Grundmoränen der ersten Vereisung liegen. In ihrer Beschaffenheit weichen diese allerdings durchweg von den jüngeren Moränen insofern erheblich ab, als sie sehr starke Beimengungen tertiären Bodens enthalten. Dies ist aber auch nicht anders zu erwarten, weil das Eis sich meilenweit über anstehendes Tertiär bewegt hat. Der Gehalt an nordischen Geschieben ist immerhin bunt und reich; unter ihnen finden sich sowohl ostbaltische als norwegische Gesteine. Beide Gesteinsarten kommen jedoch auch in den Grundmoränen der zweiten Vereisung vor, gegen welche in dieser Hinsicht vorläufig kein Unterschied bemerkbar ist. Aus den tiefen Glazialkiesen von Bremen kenne ich baltisches Material, diejenigen von Aurich in Ostfriesland haben auch einen Rhombenporphyr geliefert. Die unter allen am genauesten durchforschte älteste Moräne von Skaerumhede in Nordjütland, die 18 m typischen Geschiebemerge aufweist und meiner Ansicht nach ebenfalls der ersten Vereisung angehört, hat keine norwegischen, sondern nur baltische Leitgeschiebe ergeben, während das dortige obere Glazial ziemlich reich an norwegischen Gesteinen ist; zugleich ist die älteste Moräne reicher an einheimischen Gesteinen als die obere, besonders an Flint, von dem allerdings der größte Teil (grauer Flint) nicht aus dem unmittelbaren Untergrund (Schreibkreide) stammt, sondern aus etwas weiter entfernter jüngerer Kreide.

Die nordischen Gerölle nehmen in der Ausfüllung der Hamburger Pliocäntäler aufwärts an Zahl und Größe ab und es stellen sich feine Sandschichten von großer Mächtigkeit ein, die schließlich in Tonmergel übergehen. Die Feinsande sind im allgemeinen arm an Kalk und Feldspatkörnern, von eintönig hellgrauer Farbe, in einzelnen Lagen mit feiner Braunkohledrift

durchsetzt und den Sanden des Untermiocäns so ähnlich, daß sie bei flüchtiger Betrachtung leicht damit verwechselt werden. Fossilien irgend welcher Art sind in ihnen nicht beobachtet worden. Der Ton ist in seiner typischen Ausbildung dunkelgrau, mäßig kalkhaltig, zuweilen durch Sandblätter geschichtet und bald mager, bald fett. Schlämmt man ihn, so gewinnt man außer Quarz nur spärliche nordische Gesteinskörner; die für den Glimmerton so bezeichnenden feinen Schwefelkiesstengelchen fehlen. Die Unterkante des Tones (den ich zu F. Schucht's »Lauenburger Ton« rechne) liegt im Billwerder etwa bei — 105 bis — 120 m, die Oberkante bei etwa — 50 bis — 75 m. In einigen Bohrprofilen erscheint über dem schwärzlichen Ton noch eine besondere Schicht von rötlichbraunem, ja fast ziegelrotem Tonmergel von etwa 3—12 m Mächtigkeit. Hierüber, bezw. über dem schwärzlichen Tonmergel folgen als oberstes Glied der Talfüllung in zahlreichen Profilen graue Sande und grünlichgrauer Ton mit marinen Fossilien, hier und da verbunden mit Süßwasserbildungen.

Der schwärzliche Ton, den ich nach dem Vorgang von Schucht »Lauenburger Ton« nennen will, kehrt in den Bohrprofilen von Farmsen, Othmarschen, Nienstedten, Hochkamp, Dockenhuden und Finkenwerder wieder. Außerdem findet er sich in verschiedenen Tagesaufschlüssen bei Lohbrügge, am Lehmbrok bei Wandsbek, Hummelsbüttel, Wellingsbüttel, Sasel, Langenhorn und Blankenese, teils für sich allein, meist aber als Begleiter von Interglazial, und zwar immer in Form großer Schollen. Seine natürliche Lage ist in allen diesen Gebieten zum mindesten 20 m unter Meeresspiegel. Daß er sowohl wie der ihn unterlagernde Sand vornehmlich aus umgelagertem Tertiärmaterial gebildet ist, liegt auf der Hand; es bleibt noch zu untersuchen, unter welchen Umständen diese Bildung vor sich gegangen ist. Der Ton enthält an einzelnen Stellen als große Seltenheiten Fossilien, und zwar sind das in der Hamburger Gegend immer nur Balanen. Gottsche führt allerdings aus der Bohrung Hammer Landstraße 250 an, daß unter interglazialem Flachseesand mit zahlreichen Tellinen,

Mytilen usw. zunächst 2,1 m rotbrauner Tonmergel und sodann 17 m schwärzlicher Tonmergel mit denselben Fossilien ansteht, ist aber selbst schon in Zweifel gewesen, ob nicht der Fossilinhalt des schwärzlichen Tones Nachfall aus dem rotbraunen sei. Ich möchte noch weitergehen und auch dem rotbraunen Tonmergel einen primären Fossilgehalt absprechen, da ich davon in anderen Bohrungen dieser Gegend nie die geringste Spur gefunden habe. Sollte indes der rotbraune Ton nach Analogie eines solchen vom Krähenberg bei Blankenese wirklich *Mytilus, Tellina, Hydrobia* und *Turritella* führen, so halte ich das wenigstens bei dem schwärzlichen für ausgeschlossen. Wie leicht gerade Muschelschalen beim Bohren mitgehen und die Proben verunreinigen[1]), ist jedem Geologen bekannt, der sich mit der Prüfung von Profilen fossilführender, lockerer Schichten beschäftigt hat. Der einzige Fundort, an dem sich bisher häufigere Fossilien im Lauenburger Ton gefunden haben, ist die Grube der Ziegelei des Herrn Diercks in Lohbrügge bei Bergedorf; aber auch hier sind die Verhältnisse unklar. In der etwa 12 m tiefen Grube sah man 1911 unter geschichtetem, fahlgrauem, kalkfreiem Sand einen schwarzen Tonmergel mit den vielen Klüften und Spiegeln, die der Lauenburger Ton überall, wo er zutage geschoben ist, durch den Eisdruck erhalten hat. In der südlichen Grubenwand gab es eine Stelle, wo der Ton mager und mit Steinchen (nordische krystalline Gesteine, Silurkalk, viel Kreidekalk, Flint, Braunkohle) durchsetzt war, und hier enthielt er massenhaft den *Balanus crenatus* Da Costa in jener großen Abart, die vorzugsweise im Nordatlantik lebt. Merkwürdigerweise war außer einigen stark verschlissenen, miocänen Conchylresten auch nicht die Spur einer Muschel darin zu finden. Offenbar hat der *Balanus* die Steinchen als Ansiedlungsbasis benutzt. Denselben *Balanus* habe ich

[1]) Dieselbe störende Eigenschaft haben Braunkohlekrumen, Glimmerflitter, sowie Sandkörner und kleine Steinchen, ferner Ton- und Kalkteilchen. Unter Geschiebemergel wird Sand oft durch mitgehende Tonteilchen verschmutzt oder mit Kalkteilchen vermischt. Es gibt kein Bohrverfahren, über das der Quartärforscher nicht zu klagen hätte.

dann noch einmal in einem einzigen Exemplar im Lauenburger Ton der Ziegelei von Bleske zu Hinschenfelde bei Wandsbek gefunden. Endlich hat J. Schlunck, dessen Arbeiten leider die Feindeskugel zu früh ein Ziel gesetzt hat, in der Gegend von Wakendorf, nördlich von Hamburg, ein analoges Vorkommen entdeckt, über das er nichts mehr hat veröffentlichen können.

In einzelnen Tiefbohrprofilen mischen sich in die Feinsandstufe und den Lauenburger Ton etwas hellere, gebänderte Tonmergel, Mergelsande und auch wohl gröbere Sande ein; Moränenbildungen scheinen jedoch vollkommen zu fehlen. Die hohe Talauffüllung und der Übergang von anfänglicher gröberer Sedimentation zu schließlichem Feinabsatz beweisen meines Erachtens, daß am Ende der ältesten Vereisung eine Landsenkung erfolgte, die zuletzt ein solches Maß erreichte, daß die Auffüllung nicht mit ihr Schritt halten konnte und das Meer in die Niederung eindrang. Vielleicht hat schon das erste Landeis mit einem dem Meere vorangegangenen großen Stausee gekämpft und beruht die geringe Mächtigkeit und vorwiegend kiesige Beschaffenheit der ältesten Moräne auf solchem Umstand. Die enorme Menge von feinem Sediment darüber macht nicht den Eindruck einer normalen Flußablagerung, sondern eher einer fluvioglazialen Bildung; sonst müßte man, wie in den gegenwärtigen mächtigen Alluvien oder im fluviatilen Diluvium des Emsgebietes usw. doch einmal eine Moorschicht oder ein Conchylienlager darin finden. Ich vermute deshalb, daß die ganze Bildung im Unterlauf der Flußtäler und in einem großen Becken, das sich durch das deutsche Nordseeküstengebiet westwärts bis nach Niederland erstreckte, vornehmlich durch Schmelzgewässer des sich auflösenden ersten Inlandeises abgesetzt wurde, und schließe mich darin der Vorstellung von F. Schucht an[1]). Da dieses Eis im deut-

[1]) F. Schucht, Der Lauenburger Ton als leitender Horizont für die Gliederung und Altersbestimmung des nordwestdeutschen Diluviums. Dieses Jahrb. 1908, Teil II, mit Übersichtskarte. Die auf der Karte angegebenen Vorkommen von Ahrensburg und Trittau beruhen auf einem Irrtum, den der Verfasser von mir übernommen hat. A. ist miocän, Tr. eocän.

schen Nordwesten nur ein wenig mächtiger und flüchtiger Gast war, so ist es leicht zu verstehen, daß in den Schlämmprodukten seiner Moräne das einheimische Material vorherrschte.

C. Ablagerungen der ersten Interglazialzeit.

Die sicher als Interglazial bestimmbaren Bildungen der Hamburger Gegend gehören teils der Flachsee, teils dem Süßwasser an. Stellenweise beginnt die Schichtenfolge mit Torf, um durch Brackwassersedimente in rein marine überzugehen, die dann von Glazialschichten diskordant bedeckt werden; an anderen Orten dagegen beginnt sie mit marinen und endigt mit limnischen und Torfbildungen; selten ist sie vollständig erhalten.

Entwicklungsgeschichtlich von größter Bedeutung sind die Meeresabsätze, denn sie haben einen völligen Schwund des Inlandeises, ein gemäßigtes Klima für ihre vollkommen gemäßigte Fauna, einen großen, geschlossenen Raum und ein beträchtliches Maß von Zeit zur Voraussetzung. Unter ihnen ist besonders bemerkenswert ein foraminiferenreicher, oft ganz mit Conchylien gespickter, bald fetter, bald magerer Ton von eigentümlich grünlich-grauer Farbe, der in allen Bohrprofilen leicht erkennbar ist. Im Billwerder findet man ihn in

Bohrung	Fl 35	bei	22,15—23,00 m	unter	NN.	(undurchbohrt),
»	» 38	»	26,60—28,50 »	»	»	(durchbohrt),
»	» 33	»	34,60—36,70 »	»	»	»
»	H 5	»	46,60—49,60 »	»	»	(undurchbohrt),
»	H IV	»	46,10—47,70 »	»	»	(durchbohrt),
»	L V	»	52,70—56,00 »	»	»	»
»	L XII	»	52,00—55,80 »	»	»	»

In Farmsen liegt er bei —28,4 bis 78,0, in Volksdorf (Bohrung des Pestalozzistiftes) bei —19,3 bis —27,0, in Othmarschen (Sielbohrung XXV bezw. XXIX) bei —19,8 bis —19,95 und —6,15 bis —8,75 (gestört?), in Nienstedten (Elbschloßbrauerei) bei —13,5 bis —29,7 und in Dockenhuden (Villa Münchmeyer) bei —13,6 bis —30,8 m. In der Umgebung von Ütersen, wo der Ton eine mehr ins Blaugraue gehende Farbe aufweist, ist

seine normale Lage (Bohrungen Nr. 45, 49, 50, 53 und 54 bei Ober-Glinde) mindestens 10—15 m unter NN., während er in den Tongruben bei Unter-Glinde infolge erheblicher glazialer Störungen bis ungefähr zur Nullinie emporragt.

Da man mit Unebenheiten des Meeresgrundes, auf dem der Ton sich abgelagert hat, rechnen muß, so würde es verfehlt sein, aus den verhältnismäßig geringen Differenzen obiger Ziffern spätere Schichtverbiegungen abzuleiten. Indessen sei doch ohne weitere Folgerung bemerkt, daß der Ton im Billwerder sich ein wenig nach Südosten hebt, genau wie es die Tertiärschichten tun. E. Koch betont, daß er im östlichen Teil des dortigen Präquartärtales fehlt; in dieser Gegend streicht das sonst tiefer liegende Untermiocän bereits an der Oberkante der Talränder unter der Quartärdecke aus. Die Bohrungen in Othmarschen haben noch gerade den Lauenburger Ton im Liegenden des Interglazials gefaßt, gehen aber nicht tief genug, um zu entscheiden, ob beide Gebilde von der jüngeren Grundmoräne in ihre aus dem allgemeinen Rahmen fallende Lage emporgestaucht sind; jedenfalls zeigen Nachbarbohrungen, daß die Hauptvergletscherung das marine Interglazial arg geschunden und Fetzen davon in ihre Grundmoräne aufgenommen hat.

Zum Vergleich mit diesen über eine Strecke von 35 km verteilten Beobachtungspunkten in der Umgebung von Hamburg sei erwähnt, daß in der Wasserwerksbohrung zu Lauenburg ein *Mytilus*-Ton, den ich den vorgenannten marinen Tonen in der Schichtreihe gleichsetze, bei ungefähr —15 bis —17,9 m Tiefe vorkommt. Dieses Vorkommen verlängert die Strecke primärer Meeresablagerungen von annähernd gleicher Lage unter jetzigem Meeresspiegel aus der ersten Interglazialzeit auf rund 68 km. Man könnte auch noch den 45 km nordwestlich von Ütersen-Glinde gelegenen Bohrpunkt Büttel an der Mündung des Kaiser-Wilhelm-Kanals in Betracht ziehen; dort scheint aber das marine Diluvium etwa 73 m unter NN. zu beginnen und mindestens bis —99, vielleicht bis —113 oder gar —146 m zu reichen. Die von dort vorliegenden Bohrproben sind schwierig zu beurteilen.

Auf die erbohrten marinen Interglazialbildungen im Herzogtum Lauenburg, bei Oldesloe und im Lübischen möchte ich hier nicht näher eingehen, da wenigstens ein Teil derselben nicht gleichen Alters mit den Hamburgischen zu sein scheint.

In allen Bohrprofilen von entsprechender Tiefe ist im Liegenden des Interglazials der Lauenburger Ton festgestellt, ohne daß sich eine Glazialbildung dazwischen schiebt. Man darf also das Interglazial als unmittelbare Fortsetzung der alten fluvioglazialen Talsedimente betrachten. Es ist aber die Frage, ob das Meer sich auf die Talräume beschränkt hat. Für das Billwerder Tal möchte ich kaum annehmen, daß die enge Pforte zwischen Tiefstack und Horn den einzigen Eingang für die salzreichen Fluten gebildet hat, die mehrere Kilometer oberhalb derselben den grünlichen Foraminiferen-Ton ablagerten. Die verarmte Meeresfauna von Lauenburg und Boizenburg mit ihren Miesmuscheln und massenhaften kleinen Cardien kann man freilich nur noch brackisch nennen, ebenso wie die diatomeenreichen Schichten von Wendisch-Wehningen; daß aber auch diese Gegend keine andere Meeresverbindung gehabt haben sollte als über Hamburg, ist wenig wahrscheinlich. Man darf sich nicht vorstellen, daß die erste Vereisung das pliocäne Landschaftsbild in sehr hohem Maße verändert hatte und daß nach ihr die präglazialen Täler nur zum Teil noch kenntlich waren. Es werden außer den vormaligen Tälern andere Niederungen dagewesen sein, in welche die See übertrat. So vermute ich, daß das ganze westliche Holstein, in dem sich jetzt die hohe Geestlandschaft von Itzehoe bis Innien, Jevenstedt, Hennstedt und Albersdorf ausbreitet, damals ein Tiefland war, in welchem das Meer der ersten Interglazialzeit ein auffallend gleichartiges Tonsediment abgesetzt hat. Von diesem sind jetzt nur Fetzen und Schollen in den Moränen der zweiten Vereisung erhalten, merkwürdigerweise fast immer in engster Verwachsung mit fossilleeren Tonmassen unbekannten, z. T. anscheinend frühtertiären Alters. Lauenburger Ton ist in dieser Gegend unbekannt. Petrographisch ähneln die mächtigen Interglazialtone durchaus denen des Hamburger Gebietes; auch

faunistisch zeigen sie enge Beziehungen; doch fehlen einige wärmeliebende Formen wie die Auster, die bei Stade und im Hamburger Gebiet häufig ist, und es stellen sich dafür einige boreale Arten ein, die bei Hamburg fehlen.

Eine Spezialbeschreibung der Fauna des Hamburger Interglazials ist noch nicht erschienen. C. Gottsche[1]) nennt folgende Arten aus der fossilreichen Bohrung Billwerder IV:

Bela turricula
Natica Alderi
Litorina litorea
Onoba aculeus
Hydrobia ulvae
Cylichna umbilicata
Utriculus semen
Ostrea edulis
Mytilus edulis
Nucula nucleus
Montacuta bidentata
Cardium edule
C. minimum
Cyprina islandica
Tellina baltica
Scrobicularia piperata
Mactra subtruncata
Echinocyamus pusillus
Echinocardium cordatum
Ophiura sp., *Balanus*, *Ostracoda*, *Foraminifera*.

Valvata piscinalis
Cyclas sp.
Pisidium obtusale
Unio
} Süßwasserformen

[1]) C. Gottsche, Der Untergrund Hamburgs. (Hamburg in naturwiss. u. medizin. Beziehung; Festschrift z. 73. Versamml. deutscher Naturforscher und Ärzte, Hamburg 1901, L. Voss.)

Gottsche unterscheidet in der 32,4 m mächtigen interglazialen Schichtenreihe dieser Bohrung »nach dem Vorwiegen einzelner Arten von oben nach unten eine

Zone der *Ostrea edulis* . . . . 6,7 m,
» » *Cyprina islandica* . . 2,6 »
» » *Nucula nucleus* . . . 2,1 »
» » *Tellina baltica* . . . 21,0 m«

und bemerkt dazu, daß durch die ganze Schichtenreihe hindurch sich Bänke eines festen, grünlichen Süßwassertones von höchstens 0,1 m Stärke mit *Valvata*, *Cyclas* und *Pisidium* wiederholen. Ich kenne etwas derartiges nur aus der liegendsten Sandschicht und kann mir eine öftere Einschaltung in die beiden, von Gottsche selbst als Absätze tieferen Meerwassers gedeuteten mittleren Zonen nicht vorstellen.

Eine Reihe von Aufschlüssen in Hamburgs Umgebung bieten Gelegenheit, das dortige Interglazial in Form ansehnlicher Schollen außerhalb seines natürlichen Verbandes an der Tagesoberfläche zu studieren; auch der sonst verborgene Lauenburger Ton zeigt sich dort als getreuer Begleiter. Der beste Aufschluß war in den letzten Jahren die Ziegeleigrube des Herrn Steinhagen in Hummelsbüttel nördlich von Hamburg (westlich der Alster; vgl. Blatt Bergstedt). 1909 notierte ich im südwestlichen Teil der Grube folgendes Profil:

Hangendes: Kies der zweiten Vereisung, streckenweise von mächtigem Geschiebemergel überlagert. Darunter von

0—1,68 m graue, schluffige Sande mit *Cardium edule* und *Mytilus edulis*; bei 1,68 m ein Stein von 12:19:22 cm Größe.
1,68—2,10 » dunkel blaugrauer, feinsandiger *Mytilus*-Ton.
2,10 – x » dunkler Brockentonmergel mit hellen Sandblättern (Lauenburger Ton).

Unfern dieser Stelle beobachtete ich früher über dem *Mytilus*-Ton als liegendes Glied des Schluffsandes eine 10 cm starke Schicht von sandigem Ton mit einzelnen Geröllen und hierüber eine 50 cm starke Schicht von Schluffsand mit zahllosen Schalen von *Ostrea edulis* (kleine Form) und *Cardium edule* (ziemlich groß) und daneben auch *Litorina litorea* sowie *Balanus* sp. Das han-

gendste Glied des Hummelsbütteler Interglazials war eine vorübergehend aufgeschlossene Torfbank, von der die zweite Vereisung, die der ganzen Scholle arg zugesetzt hat, nur geringe Strecken unzerstört gelassen hat. Die glazialen Kiese enthalten viele Holz- und Pflanzenreste, die offenbar den zerstörten Abschnitten dieses Torflagers entstammen. M. Beyle[1]) fand im Torf:

Cenococcum geophilum Fr.
Carex sp.
Betula alba L.
Alnus glutinosa Gaertn.
Nuphar luteum.

Im Kies fand er:

Cenococcum geophilum
Potamogetum sp.
?Najas major All.
Cladium Mariscus R. Br.
Potentilla silvestris Neck
Hippuris vulgaris L.
Menyanthes trifoliata L.

Nach diesen wenigen Resten scheint die altinterglaziale Flora dieser Gegend der heutigen ähnlich gewesen zu sein.

Ganz ähnlich war eine 1905 aufgeschlossene interglaziale Schichtfolge in einer Ecke der nicht weit entfernten Ziegeleigrube von Wettern & Sievers zu Hummelsbüttel; dort konnte man über dem Lauenburger Ton zunächst einen grauen Sandstreifen und dann ein 10 cm starkes Bänkchen von Süßwasserkalk beobachten, das Diatomeen enthält. Über diesem folgt ein humoser Faulschlamm mit Holzstückchen und dann *Mytilus*-Ton, nur etwa 10 cm stark. Der *Mytilus*-Ton ging aufwärts zunächst in 15 cm tonstreifigen Sand über, dem 75 cm grauer Sand folgten, beide an der Beobachtungsstelle fossilleer, aber doch offenbar dem *Car-*

[1]) M. Beyle, Über einige Ablagerungen fossiler Pflanzen der Hamburger Gegend. Jahrb. d. Hamb. Wissensch. Anstalten, XXX, 1912, 6. Beiheft.

dium-Ostrea-Sand entsprechend[1]). Hierüber lagen 120 cm graubrauner, tonreicher Sand bezw. sandiger Ton mit *Mytilus*- und Pflanzenresten und dann 150 cm grober Kies, in seiner Oberschicht einzelne mächtige Geschiebe tragend. Der Kies enthielt dünne moorige Bänke mit vielen Holzteilen. Den Abschluß nach oben bildeten $1^1/_2$ m Sand und Lokalmoräne und $2^1/_2$ m Geschiebemergel. Dieser Schnitt durch eine vollständige Entwicklungsreihe des älteren Interglazials in Miniatur hat, wie man sieht, große Ähnlichkeit mit dem erst neuerdings wieder von J. Schlunck erörterten Lauenburger Interglazialprofil[2]), wie es in der von mir untersuchten Wasserwerksbohrung (ungestörte Lagerung) und in den von G. Müller aufgenommenen Aufschlußbildern vom Elb-Travekanal (gehobene Lage) vor Augen tritt.

Die übrigen Spuren von älterem Interglazial in den Tagesaufschlüssen im Norden und Osten von Hamburg sind weniger wertvoll. In der Ziegeleigrube bei Sasel, in welcher mächtige Schollen von Lauenburger Ton abgebaut werden, fand ich 1905 in dem diesen Ton bedeckenden Geschiebemergel einige Sandschlieren mit *Cardium edule*, *Mytilus edulis* und *Tellina baltica*. In der Tongrube der Ziegelei Mejer I zu Hinschenfelde sah ich im gleichen Jahre über dem Lauenburger Ton eine 15—20 cm starke Lage von tonstreifigem Sand mit Schalresten von *Ostrea*, *Mytilus* und *Balanus*, welch letzterer, was von besonderem Interesse ist, auf Flintgeröllen aufgewachsen vorkam.

Bei Sande soll in der alten Tongrube unmittelbar hinter der Vollmer'schen Ziegelei tief im schwarzen Ton (Lauenburger

[1]) Herr Brunnenbauer Heinr. Lange in Eidelstedt hat zu Niendorf in etwa 5 Bohrungen am Schnelser Weg unter etwa 6 m Moräne einen zunächst steinigen, dann feineren Sand getroffen, der in etwa 15 m Tiefe noch nicht durchsunken war und bei etwa 11 m eine Muschelschicht enthielt. Nach seiner Beschreibung waren diese Muscheln Cardien. Leider existieren keine Bohrproben. Vielleicht haben wir also in dieser Gegend eine Fortsetzung der altinterglazialen Cardium-Sande von Hummelsbüttel nach Westen hin, und damit eine Etappe zum älteren Interglazial von Othmarschen-Blankenese.

[2]) J. Schlunck, Das Diluvialprofil von Lauenburg a. d. Elbe und seine Beziehungen zum Diluvium der Hamburger Gegend. Dieses Jahrb. für 1914, Bd. XXXV, Teil I.

Ton?) unter dem Geschiebemergel, etwa 20 m unter der Oberfläche eine schwarze Schicht voller Holzstämme angetroffen sein einen mächtigen Wurzelstubben sah ich noch am Rande der Grube liegen. Wie diese Schicht sich zum Ton verhält, war nicht mehr festzustellen; übrigens kommen in der neuen Grube nebenan mehrere Arten von Ton vor, deren Alter noch nicht aufgeklärt ist.

Interessanter und klarer ist der Aufschluß in der Grube der Ziegelei Rausdorf (Westseite von Bl. Schwarzenbeck), über den ich jedoch leider keine genauen Aufzeichnungen habe. Auch dieses Vorkommen ist eine Scholle. Es zeigt wieder die enge Verbindung von Meeres- und Süßwassersedimenten. Unter der Moränendecke liegen zunächst feine, kalkfreie Sande und dann ein kalkfreier, gelber bis grauer Ton, der offenbar stark verwittert ist. In ihm kommen massenhaft Abdrücke von Valvaten vor, auch sollen öfters »lange Kienzapfen« (Fichtenzapfen?) sowie Holz gefunden werden. Der Ton nimmt abwärts blaugraue Farbe an und zeigt an der Grenze der Verwitterungszone stellenweise Ausblühungen von Eisenvitriol. In größerer Tiefe zeigen sich Abdrücke von Muscheln, und zwar offenbar von marinen Arten.

Westlich von Hamburg sind Tagesaufschlüsse des älteren Interglazials bisher nur in Blankenese, bei Prisdorf (nördlich von Pinneberg) und bei Unter-Glinde (südlich von Ütersen) bekannt geworden. Das Vorkommen von Prisdorf ist eine isolierte Scholle, die aber auch wieder die charakteristische Entwicklung von der limnischen zur marinen Facies zeigt. Nordöstlich von Prisdorf liegt an der Bilsbek die Ziegelei von Hass & Eikermann, in deren Tongrube im September 1911 folgende Schichtenreihe zu sehen war:

1. (zu oberst) dunkelgrauer Geschiebemergel mit großen, durch glänzende Quetschflächen zerstückelten Schollen von rötlichbraunem Tonmergel, in den feinschichtiger, aschgrauer, staubfeiner Mergelsand eingepreßt ist. Der Tonmergel ist fossilfrei, sein Alter unbekannt. — Eine dünne Flugsanddecke überkleidet das Diluvium,
2. hellere, kalkfreie, ziemlich feine Spatsande mit tonigen Streifen und einzelnen gröberen Lagen, ca. 2,5 m,
3. graue, fahle Schluffsande, kalkhaltig, doch ohne Fossilien. Mächtigkeit nicht sicher bestimmbar, ca. 1—2 m,

4. grauer, magerer Tonmergel mit zahllosen Schalen von *Cardium edule*, meist klein (16 mm) und zerbrochen, aber häufig zweiklappig; daneben vereinzelt Bruchstücke von *Cardium* cf. *echinatum*, ferner *Tellina baltica*, *Litorina litorea* und *Hydrobia ulvae*; 1—2 m,
5. grauer, toniger Sand mit spärlichen Schalresten, 50 cm,
6. fetter, grauer Tonmergel, fast nur *Mytilus edulis* enthaltend, rd. 50 cm (vereinzelt darin *Tellina* und *Hydrobia*),
7. eine 10 cm starke, bröckelige Moorerde, sehr hart, mit plattgedrückten Holzstücken. Schwarze Röhren und Flecke dringen von ihr in den liegenden Tonmergel (Wurzelboden),
8. (zu unterst) blaugrauer bis bräunlicher fossilleerer Tonmergel mit vielen glänzenden Druckflächen; aufgeschlossene Mächtigkeit 2 m, vermutete mindestens 6 m.

Aufbau und Fossilführung dieses Vorkommens zeigen wiederum nahe Verwandtschaft mit Lauenburg und Hummelsbüttel. Zugleich bildet es eine Brücke zu den Vorkommen von Unter-Glinde bei Ütersen, die neuerdings mehrfach mit Unrecht in das jüngere Interglazial versetzt worden sind. J. Stoller und H. Schröder, welche dieselben zuerst und am genauesten untersucht haben[1]), sprechen sich zwar mit einer gewissen Zurückhaltung über die Altersfrage aus, suchen aber das Interglazial von Glinde-Ütersen mit dem jungdiluvialen Torfflöz bei Schulau in Verbindung zu bringen. Durch zahlreiche neue Bohraufschlüsse bin ich in der Überzeugung bestärkt, daß diese Kombination verfehlt ist, und will deshalb den Zusammenhang mit dem älteren Interglazial von Dockenhuden, den ich an die Stelle derselben setze, kurz begründen.

An Hand der Bohrungen sieht man, daß das ältere Interglazial unter Othmarschen mit Moor- und Süßwasserbildungen im Hangenden abschließt. In den elbseitigen Bohrungen Nienstedten und Dockenhuden fehlt die Moorschicht, und es ist nur ein Meereston erkennbar. Dagegen zeigt sie sich in der nahen, von Herrn E. Koch untersuchten Bohrung Hochkamp. In Blankenese kommen in dem mächtigen Moränensand zerstreute Schollen des Interglazials vor, die wieder eine etwas

[1]) H. Schroeder und J. Stoller, Diluviale marine und Süßwasser-Schichten bei Schulau-Ütersen. Dieses Jahrb. für 1906.

reichere Ausbildung zeigen. Toniger Sand voll Austernschalen, gelbgrauer (ursprünglich offenbar grüngrauer) Ton mit *Aporrhais pes pelecani*, *Litorina*, *Ostrea*, *Cardium*, Foraminiferen usw. und brauner, sandiger Ton mit Abdrücken derselben Fauna sind die Hauptvertreter der marinen Abteilung; auch der Lauenburger Ton fehlt nicht, und so ist trotz der hohen Lage (bis + 62 m) dieser losgerissenen Schollen ihre Verwandtschaft mit dem nahen Anstehenden von Dockenhuden unverkennbar. Genau so sind die nicht zutage liegenden Schollen zu beurteilen, die rund 550 m nördlich der altbekannten Grube am Krähenberg in den neuen Wasserwerksbohrungen Nr. 1, 2 und 4 am Sülldorfer Weg in Tiefen von 10—36 m über NN. angetroffen wurden. Die Profile dieser eng zusammen liegenden Bohrungen stimmen in Schicht- und Tiefenverhältnissen so wenig überein, daß von Anstehendem nicht die Rede sein kann. In Bohrung 2 beginnt bei etwa —24 m das Miocän, das in der benachbarten Bohrung 4 bis auf + 3 m emporgestaucht zu sein scheint. Unter den Interglazialbildungen ist die wichtigste auch hier ein grauer Ton, der neben *Mytilus*, *Cardium*, *Tellina* und *Litorina* auch *Ostrea* enthält. Dazu aber kommen nun auch moorige Bildungen, die offenbar ins Hangende der marinen gehören, nämlich ein kalkfreier, sandiger Ton mit Pflanzenresten und ein leichter Faulschlammtorf mit Zweigstückchen. Verfolgen wir die Richtung weiter, in der diese Bohrungen von Dockenhuden aus liegen, so treffen wir auf eine bedeutungsvolle Bohrreihe, die Herr F. Stucken (Falkenstein) hat ausführen lassen. Gleich die erste, westlich von Sülldorf auf Rissener Gemarkung (F. Stucken Nr. 20), zeigt uns bei —5,5 m im Liegenden von Geschiebemergel einen plattigen, stark gepreßten Faulschlammtorf (Lebertorf), der leider nicht durchbohrt ist, aber wohl ansteht oder doch nur wenig emporgepreßt ist. Die zweitfolgende (Nr. 22), mitten in den Wiesen südlich der Forst Klövensteen (Südrand von Blatt Pinneberg), hat keinen Torf, sondern unter einer Geschiebemergelbank einen grauen, tonigen Sand voll von Austernschalen und darunter Lauenburger Ton getroffen. Das Interglazial liegt hier nur 3 m unter NN.,

also so hoch, wie in den Tongruben von Unter-Glinde, und es läßt sich aus dieser und den Nachbarbohrungen wegen ihrer geringen Tiefe nicht beurteilen, ob das auf Stauchung oder Schollenbildung beruht. Ich vermute, daß nur glaziale Stauchung den Aufstieg der ursprünglich mindestens 10 m tiefer anzunehmenden Austernbank und ihres Liegenden bewirkt hat. In der rd. 250 m westlicher gelegenen Bohrung 23 scheint die Austernbank zu fehlen (Glazialerosion), und der Geschiebemergel berührt bei —2,4 m unmittelbar den Lauenburger Ton. Ähnlich ist es in der weiter nordwestlich gelegenen Stucken'schen Bohrung Nr. 24. In der Bohrung Nr. 25, westlich vom Jagen 16 der Klövensteener Forst, erscheint ein Diluvialtorf bei + 8,8 bis + 9,3 m inmitten einer mit 32 m Tiefe (—14 m) nicht durchsunkenen Sandmasse, deren Streichen und Fallen unbekannt ist. Der nächste Beobachtungspunkt in der Richtung auf Glinde ist dann ein 3,5 km nordwestlich von dieser Bohrung befindliches Vorkommen von älterem Torf, auf das ich bei einer Handbohrung in der südöstlichen Bucht des Tävsmoores gestoßen bin. Unter dem rezenten Moor fand ich am Grunde eines Grabens 1 m Geschiebesand und dann mindestens 2 m Torf. Ich vermute, daß dieser die Oberschicht einer aufgestauchten Interglazialformation bildet, vermochte aber den Zusammenhang nicht festzustellen. Weiterhin erbohrte ich am Wegkreuz nordöstlich vom »Burenpool« einen fetten Ton vom Aussehen des Glinder Meerestones, gleichfalls ohne den Zusammenhang weiter aufklären zu können[1]).

Damit haben wir die Nähe des Glinder Interglazialgebietes erreicht, in welchem Meereston und hangender Torf die Hauptrolle spielen. Beschaffenheit, Fauna und Flora dieser Schichten sind von Schröder und Stoller eingehend beschrieben; als charakteristische marine Arten seien nur *Ostrea edulis*, *Cardium edule*, *Scrobicularia piperata*, *Tellina baltica* und *Litorina litorea* genannt. Wichtiger sind hier die Lagerungsverhältnisse. Aus der Bohrgruppe Nr. 49—54 des Ütersener Wasserwerks (vgl. die

[1]) Herr Ziegeleibesitzer Riedemann hat in der Nähe denselben Ton aufgeschürft und als Fortsetzung des Interglazialtons von Glinde erkannt.

Karte S. 297) ergibt sich, daß die ursprüngliche Lage des Meeresstones mindestens 15—18 m unter NN. gewesen ist. In großen Wellen steigt er gegen Norden und Nordosten bis ungefähr zum Meeresspiegel, diskordant überlagert von der Grundmoräne der zweiten Vereisung, die den Torf über dem Ton auf den Wellen abgeschoren, in den Vertiefungen dagegen unverletzt gelassen hat. Östlich und nordöstlich von Unter-Glinde keilt die ganze Formation aus; es scheint, daß dies teilweise auf Erosion, großenteils aber auf ursprünglicher Randbildung beruht. Zugleich steigt in dieser Richtung das Obermiocän, das unter Glinde (Bohrung Riedemann) 44 m und am Nordostrande des Ortes (Ütersener Bohrung 20) 26 m unter NN. liegt, bis auf + 1,2 m im Norden (Ü. B. 40) und + 5,7 m im Osten (Ü. B. 41) empor. Dieses Aufsteigen scheint im wesentlichen auf Erosion zu beruhen, denn die Aufragung wird von dem obersten Glied des Obermiocäns, dem Glimmersand, gekrönt, während in der Vertiefung nur dessen Liegendes, der Glimmerton, zu treffen ist. Leider haben die weiter vom Rande entfernten Bohrungen 49—54 die Interglazialformation nicht völlig durchteuft, so daß man noch nicht weiß, ob dort Lauenburger Ton, Feinsandstufe, älteres Glazial und pliocäner Talgrund vorhanden sind. Es sind aber im Glinder Gebiet mehrfache Anzeichen von Lauenburger Ton beobachtet. Schröder und Stoller[1]) berichten bereits von »tiefschwarzen, fossilleeren Bändertonmergeln«, die zu beiden Seiten eines von Grube VII[2]) südöstlich streichenden Sandrückens im Liegenden des Interglazials auftreten und auch unter dem Riedemann'schen Wohnhause in dieser Lagerung erbohrt worden sind. Die Ütersener Wasserwerksbohrung Nr. 23 beim Wegkreuz am Ostende von Unter-Glinde traf ebensolchen Ton 5 m mächtig unmittelbar unter dem Meereston; vielleicht darf man den schwarzen Ton der Bohrung 20 (17—18,6 m Tiefe) ebenfalls hierher rechnen, obwohl er nur von Moräne überlagert wird. Herr Riedemann ist der

[1]) a. a. O. S. 508.

[2]) Vergl. die Kartenskizze a. a. O. S. 483.

Ansicht, daß der gesamte nordöstliche Teil des Glinder Tongebiets aus fossilleerem Lauenburger Ton besteht.

Die Unbeständigkeit der Profile, das Vorkommen von Lauenburger Ton an der einen Stelle und sein Fehlen an der anderen bestärken die Vermutung, daß die hoch liegenden, zur Zement- und Ziegelbrennerei angeschnittenen Teile des Interglazials von Glinde sich in einer von Grund aus gestörten Lagerung befinden. Die darin beobachteten südöstlichen Streichrichtungen verlaufen rechtwinklig zur Stoßrichtung der zweiten Vereisung, von welcher die hangende Moräne herrührt, und lassen die Erklärung zu, daß Eisdruck die Störung hervorgebracht hat. Gerade die Hauptvereisung hat in der ganzen Hamburger Gegend ungeheure und sehr tief greifende Störungen des Untergrundes und ihrer eigenen Frühsedimente erzeugt, wie man besonders schön in den Tongruben bei Boberg und Sande sehen kann. Das Interglazial von Hummelsbüttel ist von Nordosten angehoben und in dieser Richtung am stärksten zerrüttet. Dort sitzen die zerknitterten Massen von Lauenburger Ton; nach Südwesten lagert sich, weniger gestaucht und langsam einfallend das eigentliche Interglazial. Ein ähnliches Bild bietet nach meiner Auffassung Glinde: stärkste Aufrichtung und Hervorkehrung des Untergrundes im Nordosten, Einfallen nach Südwesten, wo in rd. 600 m Entfernung von den Tagesaufschlüssen der Anschluß an den ungestörten Formationsteil erreicht wird. Der Raum zwischen der ursprünglichen Unterlage und dem angehobenen Flügel im Nordosten muß bei diesen Vorgängen mit fremdem Material — eingeschwemmtem oder eingeschobenem Sand und Grundmoräne — ausgefüllt sein. Infolgedessen dürfen die von einander stark abweichenden Profile der Staatsbohrung und der Ütersener Bohrungen 23, 20 usw. keineswegs als Normalprofile gelten. Der in 23 angetroffene mächtige Geschiebemergel unter der Interglazialformation ist wahrscheinlich nicht Grundmoräne der ältesten, sondern Stopfmasse der zweiten Vereisung, weil eben diese Vereisung die ganze Interglazialformation gefaßt und abgehoben hat. Diese Betrachtung ändert aber nichts an der Annahme, daß ein ältester Geschiebe-

mergel das wahre Liegende bildet, und man darf hoffen, daß künftige Bohrungen in der Gegend der Ütersener Profile 49—54 die ganze Lage in diesem Sinne aufklären werden. Wenn nun die von Schwemmtorf bedeckte Tonschicht nördlich der Wedeler Ziegelei als südlicher Vorposten des Glinder Interglazials betrachtet werden soll[1]), so kann dies nur mit der Einschränkung geschehen, daß es sich um eine Scholle handelt, denn der Ton liegt dort bei etwa + 4 m, also fast 20 m über der limnischen Oberschicht des Glinder Meerestones in den ungestörten Profilen.

Hervorgehoben sei folgendes:

1. Das Interglazial von Ütersen-Glinde stimmt faunistisch völlig überein mit dem älteren Interglazial von Rissen, Dockenhuden, Nienstedten, Othmarschen, Hamburg, Billwerder, Hummelsbüttel usw., weicht aber in derselben Art wie dieses vollkommen von den sog. Eembildungen (*Tapes senescens*-Fauna) Schleswigs ab.
2. Es wird von Lauenburger Ton unterlagert und schließt sich hinsichtlich seiner ursprünglichen Tiefenlage und der Verbindung von Süßwasser- und Meeresbildungen vollkommen der Ausbildungsweise der vorgenannten Vorkommen an.
3. Es wird von der Grundmoräne der zweiten Vereisung überlagert.

J. Stoller hat allerdings auf seiner Spezialkarte der Gegend zwischen Ütersen und Schulau[2]) die Geschiebemergeldecke von Unter-Glinde zur dritten Vereisung gezogen, und ich selbst habe den ganzen Geschiebelehm des Blattes Pinneberg in gleichem Sinne aufgefaßt. Diese Auffassung ist aber nicht richtig. Sie ist von der Annahme ausgegangen, daß die geschiebereiche Sanddecke auf dem noch zu besprechenden Schulauer Torflager eine Moränenbildung des dritten Landeises sei, die nordwärts in Geschiebelehm übergehe; durch eine genaue Sondierung des ganzen Geländes mit dem 2 m- und 3 m-Handbohrer war außerdem

[1]) Schröder und Stoller, a. a. O. S. 508.

[2]) a. a. O. Tafel 13.

Stoller zu der Meinung geführt, daß der das Schulauer Torfflöz unterlagernde Hauptgeschiebemergel nordwärts allmählich einsänke und eine weite Mulde zur Aufnahme jüngeren Diluviums bilde. Es hat sich indessen gezeigt, daß die Handbohrmethode in dieser äußerlich so einförmigen und flachen Gegend ohne eine genügende Zahl tieferer Aufschlüsse nicht zu sicheren Ergebnissen führt. Verschiedene von J. Stoller als Obere Grundmoräne (3. Vereisung) aufgefaßte Geschiebemergel, z. B. bei Rissen, sind später in Brunnenbohrungen so mächtig und von solcher Beschaffenheit befunden worden, daß man sie durchaus dem Unteren Geschiebemergel angliedern muß. Ganz besonders gilt das vom Geschiebemergel über der Glinder Interglazialformation, der in den Ütersener Wasserwerksbohrungen Nr. 50—54 Mächtigkeiten von 10—16,5 m erreicht.

Ein solcher Geschiebemergel ist eine viel bedeutsamere Erscheinung als jene dünnen, zwischen lehmiger und sandiger Struktur schwankenden Decken, die zwischen Pinnau und Elbe als Hinterlassenschaft einer jüngsten, schwächeren Vereisung gedeutet sind und keineswegs bloß dort, sondern auch in der Gegend von Schenefeld, Osdorf und vielen anderen Orten der Umgebung Hamburgs vorkommen. Dennoch gehören beide zusammen; die jüngste Vereisung hat diese Orte gar nicht erreicht. Zwei Erscheinungen fallen nämlich an diesen obersten Decken auf: erstens, ihre außerordentliche Verwitterung und Auslaugung, die vollkommen mit der Verwitterung des älteren Diluviums übereinstimmt; zweitens, die Übereinstimmung ihrer Geschiebeführung mit derjenigen des älteren Diluviums. Es ist nun eine alte Erfahrung, daß der stratigraphische Wert solcher Decken und Schleier von oberster Moräne ein sehr zweifelhafter ist. Man findet sie auch innerhalb der Kerngebiete der jüngsten Vergletscherung auf Sandlagern und »Kames« und auf den oft sehr breiten und flachen Osern, ohne daß sie dort jedesmal als Zeugen eines selbständigen Eisvorstoßes gelten. Vielmehr zeigt es sich in vielen Fällen, daß die 1—2 m starke lehmige Rinde mit größeren Geschieben aufs engste mit den darunter liegenden Schichtsanden verbunden ist und derselben

Ablagerungszeit angehört wie diese; die Art der Ablagerung läßt sich, wie so manche glazialgeologische Erscheinung, vorderhand nicht auf einen bekannten Vorgang zurückführen. Es kann sich nur um die Schlußphase jener Vorgänge handeln, die in vielen Profilen einen sechs-, ja zehnfachen Wechsel von Grundmoräne und Schichtsanden erzeugen können, ohne daß man Ursache hätte, daraus sechs oder zehn »Oszillationen« des »Eisrandes« zu folgern; es ist weiter nichts als eine Sonderform der Eisschmelze.

D. Jüngere Interglazialbildungen.

Altberühmt und viel umstritten sind die beiden diluvialen Torfflöze im hohen Elbufer von Schulau unterhalb Hamburg und vom Kuhgrund bei Lauenburg oberhalb Hamburg. Das Schulauer Flöz ist in neuerer Zeit von Schröder und Stoller[1]) stratigraphisch und botanisch untersucht. Das Ergebnis dieser Untersuchung war, daß es nach seinem botanischen Bestande als klimatisch gemäßigte Diluvialbildung, nach seinem stratigraphischen Verband als von älterer (mitteldiluvialer) Moräne unterlagert und von jüngerer Moräne zugedeckt, somit als Gebilde der zweiten Interglazialzeit erklärt wurde.

Wenn man den Uferabschnitt, der das Flöz enthält, vom Elbstrom aus betrachtet, so fällt die vollkommen ungestörte, flach muldenförmige Lagerung des Torfes hoch in der Abbruchswand und die verhältnismäßig geringe Mächtigkeit seiner Deckschichten merkwürdig ins Auge. Es gibt wohl keinen stärkeren Gegensatz, als denjenigen zwischen der gewaltigen, aus hartem Geschiebemergel fest gefügten Moräne im Liegenden des Flözes und dem unansehnlichen, etwas lehmigen Geschiebesand in seinem Hangenden; der Geschiebemergel umschließt hier und da einen Felsen von Kubikmetergröße, der hangende Geschiebesand hat trotz einer Erstreckung von mehr als 100 m niemals einen mehr als kopfgroßen Stein verloren[2]). Der ganze Aufschluß liegt im Bereiche der

[1]) a. a. O. S. 511.

[2]) Im Gegensatz zu diesem Sande enthält die gleichfalls dünn ausgezogene Geschiebesanddecke auf dem Ütersener Interglazial (Alte und Neue Tongrube der Karte), die aus echter Moräne hervorgegangen ist, große Einzelblöcke.

ebenen, vom Strom benagten »Schulauer Platte«. Zur Rechten erheben sich hoch darüber in wundervollen Glocken- und Kegelformen die Blankeneser Berge. Verwundert fragt sich der Beobachter: Hat der Gletscher, von dem der hangende Geschiebesand herrühren soll, auch jene Hügel überschritten? Hat er sie gar aus seinem eigenen Schuttgehalt formen müssen? Und hat er, wie behauptet wird, die Kraft gehabt, von hier aus 70, ja 80 km oder weiter über die fast 150 m hohen Harburger Berge jenseits der Elbe und die weite, hohe Heide dahinter bis an das Allertal vorzustoßen?

Das Steilufer, in dessen Mitte das Torfflöz liegt, hat eine Länge von 3,1 km. Erst in den letzten Jahren hat man einige Stellen durch Uferschutzbauten dem Anprall der Sturmfluten entzogen, darunter gerade das Torfprofil, das bereits zu verfallen und zu verwachsen beginnt. Sonst gab und gibt es alljährlich auf dieser langen Linie frische Abbrüche, so daß es möglich ist, ein Gesamtprofil aufzunehmen, dessen Aufschlußlücken sich leicht durch Handbohrungen ausfüllen lassen. Dieses Profil ist durchaus einheitlich, und es ist vollkommen unmöglich, an irgend einer Stelle eine besondere, oberste Moränenbildung abzutrennen, die als Fortsetzung oder Wiederholung der sogen. Moräne über dem Torfflöz gelten könnte. Selbstverständlich treten in der Geschiebemergelwand, wie überall in Grundmoräne, allerlei Sand- und Kieseinlagerungen auf, und der westliche Teil derselben, von Schulau bis zur Zuckerraffinerie, ist durch ein Lager von feinschichtigem, fossilfreiem grauem Mergelsand der Länge nach aufgespalten. Dieses Lager liegt aber tiefer als das weiter östlich erscheinende Torfflöz, und der hangende Teil des Geschiebemergels wird auch von Schröder und Stoller als Unterer aufgefaßt. Der Geschiebemergel ist überall von oben her in gleicher Art verwittert, und es gibt keine Stelle, an welcher über der Verwitterungszone eine neue, frische Moräne erscheint. Die Verwitterung besteht in einer Bräunung der obersten 3—5 m. Der Kalkgehalt ist bis etwa 1,5—3 m Tiefe ausgelaugt, weiter unterhalb aber etwas angereichert. Die braune Farbe geht abwärts in eine gelblich-graue

Tönung über. Die untersten 2—3 m der Wand sind dagegen rauchgrau bis blaugrau gefärbt und vollkommen frisch. Im ganzen ist die Verwitterung und besonders die Auslaugung der Grundmoräne nur wenig tiefer vorgeschritten als bei den jungen Geschiebemergeln der Ostseeküste; dies beruht auf ihrer gleichmäßig dichten Struktur und verhältnismäßig niedrigen, ebenen Lage. Die Verwitterung der Decklage hat zu einer Ausspülung des Tongehaltes geführt, so daß sie sehr sandig ist. Zuweilen ist sie auch wohl ursprünglich schon, als letzter Schmelzrückstand des Eises, mehr kiesig-steinig als lehmig gewesen. Das sieht man auf der 470—625 m westlich der Rissener Flurgrenze gelegenen großen Abbruchsstelle des Jahres 1910/11, wo diese Decklage 2 m mächtig ist und eine bankförmige Anordnung ihres Steininhaltes zeigt.

Die als jüngere Moräne gedeutete Geschiebesandschicht über dem diluvialen Torfflöz hat also nur örtliche Entwicklung; sie reicht so weit als die Torfmulde. Nur der Flugsand, der sie noch bedeckt, überschleiert auch weiterhin das Diluvium. Das Torflager ist gegenwärtig eine Ruine; ein großer Teil desselben und vermutlich ein Stück Landes südlich der vormaligen Flözmulde ist von der Elbe erodiert. Es ist sehr bedauerlich, daß der ursprüngliche Zustand sich nicht feststellen läßt und daß man nicht weiß, ob südlich der Flözmulde eine Anhöhe existiert hat, von der die Geschiebe über dem Torf herabgewandert sind. Die Möglichkeit läßt sich nicht leugnen, und für das Kriechen des Gehängeschuttes gibt es zahlreiche Beispiele.

Auch auf den Blankeneser Bergen läßt sich keine jüngere Moräne feststellen. Wohl gibt es auf ihnen strukturlose, mit grobem Material angereicherte Rinden, aber keine Geschiebelehmkappen. Hätte eine mächtige, Dutzende von Kilometern vorstoßende, Höhen und Tiefen nicht achtende Eismasse diese steilen Hügel überwältigt, so würde sie dieselben völlig zerstückelt und den Schutt weit ausgebreitet haben. Es ist vollkommen undenkbar, daß das Eis schmiegsam hinauf und wieder hinabgekrochen wäre und ihnen nur einen löcherigen Moränenmantel umgehängt

hätte. Es bleibt also, wenn man an der Vorstellung einer dritten Vereisung in diesem Gebiet festhält, nur die Annahme, daß dann eben die ganzen Blankeneser Berge von oben bis unten jungdiluvial wären und vorher nicht existiert hätten. Damit ist aber ihr innerer Aufbau schwerlich in Einklang zu bringen. Eine große Anzahl von Bohrprofilen ermöglicht die Feststellung, daß die gewaltige Sandmasse mit dem Geschiebemergel der zweiten Vereisung allseitig verzahnt und folglich gleichalterig ist. Es müssen gegen Ende dieser Vereisung, als die Hauptablagerung des mineralischen Eisinhaltes stattfand, hier besondere Schmelzvorgänge geherrscht haben, zugleich mit Verschiebungen der zusammensinkenden Eismassen. Daher die wirre Einbettung fremder Bodenschollen (Interglazial) in die Auswaschungsprodukte. Östlich und westlich von Blankenese aber taute ohne große Störung ungesichtete Grundmoräne aus. Die Schulauer Tiefbohrung zeigt ein fast ganz aus Geschiebemergel aufgebautes Diluvium von 95 m Mächtigkeit; schon am Tafelberg aber sind die bei Wittenbergen beginnenden Sandeinlagerungen derart angeschwollen, daß bis unter den Elbspiegel hinab kaum ein paar Dezimeter Geschiebelehm zu finden sind.

Das Ergebnis dieser Betrachtung ist also, daß das Schulauer Torfflöz zwar diluvialen Alters ist, aber nicht von der dritten Vereisung betroffen wurde, sondern außerhalb ihres Bereiches blieb. Nach seinem floristischen Bestande müssen wir es den innerhalb dieses Bereiches auftretenden jüngeren Interglazialbildungen gleichsetzen. Die jüngere Interglazialzeit bedeutet für die Hamburger Gegend den ältesten Abschnitt der Postglazialzeit.

Zwischen Schulau und Hamburg sind bis jetzt keine sicheren Bildungen vom Alter des Torfflözes bekannt, jedoch einige, deren Stellung zweifelhaft ist. So ist nach einer Mitteilung des Herrn Brunnenbaumeisters Hoh (Blankenese) zu Bokhorst, südwestlich von Osdorf (Bl. Hamburg) unter ungefähr 5 m Sand eine $2^1/_2$ m starke Moorschicht mit Baumstämmen erbohrt, unter der bis etwa 10 m Tiefe Sand und sodann bis etwa 60 m Geschiebemergel (Unterer) durchteuft wurde. Die Stelle liegt an einer

südwärts blind endigenden Geländemulde, die mit der großen Niederung zwischen Osdorf und Schenefeld zusammenhängt und oberflächlich mit rezenter Moorerde bedeckt ist. Da aber die Sandschicht über dem Torf und der Pflanzenbestand des letzteren nicht näher untersucht ist, so bleibt es eine offene Frage, ob der Torf dem älteren Alluvium oder dem jüngeren Interglazial angehört.

Ein zweites kritisches Vorkommen liegt in der von der Blankeneser Bahn durchschnittenen Niederung zwischen Bahrenfeld und Othmarschen, wo die Bohruntersuchungen für das große Altonaer Stammsiel merkwürdige Verhältnisse aufgedeckt haben. Die Niederung liegt ungefähr 20 m über NN. und wird nach Südosten durch die Flottbek entwässert. Die Umgebung ist Geschiebemergel. Die heutige Niederung ist aber nur eine flache Andeutung einer ursprünglich außerordentlich tiefen Hohlform, die nach Ausweis der Bohrungen vollständig von dem umgebenden Geschiebemergel unterteuft wird. Die tiefste Stelle ist durch die Bohrungen Nr. 34 und 127 (an der Beethovenstraße, nördlich der Ecke Lortzingstraße) festgestellt. Von Bohrung 34 habe ich an Hand der Proben folgendes Profil notiert: Ansatzpunkt + 19,30 m.

0	— 2,1	m Flachmoortorf
2,1	— 3,25	» Sand, hellgrau, mittelkörnig, etwas bindig
3,25	— 5,60	» Sand, grau, kiesig, mit Holzgeröllen, etwas bindig
5,60	— 6,20	» Flachmoortorf mit *Phragmites*
6,20	—15,00	» Sand, grau, mittelkörnig, schwach humos
15,00	—16,20	» Flachmoortorf, blätterig
16,20	—18,40	» Sand, grau, mittelkörnig, oben mehr, unten weniger humos.

Bohrung 127 (Ansatz +19,80 m) durchteufte nach Mitteilung des Stadtbauamtes:

0	— 1,10	m aufgefüllter Lehmboden
1,10	— 3,70	» Moor
3,70	— 5,50	» grauer feiner Sand
5,50	— 6,80	» grauer kiesiger Sand
6,80	— 7,60	» feiner, etwas mooriger Sand
7,60	— 9,00	» feiner, sehr mooriger Sand
9,00	—18,40	» feiner, etwas mooriger Sand
18,40	—18,60	» Moor mit holzigen Stückchen
18,60	—21,60	» sehr mooriger Sand
21,60	—26,20	» Geschiebemergel.

Hier liegen also mehrere Moorschichten in einer, wie es scheint von Anbeginn bis zur Gegenwart nicht unterbrochenen Sandalluvion; das jüngste Moor ist erst durch Menschenhand im Weiterwachsen aufgehalten. Eine Moräneneinschaltung fehlt, aber es tritt im oberen Teil des Profiles und in einem Nachbarprofil auch an tieferer Stelle kiesiger Sand auf. Als Moränenvertreter kann man ihn hier schwerlich auffassen; er ist wohl nichts weiter als ein Abschwemmungsprodukt der Umgebung. Auch die mächtigen feineren Sandmassen können nur aus dieser stammen, da die Niederung nur einen Ablauf, aber keinen Zulauf besitzt, es sei denn, daß die Grabenmulde zwischen Kl. Flottbek und Bahrenfeld in älterer Zeit nicht zur Flottbek gehört, sondern in umgekehrter Richtung, nach der Niederung, Wasser geführt hätte, was nicht sonderlich wahrscheinlich ist. Die wenigen bestimmbaren Pflanzenreste aus den Torf-Bohrproben erlauben nach J. Stoller's Urteil keine sichere Annahme über das Alter. Die meisten Torfproben bestanden aus völlig zersetztem, mit Mineralteilen gemengtem Humus.

Bestimmt wurden

gerollte Astfragmente von *Pinus*	(Bohrung	126 a,	+ 12,30 bis + 12,40 m)	
Menyanthes trifoliata	(Bohrung	128,	+ 1,60	bis + 1,80 m)
Carex filiformis	»	»	»	»
» »	»	»	+ 12,05	bis + 12,35 m
» *rostrata*	»	»	»	»
Menyanthes trifoliata	»	»	»	»

Es ist bemerkenswert, daß der Untergrund der Niederung bis 1,80 m unter NN. eingehöhlt ist, ohne daß sich ein See gebildet hat. Die Höhen- und Grundwasserverhältnisse müssen anfänglich also anders gewesen sein als jetzt. In der Tat haben wir ja für die älteste Alluvialzeit eine höhere Lage des Landes anzunehmen (an der Niederelbe mindestens 22 m), mit der je nach der Örtlichkeit tiefere Grundwasserstände verbunden gewesen sein müssen. Es besteht somit kein Grund, dem Bahrenfelder Alluvium ein höheres Alter zuzuschreiben. Die Entstehung

der Mulde kann verschieden gedeutet werden. Wenn sich in der Nachbarschaft wirklich Erdfälle ereignet haben, so könnte man sie für einen solchen von großen Dimensionen halten. Leider sind die zahlreichen Bohrungen in diesem Gebiet nicht bis in solche Tiefe eingedrungen, daß man über die Anwesenheit von Gips- und Salzgebirge hierunter Bescheid wüßte. Eine andere Erklärung wäre die, daß es sich um einen gewöhnlichen glazialen Kolk, ein »Soll« im Geschiebelehm handelt.

Es sei bei dieser Gelegenheit erwähnt, daß in der Nachbarschaft, z. B. in den ca. 35 m tiefen Brunnenbohrungen der Mohrschen Margarinefabrik und der Brauerei sowie in zahlreichen Bohrungen für die nach Ottensen führende Stammsielstrecke unter dem Geschiebemergel Sande angetroffen sind, die sich durch Mangel des Kalkgehalts von gewöhnlichen Glazialsanden unterscheiden. Auch in der westlichen Strecke des Stammsiels sind sie stellenweise erbohrt[1]). Da solche Sande vielfach in enger Verbindung mit dem älteren Interglazial, besonders in dessen Hangendem beobachtet sind, so vermute ich, daß sie in dieser ganzen Gegend gleichfalls auf das ältere Interglazial zurückzuführen sind; leider sind die Bohrungen nicht tief genug, um darüber Gewißheit zu schaffen. Man bedenke aber, daß südlich von Kl. Flottbek-Othmarschen das ältere Interglazial doch an mehreren Stellen erreicht ist und daß Meeresconchylien desselben in Bahrenfeld (Rolandsmühle) zahlreich im Mittleren Glazialsand zerstreut liegen. Nach Westen nimmt der Hauptgeschiebemergel an Mächtigkeit zu, während nach Osten die liegenden Sande

[1]) Kalkfreie, altdiluviale Sande kenne ich aus folgenden Bohrungen: Probebohrungen für das Altonaer Stammsiel Nr. 22, 25, 26, 27, 28, 29, 30, 31, 55, V, XV, XVI, XVIII, XIX, XX; Brunnenbohrungen der Firma Mohr, der Brauerei und der Artilleriekaserne in Bahrenfeld, des Wasserwerks in Gr. Flottbek und der Firma Helbing in Langenfelde. Die Schichtverzeichnisse im einzelnen hier mitzuteilen, würde zuviel Raum beanspruchen. Sie befinden sich wie fast alle in dieser Arbeit angeführten im Bohrarchiv der Königl. Geolog. Landesanstalt. Übrigens sind die kalkfreien Sande nicht auf diese Gegend beschränkt, sondern finden sich auch anderwärts in der Nähe des älteren Interglazials, z. B. in Hohenfelde (Hamburg), Bohrprofile von der Lübeckerstr., Ecke Alfredstr. und Uhlandstr. (Ecke Kuhmühle).

ansteigen. Das ist die Ursache, weshalb sie vornehmlich im Osten durch ihren Kalkmangel aufgefallen sind. Die jüngere Verwitterung, die ja in durchlässigen Böden der Umgegend mehr als 20 m tief eingedrungen ist, kann den Kalkmangel dieses Sandes nicht verursacht haben, denn er zeigt sich unter dichten Geschiebemergeldecken von 8—15, ja über 20 m (in Bohrung XX sogar 39,3 m) Mächtigkeit.

Nordwestlich von Bahrenfeld war in der bekannten Kallmorgen'schen Ziegeleigrube zu Langenfelde zeitweise ein Diluvialtorf und pflanzenführender Ton aufgeschlossen, dessen Flora M. Beyle[1]) bestimmt hat. Sie enthält unter einem großen Reichtum von Mischwald- und auch Wasserpflanzen gemäßigten Klimas Samen einer noch unbestimmten Art, die nur aus dem altinterglazialen Torf von Glinde bekannt ist. Die Holzreste zeigen z. T. Biberschnitte. Man wird diese Ablagerung daher mit Beyle wohl richtiger zum ersten als zum zweiten Interglazial stellen. Das Diluvium ist an jener über dem Zechstein-Tertiär-Horst gelegenen Stelle nur wenige Meter mächtig und ermöglicht keine stratigraphische Bestimmung des Pflanzenlagers.

In den nördlichen Vororten von Hamburg hat man bei Erdarbeiten verschiedener Art mehrere jungdiluviale Torflager gefunden, die botanisch durch das Vorkommen einiger dem Alluvium unserer Gegend fremder Pflanzen (*Picea excelsa*, *Taxus baccata*, *Abies pectinata*, *Tilia platyphyllos*, *Carpinus Betulus*, *Ilex aquifolium*, *Najas major*), stratigraphisch durch eine auffallend starke, z. T. mehrere Meter mächtige Sand- und Kiesdecke charakterisiert sind. Solche Vorkommen sind: Torflager in Eimsbüttel unter der Fruchtallee (Ecke Meißnerstraße); Torf- und Seekalklager im Stadtpark zu Winterhude; Torflager unter dem Rübenkamp, Ecke Drosselstraße zu Barmbek; Torflager unter

[1]) M. Beyle, Über einige Ablagerungen fossiler Pflanzen der Hamburger Gegend. Erster Teil. Jahrb. d. Hamb. Wissensch. Anst. XXX, 1912, 6. Beiheft. — Im Anschluß an Beyle's Mitteilung über das Torflager unter dem Rübenkamp möchte ich auf ein bei der Baudeputation, Sielbauabteilung befindliches kleines Profil von der Steilshooperstr., Ecke Wachtelstr., aufmerksam machen, das vielleicht denselben Torf zeigt.

dem nordöstlichen Teil des Ohlsdorfer Friedhofs. Botanisch nicht untersucht, aber nach ihren stratigraphischen Verhältnissen wahrscheinlich hierher gehörig sind ferner einige erbohrte Vorkommen aus Barmbek, während der altbekannte Valvatensand, der gleichfalls in Barmbek (Oberaltenallee 16), aber in tieferer Lage erbohrt ist, schon von Gottsche mit Recht in das ältere Interglazial gestellt ist. Unter all diesen Vorkommen war das interessanteste das Torf- und Seekalklager, das beim Aushub des Teiches im Winterhuder Stadtpark bloßgelegt und von mehreren geologischen Beobachtern studiert wurde, jetzt aber leider nicht mehr sichtbar ist. E. Horn[1]) hat ihm eine besondere Studie gewidmet, deren speziellem Ergebnis ich auf Grund eigener Besichtigung vollkommen beistimme. Das Lager befindet sich, unter Sand verborgen, in einer muldenförmigen nördlichen Seitenbucht der Osterbek-Niederung. Die Nordwand der Ausschachtung für den Teich zeigte Ende Mai 1911 von der Oberfläche ab folgendes Profil:

1. Sand, nesterweise kiesig, oben schwach wellenförmig gelagert, unten stark gebogen . . . . . 2 m
2. Torfschicht in ca. 1 m hohe Wellen gelegt, z. T. taschenartig zusammengedrückt, Zwischenstrecken gezerrt . . . . . 0,5 »
3. Seekalk, faulschlammhaltig und sehr tonig, reich an Conchylien 1,5 »
4. Sand, wasserreich, einen Spatenstich tief aufgegraben, ruht auf Geschiebemergel.

Wie die Flora des Torfes von Beyle (a. a. O.), so ist die Conchylfauna des Seekalkes von H. Menzel (vergl. Diskussion zu Horn, a. a. O.) untersucht und als klimatisch durchaus gemäßigt, zugleich aber einem diluvialen Formenkreis zugehörig befunden worden. Charakteristisch sind die Formen der *Planorbis corneus*-Gruppe und die dem Alluvium fremde *Belgrandia* cf. *germanica*. Das Lager ist also diluvial. Wenn man nun aber weiter behauptet, daß es vom dritten Landeis überschritten, gestaucht und mit einem Moränenschleier bedeckt sei, so ist das ein Miß-

[1]) E. Horn, Die geologischen Aufschlüsse des Stadtparkes in Winterhude und des Elbtunnels und ihre Bedeutung für die Geschichte der Hamburger Gegend in postglazialer Zeit. Zeitschr. d. Deutsch. Geolog. Gesellsch., Bd. 64, 1912, Monatsber. Nr. 3.

griff. An keiner Stelle der gesamten, ca. 600 m breiten und langen Aufschlußfläche ist ein Stückchen Moräne oder ein Geschiebe von mehr als Geröllgröße über dem Torf gesehen worden. Die Beamten des geologischen Instituts zu Hamburg haben den Aufschluß in allen Entwicklungsstadien besucht und lehnen gegenteilige Behauptungen mit vollem Recht ab. Was man als Moränenschleier anspricht, war ein zumeist dicht über dem Torf gelegener, zuweilen ein wenig lehmiger, sandiger Kies, der an den Rändern der Mulde einzelne größere, in der Mitte dagegen nur kleine Gerölle enthielt. Schon diese Sonderung des Materials weist auf den Ursprung der Gerölle hin; sie sind von den Gehängen herabgewandert. Nirgends habe ich unter ihnen einen schwer beweglichen Stein von mehr als Kopfgröße gefunden, nirgends ein geschliffenes Geschiebe, nirgends einen Fleck Geschiebelehm. Die Stauchungen dieser Schicht und des Torfes beruhen offenbar auf der Zusammendrückung des letzteren durch das Gewicht der Sanddecke, die allmählich über ihm entstand. Vermutlich spielt dabei die ungleichförmige Ablaugung des Seekalkes mit, deren gummiartiges Residuum E. Horn gerade unter den Sandtaschen aufgefallen ist[1]). Wäre die Torffaltung durch Gletscherschub bewirkt und der Kies eine Moräne, so müßte sie sich auf den Torf beschränken und der Kies die Falten diskordant abschneiden; statt dessen macht er sie mit, und an manchen Stellen ließ sich die Faltung, in schwache Wellen ausklingend, bis in die höheren Sandschichten verfolgen.

Ähnliche örtliche Faltungen sind auch von anderen, nur durch Kies und Sand überlagerten, jungen Interglazialtorfen bekannt, z. B. von dem durch Weber beschriebenen Torfflöz in der Böschung des Kaiser-Wilhelm-Kanals bei Beldorf. Auch dort ist der Irrtum begangen, die Deckschicht als Gletscherresiduum zu betrachten. Die Fältelungen, Zerreißungen und anderen Deformationen eines so alten Torflagers sind aber keineswegs verwun-

[1]) Am Westrande der Ausschachtung, nahe der Mitte, wo der Kalk fehlte und der Torf sich unmittelbar auf Geschiebesand und Geschiebemergel legte, fehlten auch die Faltungen.

derlich. Man bedenke, daß all diese Flöze — Winterhude, Schulau, Beldorf, Lütjen Bornholt, Drelsdorf — aus der Zeit vor dem dritten großen Eisvorstoß herrühren; daß sie die rauhe Periode jenes Vorstoßes, der einige Meilen östlich von ihnen seine Vorsande und Endmoränen anhäufte, über sich ergehen lassen mußten; daß sie während desselben mit dem ganzen Lande mehr als 20 m über ihre jetzige Lage gehoben waren, um nachher wieder zu sinken; daß sie durch diese Hebung und eine entsprechende Neubelebung der Alluvion an den Stätten ihres Daseins im Wachstum gestört und alsbald erstickt und verschüttet wurden, und endlich, daß der Grundwasserstand in und neben ihnen lange und große Schwankungen erlitten haben muß. Das sind Schicksale, die unsere alluvialen Kalk- und Moorlager noch nicht berührt haben, und deshalb ist der Zustand der diluvialen und der alluvialen so grundverschieden.

Die diluviale Torfmulde von Winterhude gehört zur weiteren Umgebung des Alsterbeckens. Dieses Becken, in das von Westen, Norden und Osten ein ganzes Bündel Wasserläufe einmündet (Alster, Isebek, Osterbek, Eilbek), besitzt zur Elbe nur eine verhältnismäßig schmale Pforte zwischen den Geesthöhen der Hamburger Altstadt und Neustadt, die in der jüngeren Interglazialzeit noch enger und seichter gewesen zu sein scheint als nachher. Daher die See- und Moorbildungen jener Zeit, die alle zum Alsterbecken in Beziehung stehen, und die Terrassenbildungen am Ausgang der Zuflußtäler. Der größte Teil des Stadtteils Barmbek liegt auf Talsanden, deren Beschaffenheit und Ausdehnung eine besondere Studie verdienten. Es würde zu weit führen, hier näher darauf einzugehen, aber einige Bohrprofile, die auf ältere, nicht alluviale Moorbildungen hinweisen, möchte ich doch nennen:

Barmbeker Brauerei, Gluckstr. (Ecke Wagnerstr., Eilbektal).

0—2,5 m Sand, kalkfrei
2,5—4,2 » Kies, sandig, kalkfrei
4,2—6,8 » Sand, grob, kalkfrei
6,8—7,5 » Sand, braunschwarz, fein, glimmerhaltig, sehr reich an Humus und Faulschlamm, etwas brennbar
7,5—8,0 » Sand, braun.

Werk- und Armenhaus (südwestlich von vorigem, im Eilbektal).

0— 1,25	m	Sand, humos
1,25— 7,20	»	Sand, grau, kalkfrei, mittel- bis grobkörnig, wechsellagernd mit kiesigen Schichten
7,20—11,25	»	Ton, feinsandig, kalkreich, leicht und locker, grünlichgelb
11,25—13,15	»	Sand, grob, tonig, kalkhaltig, grau.

Richardstraße 56 (zwischen beiden vorigen).

0— 1,0	m	Sand, humos
1,0— 2,2	»	Sand, mittelkörnig, schwach humos, bräunlich
2,2— 3,4	»	Sand, grau, Gerölle enthaltend, kalkfrei
3,4— 4,2	»	Sand, gelblichgrau, mittelfein, kalkfrei
4,2— 5,0	»	Sand, kiesig, gelb, kalkfrei
5,0— 5,8	»	Moorerde
5,8— 9,2	»	Sand, mittelkörnig bis grob, dunkelgrau, kalkfrei
9,2—10,8	»	Kalk, sandig-tonig, braungrau
10,8—12,8	»	Sand, hellgrau, kalkfrei
12,8—13,5	»	Geschiebemergel, hellgrau.

Das Eilbektal, in dem diese Bohrstellen liegen, setzt sich aufwärts nach Wandsbek als Wandse-Tal fort; auf der südlichen Talseite liegt Wandsbek, auf der nördlichen Hinschenfelde. Hier sei nun einer sehr merkwürdigen Bohrung gedacht, die im Jahre 1898 von der Firma Deseniss & Jacobi auf dem Grundstück von H. Hügelmann in Hinschenfelde niedergebracht ist, deren genaue Lage ich aber auch an Hand des Bohrjournals (D. & J. Nr. 1094) leider nicht habe ermitteln können. Das Profil ist:

0— 4,5	m	vorhandener Brunnenschacht
4,5 — 9,5	»	»lehmiger Kiessand«, kalkfrei
9,5 —10,8	»	toniger, brauner Sand (»Kleisand«)
10,8 —12,2	»	»Klei, Torf, Holz und Sand«. Es liegen zwei Proben vor von dunkelgrauem, mittelfeinem Sand mit viel Holzgeröll; in der zweiten Probe lagen auch einige wenig abgerollte, im Bohrjournal nicht erwähnte Glimmertonconchylien (*Pleurotoma rotata, Natica helicina, Turritella* usw.)
12,2 —17,3	»	gelbgrünlicher Sapropelkalk, im frischen Zustand dunkelfarbig (»schwarzer Klei«)
17,3 —19,00	»	feiner, grauer, tonig-kalkiger Sand (»grauer, sandiger Klei«)
19,00—20,8	»	feiner, grauer, stark rostfleckiger, kalkig-toniger Sand (»graubrauner Klei«)

20,8 —21,10 m mittelkörniger, tonig-kalkiger Sand (»grauer, sandiger Klei«)
21,10—21,70 » desgleichen
21,70—28,25 » kalkfreie, gröbere, gelbe Sande und Kies.

(Bei den Tiefenangaben unterhalb des Sapropelkalks, die nicht an den Proben vermerkt waren, sondern dem Bohrjournal entnommen sind, blieb ungewiß, ob sie nicht zu der jeweils höheren Schicht gehören.)

Diese Schichtenfolge scheint ein jungdiluviales Torf- und Seekalklager einzuschließen. Die Glimmertonconchylien sind der jungdiluvialen Bodenprobe vielleicht durch eine Verwechslung beigefügt; es ist nämlich 1899 von Deseniss & Jacobi auf demselben Grundstück eine zweite Wasserbohrung ausgeführt, die bis in den Glimmerton eingedrungen ist. Das Profil dieser Bohrung, in welcher der Süßwasserkalk fehlt, lautet (D. & J. Nr. 1105):

0— 1.90 m Auftrag
1,90— 6,00 » grober, gelber Sand, unten mit Geröllen
6,00— 7,20 » »grauer, toniger Sand und Steine« (lehmiger Sand), kalkfrei
7,20—11,80 » grauer, toniger, mittelkörniger Sand, kalkfrei
11,80—13,00 » »grauer, toniger Sand und Steine« (gröber wie voriger, weniger tonig, kalkfrei)
13,00—15,10 » grauer, toniger Sand, glimmerhaltig, kalkfrei
15,10—19,10 » graue und gelbe Grobsande (darin bei 16,5—17,8 m ein Geröll von sehr pyropissitischer Braunkohle)
19,10—42,2 » Geschiebemergel
42,2 —47,75 » und weiter: Glimmerton, grau, feinsandig, teilweise kalkhaltig; Fossilreste.

Die Schichten könnten in Bohrung I bis etwa 20,8 m und in II bis mindestens 15,10 m als Alluvium und Jungdiluvium gedeutet werden; der Geschiebemergel dürfte der zweiten Vereisung angehören. Älteres Interglazial, wie es in den nicht weit entfernten Tongruben am Lehmbrok aufgeschlossen ist, kommt hier offenbar nicht in Frage; es könnte erst unter dem Hauptgeschiebemergel erscheinen. Ich führe die beiden Profile hier an, um auf diese Gegend aufmerksam zu machen, die hoffentlich durch künftige Bohrungen besser aufgeklärt wird.

In der Nähe der Alster, aber außerhalb des Alsterbeckens befindet sich auch das jungdiluviale Torflager von Ohlsdorf,

das J. Stoller[1]) botanisch beschrieben hat. Die wichtigsten, ein gemäßigtes Klima und z. T. diluviales Alter beweisenden Arten sind:

Picea excelsa
Najas major
» *flexilis*
Potamogeton trichoides
Cladium Mariscus
Brasenia purpurea
Tilia platyphyllos
» *ulmifolia*
Cicuta virosa.

In Stoller's Beschreibung findet man eine kurze von mir verfaßte Darstellung der stratigraphischen Zusammenhänge. Leider haben neue Aufschlüsse das damals sehr unvollkommene Bild nicht verbessert, so daß mir zweifelhaft ist, ob der Torf eine Scholle älteren Interglazials darstellt, wie es im nahe gelegenen Alsterdorf erbohrt und in Hummelsbüttel aufgeschlossen ist, oder eine jung-interglaziale Bildung. In der damaligen Darstellung nahm ich Hummelsbüttel für jung-interglazial, und den Ohlsdorfer Torf ebenfalls. Ersteres halte ich jetzt, wie im Vorhergehenden auseinandergesetzt ist, für altinterglazial; es ist aber denkbar, daß der Ohlsdorfer Torf aus dieser Parallele zu entfernen und als junginterglazial zu erklären ist, denn er trägt keine nachweisbare Moräne. Dann müßte er freilich auch von den a. a. O. genannten benachbarten Torfvorkommen getrennt werden, die unter Geschiebelehm liegen. Auch hier müssen künftige Beobachtungen die Entscheidung bringen.

Die mitteldiluvialen Sand- und Geschiebelehmflächen östlich von Hamburg (Blätter Wandsbeck und Glinde) werden in südlicher und südwestlicher Richtung von einer Reihe flacher Graben- und Bachmulden durchzogen, die ursprünglich kein ausge-

[1]) J. Stoller, Beiträge zur Kenntnis der diluvialen Flora Norddeutschlands. I. Motzen, Werlte, Ohlsdorf-Hamburg. Dieses Jahrb. für 1908, Bd. XXIX, Teil I, S. 102—122.

sprochenes Gefälle besessen haben, aber durch die Vorschiebung des steilen Elbtalrandes zur Entwässerung nach der Elbmarsch gebracht sind und nun kurze, tief eingeschnittene Unterläufe entwickelt haben. Im Bereich dieser Mulden begegnen wir wiederum Torf- und Süßwasserkalklagern, die tief versandet und wohl größtenteils von gleichem Alter, wie diejenigen von Winterhude-Barmbek sind. So befindet sich ein mächtiges, bisher nur durch Handbohrungen nachgewiesenes Kalklager unter Sand an der Südostseite von Öjendorf in einer nur wenig ausgesprochenen Seitenmulde des Schleemetales.

Besser zugänglich und erforscht ist ein zweites, auf dem Kartenblatt Glinde vermerktes Vorkommen im Norden von Ost-Steinbeck jenseits der Kreuzung des Weges nach Willinghusen an der Westseite der dortigen Wiesenniederung. Eine Aufgrabung im Jahre 1909 traf:

1. Rasenerde, 20 cm,
2. steinfreier, hellgrauer, gelb geaderter Sand, 70 cm,
3. blaugrauer Sand mit kleinen Steinchen und humosen Röhren, 5 cm,
4. sandiger, schwarzer Torf, etwa 10 cm,
5. reiner, bräunlicher Torf, leichter, 25 cm,
6. Kalk, grau, mit 200 cm Mächtigkeit nicht durchteuft, unten Conchylien enthaltend.

J. Stoller hat die organogenen Schichten botanisch analysiert. Schicht 4, ein dunkler, sehr homogener Torf, der von flachen grauen Sandlagen durchsetzt ist, enthielt keine bestimmbaren Pflanzenreste, auch keine Pollen. Schicht 5, die in frischem Zustand braunschwarz aussah und zahlreiche Gräser, Früchte und Zweigstückchen erkennen ließ, lieferte:

Stratiotes aloides
Scirpus sp.
Rhynchospora sp.?
Carex, sectio Carex
Pinus? Picea? (2 Samen)
Carpinus Betulus
Alnus glutinosa
Tilia parvifolia
Ceratophyllum demersum apiculatum
Eupatorium cannabinum.

Aus der Grenzschicht zwischen 5 und 6 bestimmte Stoller:

Najas major
Cladium Mariscus
Scirpus lacustris
Scirpus sp.
Carex, sectio Carex
Phragmites communis
Alnus glutinosa
Quercus (?)
Tilia platyphyllos
T. parvifolia.

Aus Schicht 6:

Potamogeton densus
Najas major
Cladium Mariscus
Alnus glutinosa
Tilia platyphyllos
T. parvifolia.

Aus Schicht 6, tiefere Probe, etwa 40 cm unter dem Torf:

Najas major
Cladium Mariscus
Scirpus sp.
Alnus glutinosa
Quercus sp.
Tilia parvifolia.

J. Stoller spricht sich über diesen Befund der Flora dahin aus, daß es sich um die Verlandung eines tiefen Teiches bis zum Stadium der Limnäenvereinsklasse handle, und zwar unter einem durchaus gemäßigten Klima. Die Arten geben keinen Anhalt zur Entscheidung der Frage, ob der Vorgang während der jüngeren Interglazialzeit oder während der Alluvialzeit — dann aber nicht vor dem Ende der Ancylusperiode — erfolgt sei. Diese Frage müsse nach dem stratigraphischen Zusammenhang entschieden werden. Ich vermute, soweit ich den letzteren überblicke, daß ein interglaziales Alter wahrscheinlich ist.

Südöstlich von Ost-Steinbeck findet sich an der Glinder Au

bei Domhorst abermals ein sandbedecktes Kalklager. An und in den Quellwiesen dieser Au südöstlich und östlich von Glinde zeigen sich Torflager in größerer Ausdehnung. Auch dort ist stets nur Sand und Kies in ihrem Hangenden vorhanden, und darüber zuweilen noch ein rezentes Moor. So wurde z. B. beim Bau der Bahnbrücke südlich von Glinde unter Moorerde und Sand eine Schicht Lebertorf gefunden. Südöstlich von Glinde zeigt die Karte eine gabelförmige flache Wiesenniederung. Zwischen dieser und dem Nordrande der Forst »Großkoppel« befindet sich eine kleine Sandebene, unter welcher durch Handbohrungen ebenfalls Torf getroffen wurde. Hier wurde, etwa 200 m nördlich vom Reinbecker Fußsteig, der Versuch gemacht, durch eine staatliche Bohrung das Diluvialprofil aufzuklären. Folgende Schichten wurden durchsunken:

Alluvium.

0 — 0,30 m Moorerde

Diluvium.

0,30— 1,50 » Sand, hellgrau, schwach tonig, mittelkörnig, kalkfrei
1,50— 1,80 » Kies, grob, kalkfrei, mit Geröllen bis 4 cm Durchmesser
1,80— 2,75 » Moorerde, zu unterst Lebertorf
2,75— 4,00 » Geschiebesand, kalkfrei
4,00— 5,00 » Kies, sandig, bunt, kalkfrei
5,00—10,75 » Geschiebemergel, grau
10,75—12,00 » Sand, scharf, hellgrau, kalkhaltig
12,00—14,80 » Kies mit vielen Geschieben, kalkhaltig
14,80—15,90 » Geschiebelager, kalkhaltig
15,90—17,00 » Geschiebesand, kalkhaltig
17,00—19,00 » Sand mit Geröllen, grau, kalkhaltig
19,00—21,00 » Sand ohne Gerölle, mittelkörnig, kalkhaltig
21,00—37,00 » Geschiebemergel, grau, sandig, geschiebereich
37,00—39,50 » Sand, scharf, grau, kalkhaltig, mit Geröllen

Untermiocän.

39,50—40,75 » Letten, schwarz, zähe
40,75—57,00 » Sand, grau, kalkfrei, mittelkörnig; bei 43—45 m ein Markasitknollen
57,00—60,90 » Sand, feiner, glimmerhaltig
60,90—61,50 » Braunkohlenletten, schwarz
61,50—67,75 » Sand, mittelkörnig
67,75—68,25 » Braunkohlenletten, sandig, glimmerreich
68,25—68,75 » Sand, mittelkörnig, grau

68,75—69,00 m Braunkohlenletten, sandig
69,00—70,00 » Sand, grau, ziemlich grob
70,00—79,25 » Sand, dunkelgrau, feiner, glimmerhaltig
79,25—81,50 » Braunkohlenletten, sandig, glimmerhaltig, sehr kohlig
81,50—83,25 » derselbe, mehr tonig
83,25—85,50 » Sand, grau, mittelkörnig
85,50—86,00 » Braunkohlenletten

Die Hoffnung, in der Bohrung auch das ältere Interglazial zu fassen, das 3 km südlicher in Schollenform auftritt, erfüllte sich nicht, da man auf eine miocäne Untiefe kam. Aber das Bohrprofil beweist in Verbindung mit der Oberflächenkartierung, daß der Torf sicherlich in die Reihe der jüngeren Interglazialbildungen gehört, die in dieser Gegend stets frei von Moränenbedeckung sind.

Der östlichste Beobachtungspunkt auf Blatt Glinde sind die Kalkmergelgruben westlich von Witzhave am Rande des kleinen, zur Bille fließenden Baches bei der sog. Schulkoppel. Diese Stelle ist nicht weit von der äußersten Grenze des dritten Landeises entfernt, dessen Endmoräne sich zwischen Rausdorf und Großensee erhebt und dessen Vorsand etwa bei Witzhave ins Billetal verläuft. Das Kalklager ist ungefähr 3 m hoch von Sand mit einzelnen großen Geröllen bedeckt und scheint keine Scholle zu sein, da es ganz eben liegt. Freilich keilt es in südlicher Richtung schon nach kurzer Erstreckung aus; nach Osten soll es an Mächtigkeit zunehmen und ist noch nicht bis zum Ende verfolgt. Auch hier hat die Kgl. geologische Landesanstalt eine Bohrung niederbringen lassen, und es zeigte sich, daß das Diluvium hier weit mächtiger ist als bei Glinde. Leider gelang es nicht, das Tertiär zu erreichen. Das Diluvialprofil ist also unvollständig. Es lautet:

0 — 3,00 m grober Sand, kalkfrei, gelb und grau, kleine Geschiebe enthaltend
3,00— 8,00 » Süßwasserkalk, tonig
8,00— 8,50 » Kies, darin ein Stein
8,50— 8,75 » Süßwasserkalk
8,75—10,00 » toniger Kies
10,00—13,00 » fetter, grauer Tonmergel
13,00—15,00 » grobsandiger Tonmergel

15,00—18,75	m	Geschiebemergel (mit aufgenommenem Tonmergel?)
18,75—19,00	»	sandreicher Tonmergel, grau gebändert
19,00—27,00	»	Sand, grau, mittelfein, kalkhaltig, etwas Glimmer führend
27,00—28,00	»	Bänderton, mager, kalkhaltig
28,00—28,25	»	Sand wie oben
28,25—32,50	»	Bändertonmergel, reich an Feinsand, dunkel gebändert
32,50—55,50	»	Sand, grau, mittelfein, kalkhaltig, etwas Glimmer führend
55,50—58,10	»	Geschiebemergel
58,10—63,00	»	Sand, grob, fahlgrau; zwischen 60 und 62 m darin etwas Bänderton
63,00—65,00	»	Feinkies, bunt, kalkhaltig, mit abgerollten Miocänconchylien
65,00—66,25	»	Geschiebesand, kalkhaltig
66,25—66,40	»	Tonmergel, sandreich, glimmerhaltig, grau, geschichtet
bei 66,40	»	abgerollte Braunkohlenstücke und nordische Gerölle, offenbar aus dem hangenden Kies herrührend
66,40—79,00	»	Sand, grob, grau, tonig, kalkhaltig mit nordischen Geröllen und Braunkohlegeröllen, wechsellagert mit dünnen Tonschichten
79,00—79,80	»	Kies, grob
79,80—85,00	»	Sand und Ton; zuletzt ein größeres Geschiebe, das zur Einstellung der Bohrung nötigte.

Nach Aussage des Besitzers werden im Kalk zuweilen Zweige und schön erhaltene Eichenblätter, auch Tierknochen gefunden; eine von J. Stoller auf bestimmbare Pflanzenreste untersuchte Probe ergab eine spärliche Ausbeute (Knospenschuppen einer *Betulacee* [*Corylus?*]). Der hangende Sand, der vielleicht zum Vorsand der Jung-Endmoräne gehört, ist horizontal geschichtet und lagert konkordant auf dem Kalk, nur durch eine dünne Schicht von Schwemmtorf bezw. Faulschlammsand von diesem geschieden. In dem Faulschlammsand stellte Stoller fest: »Rhizomteile und Faserwurzeln, die meisten unbestimmbar, ein Teil wohl zu *Nuphar* gehörig; ein Nüßchen von *Alnus glutinosa.*« In frischem Zustande ist der Kalk dunkel-graugrün; beim Trocknen wird er sehr leicht, hellgrau und blättrig, ist also ein Faulschlammkalk.

In der Literatur werden mehrere diluviale Torfvorkommen aus Bergedorf, Friedrichsruh, Artlenburg und Glüsing bei Lauenburg beschrieben[1]), die eine Verbindung des jungen Interglazials

[1]) Vergl. W. Koert, Erläuterungen zu Blatt Bergedorf (Lieferung 176), S. 18; C. Gagel, Erläuter. z. Bl. Schwarzenbek (Lief. 168), S. 21; W. Koert und C. Weber, Über ein neues interglaziales Torflager. Dieses Jahrb. 1899, Bd. XX, S. 195. G. Müller, Die Ergebnisse der Untersuchungen auf Bl. Lauenburg, ebenda S. L.

von Hamburg mit dem altberühmten und viel umstrittenen Torfflöz im hohen Elbufer am »Kuhgrund« bei Lauenburg herstellen. Da ich diese Vorkommen, die z. T. nur gelegentlich sichtbar waren, nicht aus eigener Anschauung kenne, verweise ich auf die Beschreibungen. Von dem Torfflöz im Bahneinschnitt zu Friedrichsruh gibt der Autor an, daß es von Oberem Geschiebelehm unterteuft werde. Da ich den dortigen Oberen Geschiebelehm noch zur mittleren Vereisung rechne, so vermute ich, daß das Flöz dem jüngeren Interglazial angehört. Das Torfflöz von Bergedorf könnte desselben Alters sein, wenn die Zweifel an der Moränennatur des aufliegenden Geschiebesandes berechtigt sind. Das Profil von Artlenburg hat die Schwächen eines Kombinationsprofiles und kann in demselben Sinne gedeutet werden. Ebenso halte ich für das Torfflöz bei Glüsing und vor allen Dingen für das Torfflöz vom Lauenburger Kuhgrund einen Moränencharakter der Geschiebesanddecke ebensowenig für bewiesen wie für das Schulauer Flöz.

Es ist eine auffällige Erscheinung, daß die sämtlichen jungdiluvialen Torf- und Süßwasserbildungen der Hamburger Gegend — Schulau, Eimsbüttel, Winterhude, Barmbek, Ohlsdorf, Hinschenfelde, Öjendorf, Ost-Steinbeck, Domhorst, Glinde, Witzhave — die man bis jetzt kennen gelernt hat, keine Moränendecke tragen. Der Einwand, daß die Lage solcher Bildungen in Bodenmulden, die erfahrungsgemäß vom Inlandeis oft unvollkommen verfüllt wurden, ihnen die Erosionshülfe des Wassers zur Forträumung schwacher Moränendecken zuzöge, erscheint mir nicht treffend. Denn weder hat es sich bisher gezeigt, daß die hangenden Kies- und Geröllager wirklich Erosionsrückstände von Moränen sind, noch kann es als allgemeine Erfahrung gelten, daß alte Täler und Mulden sich auch durch Moränen hindurch immer wieder abformen. Das präglaziale Tal von Hamburg ist ein Gegenbeispiel; es ist gründlich zugedeckt und von keinem späteren Wasserlauf wiedergefunden. Die Hamburger Gegend ist durch hunderte von Wasserbohrungen, deren Proben ich untersucht habe, geologisch profiliert. Niemals habe ich jüngere Interglazial-

schichten seitwärts der heutigen Talmulden und unter echter Grundmoräne gefunden. Diese Tatsache kann ich nicht anders erklären, als daß alle Talmulden der Geest schon in der jüngeren Interglazialzeit bestanden haben, und daß die dritte Vergletscherung sie nicht erreicht und zerstört hat.

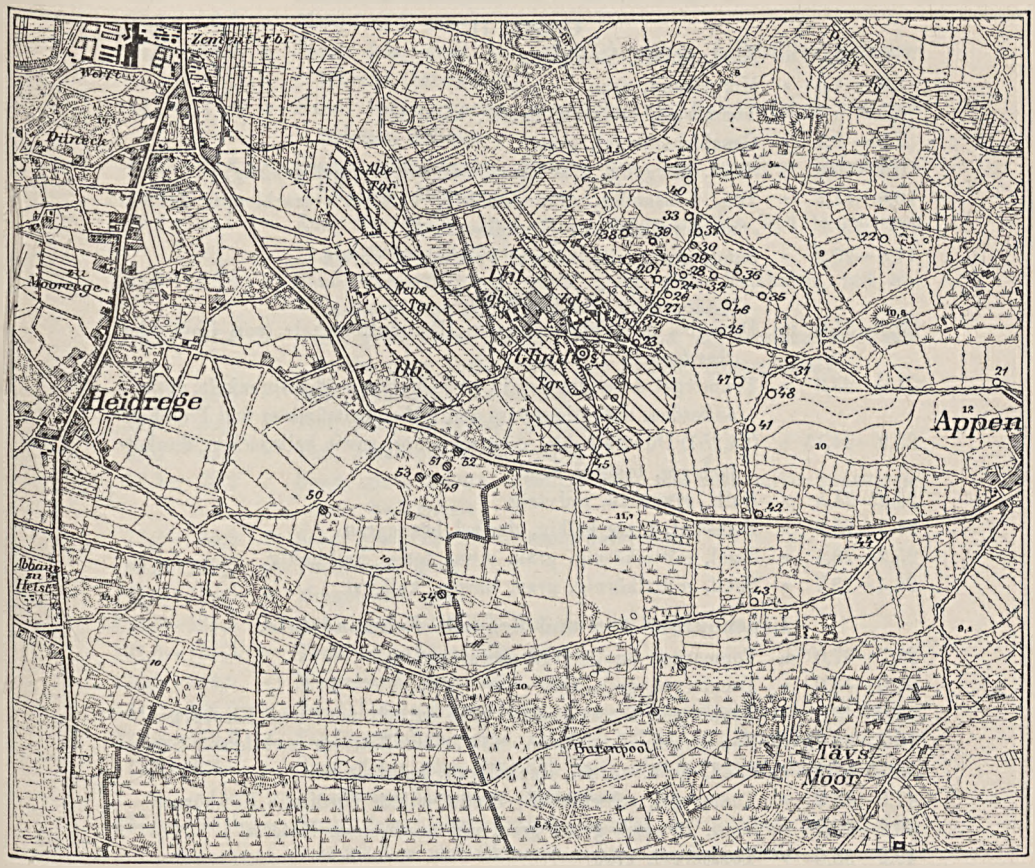
Dieses Ergebnis steht im Widerspruch mit der Auffassung, daß bei Hamburg südlich der Elbe noch Oberer Geschiebemergel verbreitet sei (z. B. auf Blatt Harburg) und die dritte Vereisung einen großen Teil der Lüneburger Heide bis hinab zum Allertal eingenommen hätte. Diese Ansicht stützt sich teils auf Ergebnisse der Oberflächenkartierung — Ergebnisse, die, wie das Gebiet zwischen Ütersen und Schulau lehrt, auch bei genauester Arbeit nach der üblichen Handbohrmethode nicht frei von Irrtümern sein können — teils auf die Deutung der Interglazialbildungen in der Lüneburger Heide. Was die letzteren betrifft, so muß entweder ihr Alter oder ihre und ihrer Deckschichten Entstehungsweise anders erklärt werden als bisher. Ich bin der Meinung, daß das jüngste Inlandeis nirgends den Elbstrom überschritten hat. Dieser mächtigste und ehrwürdige Urstrom Norddeutschlands hat den ganzen Zeitenwechsel vom Spätstadium der zweiten Vereisung bis zur Gegenwart unverrückbar überdauert.

3. Bohrprofile.

Zur Erläuterung der vorstehenden Abschnitte folgen hier die wichtigsten Bohrprofile, die älteres Interglazial erschlossen haben, soweit sie nicht bereits von Gottsche in seiner klassischen Arbeit »Die tiefsten Glazialablagerungen der Gegend von Hamburg« (Mitt. d. geol. Ges. in Hamburg, XIII, 1897) veröffentlicht sind. Für das Interglazialgebiet von Ütersen-Glinde werden sämtliche neueren Bohrungen gegeben, da von dort bisher nur das Profil der fiskalischen Bohrung Unter-Glinde bekannt ist[1]). Nur die Bohrungen nördlich der Pinnau, die unter glazialem Diluvium

[1]) Schröder und Stoller, a. a. O. S. 506.

alsbald ins Miocän geraten sind, fallen aus, und ebenso einige wenige, von denen ich keine Proben untersuchen konnte.



Das Interglazialgebiet von Ütersen in Holstein.

Interglazial unter dünner Quartärdecke

o Bohrungen des Wasserwerks Ütersen, die Interglazial angetroffen haben

o » » » » » » nicht angetroffen haben

▭ Vorkommen von Diluvialtorf im Tävsmoor

◎s Tiefbohrung der Geologischen Landesanstalt.

I. Profil des tieferen Diluviums von Lauenburg.

Bohrung des Wasserwerks (am Elbufer).

Ausgeführt von A. Eising-Hamburg 1911.

Glazial II.

0— 1,0	m	Sand, unrein, kalkhaltig
1,0— 4,6	»	Mergelsand, grau
4,6— 7 35	»	Tonmergel, hellgrau, mager, kalkreich
7,35- 9,4	»	Geschiebemergel, grau
9,4—10,6	»	Sand, mergelig, grau (zum Geschiebemergel gehörig)
10,6—11,6	»	Ton, feinsandig, glimmerhaltig, kalkfrei (verschleppte Scholle an der Basis der Grundmoräne?)
11,6—20,2	»	Sand, grau, mittelkörnig, kalkhaltig, unrein

Interglazial I.

20,2—21,0	m	Derselbe, mit Schaltrümmern (Perlmutterschale, von *Unio* oder *Anodonta*?)
21,0—23,9	»	Tonmergel, durch Schalsplitter von *Mytilus* weiß gesprenkelt; enthält außerdem unbestimmbare andre Muscheltrümmer und Treibholz
23,9—24,15	»	(24,25?) Diluvialkohle, dünnschichtig, sowie kalkreicher, dunkelfarbiger, toniger Sand
24,25-24,5	»	Kalk, grauweiß, pulverig
24,5—25,2	»	Feinsand, tonig-kalkig, dunkel braungrau
25,2—28,4	»	Sand, mittelkörnig, grau, etwas tonig, kalkhaltig
28,4—28,7	»	Sand, mittelkörnig, grau, unrein, kalkfrei

Lauenburger Ton und liegende Feinsandstufe.

28,7—37,0	m	Tonmergel, dunkelgrau, etwas sandig
37,0—43,0	»	Tonmergel, grau, fett
43,0—43,3	»	Tonmergel, schwärzlich: Probe enthält nordische Kieskörner
43,3—43 75	»	Tonmergel, dunkelgrau, mit hellen Blättern mehlfeinen Sandes
43,75-47,9	»	Sand, grob, unrein, dunkelgrau, kalkhaltig
47,9—48,2	»	Tonmergel, schwärzlich; Probe enthält nordische Kieskörner
48,2—49,2	»	Sand, ziemlich grob, grau, mit nordischem Material
49,2—53,0	»	Tonmergel, grau
53,0—55,2	»	Tonmergel, grau und schwärzlich

Glazial I.

55,2—64,2	m	Sand, kiesig (nordisch), grau, kalkhaltig, wasserreich

II. Bohrungen des Hamburger Wasserwerks in Billwerder.

Bohrloch H II, gegenüber Schiffbek (Spülbohrung).

Höhenlage + 1,0 m

Alluvium.

0— 0,7	m	Schlick, sandig, braun
0,7— 2,5	»	Schlick, feinsandig, graubraun, kalkfrei
2,5— 5,6	»	Sand, ungleichkörnig, grau, kalkfrei

Diluvium.

5,6— 10,5	m	Sand, kiesig, mit Geröllen, graubunt, schwach kalkig
10,5— 23,6	»	Sand, ziemlich fein, nach unten gröber, grau, kalkhaltig
23,6— 24,7	»	Sand mit stark gerollten Geschieben
24,7— 26,8	»	Mergelsand, grau
26,8— 44,0	»	Sand, fein, grau bis bräunlich, etwas kalkhaltig, glimmerführend (Interglazial?)
44,0— 47,6	»	Sand, braun, unrein, mittelfein, mit Kalkkörnchen von zerriebenen Schalen
47,6— 49,4	»	Sand, mittelkörnig, unrein, grau mit marinen Conchylien (*Mactra*), Interglazial
49,4— 52,0	»	Ton, Sapropelit, grau, mit Ostracodenfauna und tangartigen Abdrücken (Interglazial)
52,0— 52,4	»	Sand, ungleichkörnig, etwas tonig, grau, kalkhaltig, mit unbestimmbaren Schaltrümmern (Interglazial)
52,4— 57,4	»	Sand, grau, etwas tonig, ziemlich fein, mit vereinzelten Braunkohle- oder Torfkörnern, fast kalkfrei (Interglazial?)
57,4— 58,5	»	Sand, fein, grau, kalkhaltig
58,5— 59,0	»	Ton, grau, feinsandig, kalkhaltig
59,0— 62,5	»	Ton, braunrötlich, kalkhaltig
62,5— 73,2	»	Sand, grau, unrein, ziemlich fein, mit nach unten zunehmendem Kalkgehalt
73,2— 85,5	»	Sand, grau, mittelfein, tonig-kalkhaltig
85,5—123,5	»	Tonmergel, grau
123,5—126,5	»	Mergelsand, grau
126,5—131,5	»	Sand, grau, ziemlich fein, unrein, kalkhaltig
131,5—136,5	»	Tonmergel, feinsandig, grau
136,5—144,0	»	Mergelsand, grau, sehr tonig
144,0—164,0	»	Sand, fein, schwach tonig, grau, glimmerhaltig, schwach kalkig
164,0—179,3	»	Sand, mittelfein, grau, schwach kalkig, mit Braunkohlegeröllen
179,3—224,0	»	Sand, fein, grau (ziemlich hell), glimmerhaltig, mit geringem, teilweise fehlendem Kalkgehalt
224,0—239,0	»	Sand, fein, graubräunlich, unrein, mit kleinen Braunkohlebröckchen und Glimmer, schwacher Kalkgehalt
239,0—253,5	»	Sand, fein bis mittelkörnig, bräunlichgrau, kalkarm
253,5—273,5	»	Sand, mittelkörnig bis grob, mehr oder minder kiesig, nordische Gerölle und Geschiebe führend, etwas kalkhaltig
273,5—274,5	»	Sand, mittelkörnig, grau, schwach kalkig, mit ziemlich viel nordischem Material

Bohrloch H III, bei der Station Billwerder-Moorfleth (Spülbohrung).

Höhenlage + 0,40 m

Alluvium.

0— 0,4	m	Schlick, gelbbraun
0,4— 0,8	»	Schlick, gelbbraun mit rostfarbenen Flecken

0,8—	3,8 m	Schlick, sehr sandig (Schlicksand), grau, kalkfrei
3,8—	4,9 »	Probe fehlt (vermutlich Sand)
4,9—	9,9 »	Sand, grob, bräunlichgrau, kalkfrei, mit kleinen Geröllen

Diluvium.

9,9—	16,0 m	Sandiger Kies, kalkfrei
16,0—	18,0 »	Sand, fein, hellgrau, kalkhaltig
18,0—	23,8 »	Sand, grob, kiesig, kalkhaltig
23,8—	26,9 »	Gerölle und Geschiebe
26,9—	32,5 »	Tonmergel, feinsandig, grau
32,5—	34,5 »	Mergelsand, grau, glimmerhaltig
34,5—	44,5 »	Sand, fein, mit Braunkohlekörnern, kalkhaltig, hellgrau
44,5—	46,2 »	Gerölle
46,2—	50,6 »	Sand, kalkhaltig, glimmerführend, fein, hellgrau
50,6—	57,1 »	Kies, oben sandig, unten sehr geröllreich, große Gerölle
57,1—	109,5 »	Tonmergel, dunkelgrau mit bräunlichem Schimmer, schwach glimmerhaltig, zum Teil wahrscheinlich durch den Bohrprozeß zu Brockenmergel zerstoßen und (da vermutlich anfangs unverrohrt) mit Grandkörnern von oben her vermischt
109,5—	184,0 »	Sand, ziemlich fein (von 134 m an sehr fein), glimmerhaltig (Probe 179—184 sehr glimmerreich), grau, schwach kalkig, mit einzelnen tonigen Bänken und etwas Lignitgeröllen

Bohrloch H IV, unweit der Billwerder Kirche (Spülbohrung).

Höhenlage + 0,20 m

Alluvium.

0—	0,75 m	Schlick, braun
0,75-	2,0 »	Sand, grau, etwas glimmerhaltig, fein, kalkfrei, mit Pflanzenresten
2,0—	7,0 »	Sand, fein, grau, kalkfrei, schwach glimmerhaltig

Diluvium.

7,0—	10,5 m	Sand, kiesig, kalkfrei, mit kleinen Geröllen
10,5—	14,1 »	Geschiebesand (Probe nur Geschiebe, darunter auch Kalkstein)
14,1—	19,07 »	Sand, kiesig, kalkhaltig
19,07-	22,5 »	Sand, fein, hellgrau, kalkhaltig
22,5—	25,3 »	Kies mit Geröllen und Geschieben
25,3—	26,65 »	Sand, mittelkörnig, kalkarm, grau, mit Geschieben
26,65-	31,5 »	Sand, fein, grau, etwas glimmerhaltig, kalkhaltig
31,5—	41,5 »	Sand, ziemlich fein, grau, kalkhaltig, etwas glimmerhaltig, mit Schaltrümmern (Interglazial)
41,5—	46,3 »	Sand, tonig, ziemlich fein, grau, mit kleinen marinen Schalresten (Interglazial)
46,3—	47,9 »	Ton, sehr sandig, grau, mit zahlreichen marinen Conchylien (Interglazial)
47,9—	50,1 »	Sand, mittelkörnig, grau, unrein, kalkhaltig, mit Schaltrümmern (Interglazial)

50,1— 67,3	m	Sand, grau, unrein, kalkhaltig, bis 61,1 m ziemlich viel kleine Gerölle, sowie Bröckchen einer dünnen Tonmergel- oder ?Sapropelitbank enthaltend, nach unten frei von Geröllen (Interglazial)
67,3—130,8	»	Tonmergel, grau
130,8—131,9	»	Sand, mittelfein, unrein, kalkhaltig, grau
131,9—140,8	»	Tonmergel, reich an Feinsand, glimmerhaltig, kalkhaltig, grau
140,8—144,0	»	Sand, fein, schwach tonig, kalkhaltig, mit etwas Glimmer, grau
144,0—157,4	»	Sand, fein, kalkhaltig, grau, wenig Braunkohlegeröll
157,4—159,2	»	Sand, fein, glimmerreich, kalkhaltig, schwach tonig, grau
159,2—161,0	»	Sand, etwas gröber, mit sehr viel Lignitgeröllen (tertiär und quartär?)
161,0—164,5	»	Sand, mittelfein, unrein, schwach kalkig, grau
164,5—168,4	»	Tonmergel, sehr sandig, grau
168,4—188,0	»	Sand, fein, zu oberst etwas gröber, braungrau, zu unterst heller, glimmerhaltig, kalkhaltig
188,0—188,8	»	Ton, schwach kalkig, glimmerhaltig, dunkelgrau (dünne Bank im Sande)
188,8—189,2	»	Tonmergel, glimmerhaltig, braungrau
189,2—203,0	»	Sand, mittelkörnig bis fein, grau, schwach kalkig
203,0—203,15	»	Tonmergel, sandig, glimmerreich, braungrau
203,15-256,0	»	Sand, fein bis mittelkörnig, kalkarm, etwas glimmerhaltig, grau, mit einzelnen dünnen tonigen Bänkchen, bei 251 – 252 viel Braunkohlegeröll führend, im übrigen nur mit kleinen Lignitgeröllen.
256,0—257,6	»	Sand, etwas kiesig (unter den Kieskörnern überwiegen Quarze das nordische Material), grau, kalkarm. Sonderprobe aus 256—257,6 m größere nordische Geschiebe
257,6—270,78	»	Sand, vorwiegend aus Quarz bestehend, jedoch nordisches Material enthaltend, kalkarm, nach der Tiefe an Korngröße abnehmend. Bei 257,6 Brocken eines sehr sandigen graubraunen Tonmergels

(Eine im Mineralogisch-geologischen Institut zu Hamburg befindliche große Probe aus 257,6 m Tiefe ist grauer, sandiger Tonmergel, der nicht wie typischer Geschiebemergel aussieht.)

Bohrloch H V, bei Station Mittlerer Landweg (Spülbohrung).

Höhenlage + 0,80 m

Alluvium.

2,3— 5,5	m	Sand, grau, mittelfein, unrein
5,5— 10,4	»	Sand, mittelkörnig, klar, hellgrau

Diluvium.

10,5— 15,0	m	Kies, sandig, mit Geschieben, kalkhaltig
15,0— 16,5	»	Sand, ungleichkörnig, hellgrau, kalkhaltig, schwach kiesig
16,5— 18,4	»	Kies, kalkhaltig

18,4—	24,4	m	Sand, grob, etwas kiesig, kalkhaltig
24,4—	29,5	»	Kies mit Geröllen, kalkhaltig
29,5—	30,25	»	Sand, ziemlich grob, tonig, grau, kalkhaltig
30,25-	30,75	»	Geschiebemergel, tonig, grau
30,75-	34,35	»	Sand mit Geschieben
34,35-	39,35	»	Sand, mittelkörnig, grau, schwach tonig, kalkhaltig
39,35-	48,0	»	Sand, mittelkörnig, grau, unrein, schwach kalkhaltig
48,0 –	76,3	»	Tonmergel, dunkelgrau
76,3—	78,0	»	Sand, fein, grau, glimmerhaltig, kalkarm
78,0—	88,0	»	Tonmergel, reich an Feinsand, hellgrau
88,0—	96,0	»	Tonmergel, grau, dünnplattig-scheibig
96,0—	106,5	»	Tonmergel, grau, sandig
106,5—	114,8	»	Mergelsand, grau, glimmerhaltig
114,8—	131,0	»	Sand, fein, grau, glimmer- und kalkhaltig (Schlämmrückstand enthält wenig nordisches Material)
131,0—	132,0	»	Tonmergel, grau
132,0—	135,0	»	Sand, fein, glimmerhaltig, grau, kalkarm
135,0—	142,0	»	Sand, mittelkörnig, grau, kalkarm, mit Braunkohlegeröll
142,0—	145,0	»	Sand, hellgrau, fein, kalkarm
145,0		»	Sonderprobe: Kies, nordisch, kalkfrei (Diluvium)
145,0—	150,0	»	Sand, fein, grau, glimmerhaltig, kalkarm
150,0—	157,0	»	Geschiebemergel, sehr sandig, grau, mit mäßigem Kalkgehalt
157,0—	159,3	»	Geschiebemergel mit dunklem Ton gemengt, kalkhaltig, Lokalmoräne
159,3—	160,0	»	Sand, grau, mittelkörnig
160,0—	162,8	»	Glimmerton, sehr sandig (tonreicher Glimmersand) mit Fossilspuren (miocäne Scholle)
162,8—	164,5	»	Geschiebemergel, sehr sandig, grau (mergeliger Sand mit Steinen)
164,5—	165,0	»	Ton, dunkelgrau, fett, kalkfrei, mit Grobsand verunreinigt
165,0—	168,4	»	Sand, mittelkörnig, grau, unrein, sehr kalkarm
168,4 –	169,2	»	Glimmerton, dunkelgrau, verunreinigt mit Sand (Scholle?)
169,2—	174,8	»	Geschiebemergel, sandig, dunkelgrau
174,8—	181,1	»	Sand, ungleichkörnig, mergelig
181,1—	181,6	»	Glimmerton (Scholle)
181,6—	184,6	»	Sand, mittel- bis grobkörnig, grau, tonig, kalkarm, mit Schalspuren
184,6—	188,0	»	Braunkohlenletten mit Kies vermengt (Lokalmoräne)
188,0—	188,6	»	Sand, mittelgrob, grau, unrein, nordisch, kalkarm

Miocän.

188,6 –	250,0	»	Sand, fein, grau, glimmerhaltig, kalkfrei

Bohrloch LV, an der Bille östlich der Blauen Brücke (Spülbohrung).

Höhenlage + 1,0 m

Alluvium.

0—	0,2	m	Sand, tonig, humos
0,2—	1,5	»	Schlick, sehr sandig, kalkfrei, grau

1,5— 8,0	m	Sand, mittelfein, grau, unrein
8,0— 12,4	»	Sand, mittelfein, kalkfrei, grau, mit Holzteilchen

Diluvium.

12,4— 17,2	m	Sand, ungleichkörnig, etwas kiesig, kalkhaltig, geschiebeführend
17,2— 23,1	»	Kies und Geschiebe
23,1— 27,2	»	Sand, mittel- bis grobkörnig, unten in Kies übergehend, kalkhaltig, mit Braunkohlestückchen
27,2— 29,6	»	Ton, feinsandig, fast kalkfrei, grau, mit Vivianitpunkten und spärlichen Pflanzenresten. Interglazial
29,6— 53,7	»	Sand, fein, schwach tonig, glimmer- und kalkhaltig. Interglazial
53,7— 57,0	»	Ton, schwach kalkig, grau, mit Conchyl- und Pflanzenresten sowie Ostracoden. Interglazial
57,0— 64,6	»	Sand, ziemlich fein, grau, tonig, mit Conchylbruchstücken. Interglazial?
64,6— 70,3	»	Tonmergel, rotbraun, ohne sichtbare Fossilien
70,3— 97,0	»	Sand, grau, fein, mit wenig Glimmer, mehr oder minder tonig, kalkfrei, ohne erkennbare Fossilien
97,0—112,46	»	Tonmergel, dunkelfarbig
112,46-117,8	»	Tonmergel, etwas heller
117,8—124,0	»	Mergelsand, grau
124,0—153,5	»	Sand, fein, grau, etwas glimmerführend, schwach tonig, etwas kalkhaltig
153,5—254,8	»	Sand, fein, glimmerhaltig, grau, von 173 m ab mit Braunkohlegeröll, schwach kalkig
254,8—256,5	»	Sand, mittelkörnig bis grob, schwach grandig, mit kleinen nordischen Geröllen, etwas kalkhaltig, mit einzelnen Braunkohlestückchen
256,5—290,0	»	Sand, mittelkörnig, grau, schwach kalkhaltig, mit nordischem Material und etwas Braunkohlegeröll
290,0—300,0	»	Sand, mittelfein, grau, schwach kalkig, mit etwas nordischem Material

Bohrloch LX, südlich von V (Spülbohrung).

Höhenlage + 0,40 m

Alluvium.

0— 0,5	m	Schlick, gelbbraun
0,5— 3,0	»	Schlick, dunkelgrau, stark humos
3,0— 14,0	»	Sand, grau, mittelkörnig, kalkfrei

Diluvium.

14,0— 16,25	m	Geschiebesand, kiesig, etwas kalkig
16,25- 23,8	»	Sand, kiesig, mit einzelnen Geröllen
23,8— 26,3	»	Geschiebekies, sehr grob (unter den Geschieben ein Stück Faxekalk)
26,3— 33,0	»	Sand, mittelkörnig, kalkhaltig
33,0— 34,7	»	Kiesiger Sand und Geschiebemergel, grau, reich an Kreidekalk

34,7— 38,1	m	Sand, mittelfein, grau, kalkhaltig
38,1— 63,77	»	Sand, fein, grünlichgrau, glimmerführend, mit mäßigem Kalkgehalt, zu oberst etwas tonig (interglazial?)
63,77- 72,6	»	Sand, ziemlich fein, tonig, mit vereinzelten Schalfragmenten, kalkhaltig. — Interglazial
72,6— 85,0	»	Tonmergel, rötlich
85,0—109,95	»	Tonmergel, dunkelgrau mit Stich ins Rötliche
109,95-120,0	»	Sand, fein, tonig, kalkhaltig, dunkelgrau
120,0—122,5	»	Sand, mittelfein, grau, kalkhaltig
122,5—132,5	»	Sand, fein, unrein, kalkhaltig, grau
132,5—245,0	»	Sand, fein, grau, etwas glimmerhaltig, mit Braunkohleteilchen (kalkarm, besonders bei 165—170 m)
245,0—282,34	»	Sand, mittelfein bis grob, kalkarm, grau. Die Proben Nr. 40 aus 255 m und Nr. 43 aus 282,34 m Tiefe mit dem Ventil hervorgeholt, enthalten grobes nordisches Material sowie abgerollte Bruchstücke von Miocänconchylien

Bohrloch LXI, südwestlich von X (Spülbohrung).

Höhenlage + 0,40 m

Alluvium.

0— 0,8	m	Schlick, gelb
0,8— 3,5	»	Schlick, moorig, holzreich, grau
3,5— 9,0	»	Sand, grau, tonig, mittelkörnig, kalkfrei

Diluvium.

9,0— 14,5	m	Kies, sandig, geröllführend, kalkhaltig
14,5— 19,0	»	Sand, schwach kiesig, kalkhaltig
19,0— 24,0	»	Sand, wie der vorhergehende, Geschiebe enthaltend
24,0— 28,0	»	Sand mit vielen Geröllen und Geschieben, kalkhaltig
28,0— 33,0	»	Sand, fein, kalkhaltig, hellgrau, mit Lignitgeröll
33,0— 38,0	»	Derselbe, schwach grandig
38,0— 51,6	»	Sand, mittelkörnig, bunt, kalkhaltig
51,6— 64,4	»	Sand, mittelkörnig, schwach kiesig, kalkhaltig, vermischt mit grauen, tonigen Brocken
64,4— 68,0	»	Sand, mittelkörnig, tonig, grau, kalkhaltig
68,0— 74,0	»	Tonmergel (Probe mit Sand vermengt)
74,0— 82,0	»	Sand, ziemlich fein, grau, schwach tonig, kalkhaltig
82,0— 86,0	»	Derselbe, jedoch mit gröberen Bestandteilen
86,0—103,0	»	Tonmergel, grau mit rötlichem Schimmer
103,0—265,0	»	Sand, fein, grau, kalkarm, mehr oder minder glimmerhaltig, mit wenig nordischem Material. Der Kalkgehalt verringert sich mit der Tiefe noch mehr und verschwindet bei ca. 250 m
265,0—275,0	»	Sand, mittelkörnig, kalkfrei, mit wenig nordischem Material bei 265—272 m ziemlich grob

Bohrloch L XII in Unter-Billwerder an der Bille, zwischen X und II (Spülbohrung).

Höhenlage + 0,40 m

Alluvium.

1—	3,0 m	Schlick, grau, kalkfrei
3,0—	9,5 »	Sand, mittelfein, tonig, kalkfrei, grau (Schlicksand)
9,5—	12,12 »	Sand, mittelkörnig, schwach kalkig, grau

Diluvium.

12,12-	13,3 m	Sand, kiesig, kalkhaltig, mit grobem Braunkohlegeröll
13,3—	18,5 »	Kies mit Geröllen und Geschieben, sandig
18,5—	25,0 »	Kies mit kleinen Geröllen, sehr sandig, kalkhaltig, darin ein gerolltes Bruchstück von Cardium
25,0—	52,4 »	Sand, fein, mehr oder minder tonig, glimmerhaltig, von 38—48 m kalkarm, im übrigen kalkhaltig, grünlich grau. Interglazial?
52,4—	56,2 »	Tonmergel, sehr sandig, mit zahlreichen Schaltrümmern, besonders von *Mytilus*, grau mit grünlichem Schimmer. Interglazial
56,2—	63,45 »	Sand, mittelkörnig, tonig, mit marinen Schaltrümmern, grau, kalkreich. Interglazial
63,45-	71,2 »	Tonmergel, rötlichbraun, zum Teil ziegelrot, fett, ohne erkennbare Fossilien
71,2—	99,0 »	Sand, mittelfein, sehr tonig (in sandigen Tonmergel übergehend), kalkhaltig, dunkelgrau
99,0—	109,0 »	Tonmergel, ziemlich fett, dunkelgrau mit rötlichem Schimmer
109,0—	114,0 »	Tonmergel, sehr sandig, dunkelgrau
114,0—	116,5 »	Tonmergel, grau, sandig
116,5—	127,5 »	Sand, ziemlich fein, sehr tonig, dunkelgrau, kalkhaltig
127,5—	257,0 »	Sand, fein bis mittelfein, grau, schwach kalkhaltig, mit etwas Glimmer und Braunkohleteilchen
257,0—	277,0 »	Sand, grob, mit einzelnen Bruchstücken tertiärer Conchylien, bei 257—257,8 m viel Braunkohlegeröll führend, kalkhaltig, grau
277,0—	297,5 »	Sand, bis 281 m grob, dann feiner, etwas kalkhaltig, grau

Bohrloch Fl. 33, nahe dem Mittleren Landweg (Trockenbohrung).

Höhenlage + 1,0 m

Alluvium.

0,45-	4,3 m	Schlick
4,3—	10,8 »	Flußsand

Diluvium.

10,8—	14,6 m	Geschiebesand
14,6—	19,7 »	scharfer Sand mit Braunkohlengeröllen
19,7—	20,55 »	Geschiebekies

20,55- 21,3	m	grauer, toniger, glimmerführender Sand, etwas kalkhaltig. Interglazial
21,3— 21,7	»	grauer, sehr sandiger, kalkarmer Ton mit feinem Pflanzenhäcksel (grasartig). Interglazial?
21,7— 28,2	»	feiner, grauer, glimmerführender Sand, kalkhaltig
28,2— 31,4	»	feiner, grauer, glimmerführender Sand, kalkhaltig, sehr tonig (sandreicher Tonmergel)
31,4— 35,6	»	grauer, kalkhaltiger Feinsand
35,6— 37,7	»	hellgrauer, kalkhaltiger, sandiger Ton mit Foraminiferen. Interglazial
37,7— 39,9	»	grauer, kalkfreier Ton. Interglazial
39,9— 43,7	»	grober, brauner, schwach kalkhaltiger Sand
43,7— 45,3	»	grauer, fast kalkfreier Ton, Probe vermengt mit Kies (nordisches Material). Interglazial
45,3— 47,7	»	grauer, feiner kalkhaltiger Sand
47,7— 52,9	»	sandiger, grauer, glimmerhaltiger Tonmergel, fossilleer
52,9— 55,52	»	grüner und rötlicher Tonmergel

Bohrloch Fl. 35, nahe dem Mittleren Landweg (Trockenbohrung).

Höhenlage + 1,0 m

Alluvium.

0— 0,4	m	Schlick
0,4— 1,2	»	Unreiner Flachmoortorf
1,2— 4,6	»	Schlick
4,6— 7,8	»	Flußsand

Diluvium.

7,8— 13,3	m	kalkfreier Sand mit Geröllen (oberer Teil vielleicht alluvial)
13,3— 21,7	»	kalkhaltiger, scharfer Sand
21,7— 23,15	»	Geschiebelager (auf Ton bezw. Lokalmoräne)
23,15- 24	»	grünlichgrauer Tonmergel mit massenhaften, meist äußerst kleinen Foraminiferen. Interglazial

Bohrloch Fl. 38, nahe dem Mittleren Landweg (Trockenbohrung).

Höhenlage + 1,0 m

Alluvium.

0— 3,3	m	Schlick, zum Teil moorig
3,3— 6,4	»	Flußsand, tonig

Diluvium.

6,4— 24,3	m	Geschiebesand und Kies
24,3— 27,6	»	Grauer Mergelsand
27,6— 29,5	»	Grünlichgrauer, foraminiferenreicher Ton. Interglazial
29,5— 31,6	»	brauner, kalkfreier, unreiner Sand, mittelfein. Interglazial
31,6— 42,1	»	graue, tonige Sande, kalkfrei, ziemlich fein. Interglazial

III. Bohrungen in Hamburg und Vororten.

Hamburg-Hamm, Hammerlandstr. 250.

Alluvium.

0,75-	1,9 m	Moorerde
1,9—	8,1 »	Sand
8,1—	? »	Kies

Diluvium.

? —	27,3 m	Geschiebemergel
27,3—	28,5 »	mergeliger Sand
28,5—	28,6 »	»fester Sand«
28,6—	32,8 »	Geschiebemergel
32,8—	39,0 »	vorwiegend feine, z. T. bläuliche Sande
39,0—	44,5 »	toniger Sand mit feinen *Mytilus*-Splittern
44,5—	49,9 »	dunkler, toniger Sand mit *Mytilus*-Splittern (»geht sehr fest zu bohren«)
49,9—	61,2 »	dunkelgrauer Tonmergel
61,2—	117,0 »	feine, zu unterst mittelkörnige Sande, tonig, grau, glimmerhaltig
117,0—	123,0 »	Kies
123,0—	133,0 »	ziemlich feiner Sand
133,0—	137,5 »	Geschiebemergel, z. T. steinig
137,5—	155,0 »	»fetter« und »weicher« (blauer) »Ton« (Miocän?)

Miocän.

155,0—	159,4 m	bräunlicher Sand, ziemlich fein, glimmerhaltig
159,4—	162,5 »	»Ton« (Probe: brauner, sehr bindiger feiner Sand, glimmerhaltig, kalkfrei)
162,5—	164,0 »	weißer, mittelkörniger Quarzsand
164,0—	179,2 »	brauner, ziemlich fetter Ton, kalkfrei
179,2—	191,6 »	feine, graue und weiße Sande, z. T. mit Braunkohledrift

Auf demselben Grundstück war vorher eine flachere, nicht wasserfündige Bohrung niedergebracht, die nach dem Bohrjournal der Firma Deseniss & Jacobi folgende interessante Schichtenreihe durchsank:

? —	35,0 m	Geschiebemergel
35,0—	40,1 »	feiner, schlämmiger Sand
40,1—	44,6 »	Ton (offenbar stark toniger *Mytilus*-Sand)
44,6—	46,9 »	fetter, rötlicher Ton
46,9—	50,2 »	fetter, bläulicher Ton
50,2—	57,9 »	fetter Ton
57,9—	67,0 »	schwarzer Ton

Gottsche's Angabe über rotbraunen Tonmergel scheint sich auf dieses Profil zu beziehen.

Hamburg-Borgfelde, Ecke Alfredstr.-Bürgerweide.

Diluvium.

0—	1,3	m	Sand, lehmig, gelb
1,3—	2,5	»	Geschiebelehm, sandig, gelb
2,5—	5,0	»	Geschiebelehm, braun
5,0—	6,3	»	Geschiebemergel, grau
6,3—	6,6	»	Sand, grau, mittelkörnig, kalkfrei
6,6—	7,0	»	Geschiebemergel, dunkelgrau
7,0—	8,0	»	Sand, mittelkörnig, rostfarbig, kalkfrei
8,0—	10,2	»	Sand, graugelb, mittelkörnig, kalkfrei
10,2—	11,5	»	Geschiebemergel, sehr sandig, gelblichgrau
11,5—	19,0	»	Geschiebemergel, hellgrau, mager
19,0—	20,5	»	Geschiebemergel, sehr sandig (mergeliger Sand), grau
20,5—	21,0	»	Sand, fein meliert, kalkfrei
21,0—	21,8	»	Sand, grau, glimmerhaltig, unrein, ziemlich fein, kalkfrei
21,8—	23,8	»	Sand, mittelkörnig, klar, hellgrau, kalkfrei
23,8—	24,2	»	Sand, ungleichkörnig, mergelig
24,2—	24,6	»	Sand, ziemlich fein, kalkfrei, gelblichgrau
24,6—	25,2	»	Desgleichen, dunkler

Hamburg-Hohenfelde, Sechslingspforte.

Diluvium.

0—	1,0	m	Sand
1,0—	5,8	»	Geschiebelehm, braun
5,8—	28,6	»	Geschiebemergel
28,6—	29,3	»	Ton, grünlich-grau, sandig, etwas kalkhaltig. Interglazial
29,3—	29,6	»	Sand, mittel- bis grobkörnig, grünlichgrau, kalkarm; darin ein *Mytilus*-Schalsplitter. Interglazial
29,6—	38,0	»	Sand, fein, grünlichgrau, mehr kalkhaltig. Interglazial

Hamburg-Hohenfelde, Ecke Iffland- und Ekhofstr.

Diluvium.

0—	5,2	m	Sand
5,2—	7,0	»	Geschiebelehm, braun
7,0—	17,0	»	Geschiebemergel
17,0—	24,0	»	Sand, mittelkörnig, grau, kalkarm, etwas unrein
24,0—	27,0	»	Sand, mittelkörnig, grünlichgrau, schwach tonig, kalkarm; enthält einzelne Schalen von *Valvata*. Interglazial
27,0—	29,0	»	Sand, mittelfein, grünlichgrau, etwas kalkhaltig, mit einzelnen *Mytilus*-Splittern. Interglazial
29,0—	35,4	»	Sand, mittelkörnig, grünlichgrau. Interglazial
35,4—	35,6	»	Tonmergel, grau (ziemlich dunkel), erfüllt von *Mytilus*-Schalen. Interglazial

Hamburg-Hohenfelde, Ecke Uhlandstraße-Kuhmühle.

Alluvium.

0—	1,7	m	Lehm, sandig, braun
1,7—	2,7	»	Torf (Flachmoortorf)
2,7—	6,8	»	Sand, ziemlich grob, grau, kalkfrei, unrein

Diluvium.

6,8—	9,0	m	Sand, kiesig, kalkfrei
9,0—	21,0	»	Geschiebemergel, grau
21,0—	22,5	»	Sand, fein, grau, etwas glimmerhaltig, kalkfrei
22,5—	23,0	»	Sand, mittelkörnig, grau, unrein, kalkfrei
23,0—	26,4	»	Sand, grob, grau, kalkfrei

Hamburg-Eppendorf, Martinistraße 40, Schwesternheim »Bethanien«.

Diluvium.

0—	1,0	m	Sand, fein, tonig, gelb
1,0—	12,5	»	Sand, fein, gelbgrau, kalkfrei
12,5—	18,0	»	Sand, mittel bis grob, kalkhaltig
18,0—	38,0	»	Sand, fein, dunkelgrau, etwas glimmerführend, kalkhaltig
38,0—	50,5	»	Sand, mittelkörnig, grau, kalkarm
50,5—	61,5	»	Sand, grau, grob, klar, schwach kalkhaltig, darin mehrere Schalsplitterchen, möglicherweise von *Mytilus*
61,5—	79,0	»	Sand, mittelkörnig, kalkhaltig, braungrau, tonig
79,0 -	128,0	»	Sand, dunkelgrau, tonig, mittelfein, kalkhaltig
128,0—	144,0	»	Mergelsand, grau, glimmerhaltig
144,0—	149,0	»	Derselbe, weniger tonig, etwas gröber
149,0 —	161,0	»	Sand, ziemlich fein, grau, kalkhaltig
161,0—	166,0	»	Sand, hellgrau, klar, mittelfein, kalkhaltig

Hamburg-Eppendorf, Martinistr., Neues Krankenhaus.

0—	33	m	keine Proben; wahrscheinlich Sand

Diluvium.

33,4—	37,0	m	Sand, mittelkörnig, grau, kalkfrei, unrein
37,0—	39,0	»	Sand, ziemlich fein, kalkfrei, glimmerhaltig, grau, mit diluvialen Holzstücken
39,0 —	47,6	»	Sand, grau, mittelfein, tonig, kalkfrei
47,6—	53,6	»	Sand, hellgrau, ziemlich fein, klar, mit kleinen Tonbröckchen, kalkfrei
53,6—	54,7	»	Sand, mittelkörnig, grau, schwach kalkig
54,7—	57,3	»	Sand, grau, mittel- bis grobkörnig, kalkarm
57,3—	62,5	»	Sand, ziemlich fein, grau, schwach kalkhaltig
62,5—	64,2	»	Sand, grob bis mittelkörnig, grau mit Bröckchen von grauem Tonmergel, kalkhaltig

64,2— 68,2	m	Tonmergel, grau bis graurötlich, fett
68,2— 70,1	»	Sand, mittelkörnig, grau, kalkhaltig
70,1— 73,4	»	Tonmergel, dunkelgrau, fett, mit rötlichen Brocken vermengt

Hamburg-Harvestehude, Abteistr. 38.

Diluvium.

0— 5,8	m	Sand und Kies
5,8— 12,2	»	Geschiebemergel
12,2— 48,5	»	graue, meist feine Sande, bei 17,75—38 m kalkfrei, sonst kalkhaltig
48,5— 54,0	»	Mergelsand, grünlich-hellgrau, glimmerhaltig. Interglazial?
54,0— 60,0	»	Sand, grau, kalkhaltig, mit einzelnen Steinchen und Schalbruchstücken (*Tellina?*). Interglazial
60,0—111,0	»	Tonmergel, grau bis dunkelgrau, teils fett, teils sandig
111,0—128,0	»	graue Mergelsande
128,0—188,8	»	graue, z. T. kalkarme, glimmerhaltige Quarzsande mit spärlichem nordischem Material
188,8—209,3	»	mittelkörnige, kalkhaltige Sande mit nordischem Material

Staatsbohrung Alsterdorf, Besserungsanstalt für schulentlassene Mädchen.

Diluvium.

0,5— 6,0	m	Geschiebelehm, braun
6,0— 12,0	»	Sand, mittelkörnig, gelbbraun
12,0— 14,5	»	Geschiebelehm, braun
14,5— 16,8	»	Geschiebemergel, grau
16,8— 17,1	»	Sand, kiesig-mergelig
17,1— 35,6	»	Geschiebemergel, grau
36,6— 39,5	»	Geschiebe
39,5— 42,0	»	Geschiebemergel, tonig, dunkelgrau
42,0— 61,5	»	Mergelsand, dunkelgrau, glimmerhaltig
61,5— 86,0	»	Bänder-Tonmergel, hellgrau, feinsandig
86,0—105,0	»	Sand, ziemlich fein, dunkelgrau, unrein, kalkhaltig
105,0—110,0	»	Mergelsand, feingebändert, grau
110,0—111,0	»	Sand, mittelkörnig, kalkhaltig, grau
111,0—112,5	»	Mergelsand, dunkelgrau
112,5—116,5	»	desgl. heller, sehr feinkörnig, gebändert
116,5—121,0	»	Mergelsand, dunkelgrau
121,0—122,5	»	Tonmergel, dunkelgrau, sehr sandig
122,5—143,0	»	Sand, mittelkörnig und feiner, grau, kalkhaltig
143,0—150,0	»	Mergelsand, z. T. fein gebändert, grau
150,0—150,5	»	Sand, grau, mittelkörnig, kalkhaltig
150,5—168,4	»	Mergelsand, grau (bis 155,37 m sehr tonig, fein gebändert, dann lockerer und weniger fein)
168,4—172,2	»	Sand, grau, mittelkörnig, kalkhaltig

Farmsen, Werk- und Armenhaus 1907.

Diluvium.

0,4 — 1,2	m	gelber, sandiger Lehm
1,2 — 4,8	»	Kies, sandig, mit Geröllen (Geschieben), darunter Kalkstein
4,8 — 7,0	»	(dunkel) grauer Tonmergel, mit Steinen
7,0 — 8,8	»	feinschichtiger, hellgrauer Mergelsand
8,8 — 16,1	»	Sand, hellgrau, mittelfein, kalkhaltig
16,1 — 16,6	»	Kies, sandig, mit Geschieben, kalkhaltig
16,6 — 20,0	»	feinschichtiger, toniger, hellgrauer Mergelsand
20,0 — 34,8	»	Sand, mittelkörnig bis feiner, hellgrau, kalkhaltig
34,8 — 35,3	»	desgl. mit vielen Braunkohlenbrocken und Stücken von hellgrauem, tonigem Mergelsand
35,3 — 41,2	»	Geschiebemergel, hellgrau
41,2 — 45,0	»	hellgrauer, toniger Mergelsand
45,0 — 53,8	»	Geschiebemergel, grau
53,8 — 55,4	»	desgl. etwas dunkler
55,4 — 105,0	»	mariner, feinsandiger, grünlichgrauer Tonmergel, interglazial
105,0 — 127,0	»	grauer Tonmergel (etwas dunkel), fossilleer, Schlämmrückstand nordisch, ziemlich grob
127,0 — 130,7	»	dunkler, sehr grobsandiger Tonmergel (Geschiebemergel?)
130,7 — 148,5	»	dunkelgrauer, feinsandiger Tonmergel (Schlämmrückstand nordisch)
148,5 — 187,0	»	desgl. etwas fetter (Schlämmrückstand nordische Kieskörner und Braunkohle)
187,0 — 188,0	»	sehr sandiger, grauer Tonmergel
188,0 — 191,0	»	ziemlich feiner, grauer Sand, kalkhaltig
191,0 — 200 0	»	mittelkörniger, grauer Sand, kalkhaltig (Sonderprobe: grobes — vorwiegend nordisches — Material daraus)
200,0 — 208,0	»	etwas kiesiger Sand (Sonderprobe: kleine Gerölle daraus, vorwiegend nordisch, sowie Bruchstücke von Miocänconchylien)

Jenfeld, Grundstück von Ph. Paulig.

Dieses Profil verdanke ich Herrn E. Koch-Hamburg, Min.-geol. Institut, der die Bohrproben folgendermaßen bestimmt hat:

0 — 0,3	m	Kulturboden
0,3 — 13,5	»	ungleichkörniger, teils kiesiger, kalkfreier Sand
13,5 — 27,5	»	schwach sandiger Tonmergel
27,5 — 32,8	»	Geschiebemergel
32,8 — 59,2	»	ungleichkörniger, schwach kalkiger oder kalkfreier Sand (fast nur Quarz)
59,2 — 62,8	»	bräunlicher sandiger Ton mit Glimmer und ?ganz geringen Pflanzenresten
62,8 — 65,6	»	sehr feiner, schwach kalkiger, grünlich grauer Sand
65,6 — 98,1	»	grünlich grauer Tonmergel mit Schalresten (sehr viele Foraminiferen); 96,65—98,10 etwas sandig.

Volksdorf, Pestalozzi-Stift.

0—	1,25 m	Sand, humos (Mutterboden)
1,25-	4,8 »	Sand, mittelkörnig, gelblichgrau, kalkfrei, unrein
4,8—	6,75 »	Kies, sandig, kalkig
6,75-	14,0 »	Geschiebemergel, grau
14,0—	16,25 »	desgl., sehr sandig
16,25-	16,75 »	Kies, mergelig (Einlagerung)
16,75-	30,65 »	Geschiebemergel, grau
30,65-	32,8 »	Sand, ziemlich grob, grau, etwas mergelig
32,8—	37,0 »	Geschiebemergel, sehr sandig
37,0—	50,4 »	Geschiebemergel, grau
50,4—	52,1 »	Sand, fein, grau, tonig-kalkig (Mergelsand)
52,1—	54,3 »	Sand, mittelkörnig, grau, kalkhaltig, etwas unrein
54,3—	62,0 »	Tonmergel, hell-grünlichgrau, mit feinem Glimmer, Vivianit und marinen Fossilien, geschichtet. Interglazial
62,0—	72,9 »	Sand, mittelkörnig, ziemlich dunkelgrau, tonig, kalkhaltig, ohne sichtbare Fossilien
72,9—	103,0 »	Tonmergel, ziemlich dunkel grau, fett
103,0—	136,0 »	Sand, mittelkörnig, grau, tonig, kalkhaltig

IV. Bohrungen im Zuge des Altonaer Stammsiels.

Bohrung XXII, am Zickzackweg, Othmarschen.

Höhenlage + 16,00 m

Diluvium.

0—	0,4 m	Ackerkrume des Geschiebemergels, sandig
0,4—	1,9 »	Geschiebemergel, gelb
1,9—	21,4 »	Geschiebemergel, grau
21,4—	23,2 »	Sand, kieshaltig, grau, schwach tonig, kalkhaltig
23,2—	32,0 »	Sand, sehr mergelig, grau, fast Geschiebemergel
32,0—	36,45 »	Geschiebemergel, teilweise durch Aufnahme dunkeln Tones dunkelgrau, mit vielen Trümmern von *Ostrea edulis*, *Cardium edule*, *Litorina litorea*
36,45-	37,6 »	Sand, grau, mittelgroß, fast nur aus Quarz und wenig Feuerstein bestehend; kalkhaltig infolge Beimischung von Schaltrümmern von *Ostrea*, *Cardium*, *Mytilus*, *Litorina*
37,6—	38,9 »	Torf, bezw. Faulschlamm mit Trümmern von Süßwasserconchylien; es sind dünne, flache Scheiben von verschiedener Struktur, teils faserig, teils dicht, doch mit deutlichen Pflanzenresten auf den Spaltflächen
38,9—	41,3 »	Sand, grau, mittelkörnig, kalkhaltig; vorwiegend runder Quarz, wenige winzige Schaltrümmer
41,3—	47,0 »	Tonmergel, dunkelgrau, etwas glimmerhaltig, oben feinsandig, unten fett

Bohrung XXIV, Halbmondsweg, Ecke Ziethenstr.

Höhenlage + 24,90 m

Entnahmetiefe:	**Diluvium.**
0—0,8 m	Ackerkrume des Geschiebemergels, kalkig
0,8 und 2,0 »	Geschiebemergel, gelb
2 und ff. bis 25 »	Geschiebemergel, bis 14 m hellgrau und kreidereich, dann dunkler
27,7 ff. bis 39,0 »	sandiger Geschiebemergel bis mergeliger Sand
41,8 ff. bis 50,0 »	Tonmergel, dunkelgrau
52,50 »	Geschiebemergel, dunkelgrau, sandig

Bohrung XXV, Flottbeker Chaussee, Geg. Halbmondsweg.

Höhenlage + 29,80 m

Diluvium.

Von 1,50 m ab sind sämtliche Schichten kalkhaltig

0 u. 0,3 m	Geschiebelehm, gelb, bezw. Ackerkrume desselben (sandig)
1,5— 4,0 »	Geschiebemergel, gelb, kalkreich
7,1— 44,9 »	Geschiebemergel, grau; von Probe 24,30 m abwärts: sandig
44,9— 46,25 »	Sand, grob
46,25- 49,6 »	Tonmergel, dunkelgrau, fett, anscheinend frei von Schalteilen
49,6— 49,75 »	Tonmergel, grau, reich an Schalteilen (darunter *Cardium*)
49,75- 52,5 »	Tonmergel, dunkelgrau, anscheinend ohne Schalreste

Bohrung XXIX, Verl. Halbmondsweg 220 m südlich der Flottbeker Chaussee am Strand.

Höhenlage über NN. 2,45 m

Entnahmetiefe:	**Alluvium.**
0,15 m	Sand, grau, kalkig, fein, etwas tonig, mit Süßwasserconchylien
0,4 »	Sand, grob, mit Kies, gelb, kalkhaltig
	Diluvium.
0,6 m	Sand, grau, tonig, etwas kieshaltig, mittelkörnig, kalkig
1 u. 2,45 »	Sand, kalkhaltig, mittelkörnig, schwach kieshaltig, mergelig, gelblich
3,5— 6,5 »	Geschiebemergel, grau, sandreich
6,7 »	Torf, sandig (kleine verunreinigte Brocken eines braunen, strukturlosen Torfes)
7,0 »	Sand, mittelkörnig, grau, kalkfrei, mit spärlichen Steinchen, schwach tonig
8,5 »	Sand, grau, tonig, kalkig, mittelkörnig
8,6—11,2 »	Tonmergel, grau, marin, fossilreich
12,0 »	Tonmergel, dunkelgrau

Privatbohrung Hochkamp: Villa Voss (SSW. vom Bahnhof). (Höhe rd. + 29 m.)

Nach freundlicher Mitteilung des Herrn E. Koch-Hamburg ist hier erbohrt:

0— 33,0	m	Geschiebemergel
33,0— 34,0	»	toniger, ungleichkörniger Sand mit Torf und Schalenresten
34,0— 35,0	»	sandiger Torf
35,0—120,0	»	sandiger, hellgrauer, unten dunkler Tonmergel mit Schalenresten (in 55,0—64,0 m Foraminiferen, in 72,0—120,0 etwas Holz). [Der obere Teil dieser Tonmergel dürfte marin sein, der untere dem Lauenburger Ton angehören; Wolff.]

V. Bohrungen in der Gegend von Blankenese-Rissen.

Wasserwerk Blankenese am Sülldorfer Weg.

Bohrung 2 (Höhe rd. 60 m über NN.)

Diluvium.

0— 4,0	m	Mutterboden und humoser Sand
4,0— 24,0	»	hellgrauer Sand, mittelkörnig, kalkfrei
24,0— 24,3	»	gelbbrauner Lehm mit kleinen Steinen (Geschiebelehm)
24,3— 25,0	»	grauer Sand mit Stücken von hellbraunem tonig-sandigen Torf (Sapropeltorf?) und Aststücken
25,0— 27,6	»	gelbbrauner Lehm mit kleinen Steinen (Geschiebelehm)
27,6— 29,8	»	gröberer Sand, grau, kalkfrei
29,8— 36,0	»	ziemlich fetter, grauer Ton, kalkfrei, anscheinend ohne organische Reste
36,0— 42,2	»	hellgrauer, mittelkörniger Sand, kalkfrei
42,2— 50,0	»	grauer, mittelkörniger Sand, kalkfrei
50,0— 54,6	»	humoser, grauer Sand mit viel torfigen Teilchen und Holzgeröll
54,6— 58,9	»	grauer, sehr sandiger Ton mit vereinzelten Pflanzenresten, kalkfrei
58,9— 60,0	»	grauer, kalkfreier Sand, darin ein fast faustgroßes Gneißgeschiebe (NB! Bohrlochweite zu bedenken)
60,0— 65,0	»	grober, grauer, toniger Sand mit Geschieben
65,0— 72,0	»	grauer, mittelkörniger Diluvialsand, kalkfrei

Miocän.

72,0—108,0	m	Glimmersand
108,0—120,0	»	Glimmerton, sandig, fossilführend

Bohrung 4 (Höhe rd. 60 m über NN.)

0— 0,5	m	Mutterboden
6,5— 8,5	»	gelber Sand und Kies, kalkfrei
8,5— 12,0	»	hellgrauer, mittelkörniger Sand, kalkfrei
12,0— 14,0	»	hellbräunlicher (humoser) mittelkörniger Sand, kalkfrei
14,0— 14,3	»	hellbrauner, etwas tonig-sandiger Humus, sehr leicht, anscheinend Sapropeltorf, kalkfrei

14,3—	21,0	m	grauer, sandiger Ton mit vereinzelten Pflanzenwurzelresten, kalkfrei
21,0—	21,5	»	hellgrauer, ziemlich grober Sand, kalkfrei
21,5—	25,0	»	hellbrauner, sehr sandiger Lehm
25,0—	33,0	»	heller, mittelkörniger Sand, kalkfrei
33,0—	43,0	»	grauer, kalkreicher, ziemlich fetter Ton, reich an marinen Schalresten (*Mytilus edulis*, *Ostrea edulis*, *Cardium edule Tellina*, *Litorina litorea*)
43,0—	51,0	»	hellgrauer, mittelkörniger Sand, kalkfrei
51,0—	57,0	»	grauer, gröberer Sand mit Torfstücken. Der Torf ist ein Flachmoortorf und von dem in Schicht 5 vorkommenden verschieden
57,0—	60,0	»	fetter, etwas glimmerhaltiger, kalkfreier Ton von dunkelgraubrauner Farbe. Obermiocäner Glimmerton?

Bohrungen von F. Stucken in der Gegend zwischen Sülldorf-Rissen und der Forst Klövensteen.

Nr. 20.

Höhenlage + 20,0 m

0—	0,4	m	Mutterboden
0,4—	4,8	»	Geschiebelehm, gelb, sandig
4,8—	8,2	»	Sand, grob, gelb, kalkfrei, unten Gerölle führend
8,2—	13,7	»	Kies, sehr sandig, eisenschüssig, Gerölle führend
13,7—	16,4	»	Sand, gelb, grob, kalkfrei
16,4—	19,2	»	Kies, hellgrau, mit Geschieben, kalkfrei
19,2—	20,4	»	Sand, grau, mittelfein, kalkfrei
20,4—	22,5	»	Geschiebelehm, hellgrau, sandig
22,5—	25,5	»	Geschiebemergel, hellgrau
25,5—			Lebertorf, plattig, stark gepreßt

Nr. 22.

Höhenlage + 12,0 m

0—	0,6	m	toniger Sand, alluvial
0,6—	4,8	»	Ton, schwarz, sandig, kalkfrei
4,8—	9,5	»	Sand, mittelkörnig, hellgrau, kalkfrei
9,5—	12,0	»	Sand, grau, tonig, schwach kalkig, in Ton übergehend
12,0—	15,0	»	Tonmergel, grau, mit marinen Muschelresten
15,0—	17,6	»	Sand, tonig, grau, mit zahlreichen Schalen von *Ostrea edulis*
17,6—	26,2	»	Tonmergel, dunkelgrau (Lauenburger Ton)

Nr. 23.

Höhenlage + 11,40 m

0—	0,3	m	Mutterboden
0,3—	2,6	»	Sand, mittelfein, hellgrau
2,6—	3,8	»	Sand, mittelfein, etwas tonig
3,8—	13,8	»	Mergeliger Kies und sandiger Geschiebemergel
13,8—	17,6	»	Tonmergel, dunkelgrau (Lauenburger Ton)

Nr. 24.

Höhenlage + 15,0 m

0—	2,2	m	Sand, grau
2,2—	7,8	»	Geschiebemergel
7,8—	11,2	»	Sand, kiesig, hell, kalkhaltig
11,2—	15,6	»	Sand, tonig
15,6—	18,0	»	Tonmergel, dunkelgrau (Lauenburger Ton)

Nr. 25.

Höhenlage + 18,0 m

0—	7,2	m	Sand, mittelkörnig, gelblichgrau, kalkfrei
7,2—	8,7	»	Sand, weiß, mittelkörnig, kalkfrei
8,7—	9,2	»	Torf
9,2—	16,4	»	Sand, grau, kalkfrei
16,4—	16,8	»	Ton, sandig, dunkelgrau, kalkfrei (Geschiebelehm?)
16,8—	32,0	»	Sand, mittelfein, dunkelgrau, kalkfrei

VI. Wasserbohrungen der Stadt Ütersen.

Nr. 20.

Höhenlage ca. + 4 m

0—	0,3	m	Sand, gelb, Alluvium
0,3—	1,3	»	Torf
1,3—	2,6	»	Flugsand, weiß
2,6—	6,3	»	Sand, mittelkörnig, gelb, kalkfrei, mit kleinen Geröllen
6,3—	10,25	»	Sand, ziemlich fein, hellgrau, kalkfrei, mit Glimmer
10,25-	11,95	»	Sand, ziemlich fein, grau, tonig, kalkfrei, mit Glimmer
11,95-	14,0	»	Geschiebelehm (grauer sandiger Ton mit Steinen)
14,0—	16,5	»	Geschiebelehm, grau
16,5—	17,0	»	Kies, fein, kalkhaltig
17,0—	18,6	»	Tonmergel, dunkelgrau, fett (Scholle? »Lauenburger Ton«?)
18,6—	21,25	»	Sand, grau, mittelfein, tonig, schwach kalkhaltig
21,25-	21,5	»	»sandiger Mergel«
21,5—	22,2	»	Sand, grau, scharf, etwas tonig, kalkfrei
22,2—	26,4	»	Sand, grau, mittelkörnig, kalkfrei
26,4—	26,9	»	»harter, sandiger Mergel«
26,9—	27,1	»	Sand, grau, mittelkörnig, kalkfrei
27,1—	27,3	»	Mergel, sandig, dunkelgrau (Geschiebemergel?)
27,3—	28,1	»	Sand, grau, mittelkörnig, mit Steinchen, schwach kalkhaltig
28,1—	30,0	»	Geschiebemergel, dunkelgrau
30,0—	30,6	»	Ton, sehr sandig, dunkelgrau, kalkfrei
30,6—	39,0	»	Sand, mittelfein, grau, etwas glimmerhaltig, kalkarm, anscheinend frei von Feldspat. Obermiocän?
39,0—	50,0	»	Feinsand, tonreich, nach der Tiefe in Glimmerton übergehend, mit Fossilien. Obermiocän

Nr. 21.

Höhenlage + 10 m

0—	0,4	m	Mutterboden
0,4—	1,9	»	Geschiebelehm, sehr
1,9—	3,2	»	Sand, gelb, mittelkörnig, etwas lehmig
3,2—	4,9	»	Geschiebemergel, braun
4,9—	5,4	»	Geschiebemergel, blaugrau
5,4—	6,3	»	Sand, kiesig, grob, hellgrau, kalkfrei
6,3—	8,5	»	Sand, grob, hellgrau, kalkfrei
8,5—	12,5	»	Sand, mittelkörnig, kalkfrei oder kalkarm
12,5—	28,0	»	Tonmergel, grau, feinsandig; mit vereinzelten Conchylträmmern (*Turritella*, Zweischaler). Obermiocän

Nr. 22.

0—	0,4	m	Moorerde
0,4—	0,75	»	Sand, mittelkörnig, ockergelb
0,75-	8,6	»	Sand, mittelkörnig, hellgrau, kalkfrei
8,6—	10,1	»	Sand, mittelkörnig, bräunlich, kalkfrei
10,1—	11,6	»	Sand, mittelfein, grau, mit wenig Glimmer, kalkfrei
11,6—	13,2	»	Sand, fein, grau, etwas glimmerhaltig, kalkfrei
13,2—	13,5	»	Ton, grau, feinsandig
13,5—	16,4	»	Sand, kiesig, mergelig
16,4—	16,65	»	Ton, grau, kalkfrei
16,65-	18,75	»	Sand, mittelkörnig, kalkhaltig
18,75-	24,0	»	Geschiebemergel, grau

Nr. 23.

0—	0,3	m	Sand, humos
0,3—	1,8	»	Ton, gelb, mager
1,8—	6,5	»	Ton, fett, grau, unten kalkhaltig
6,5—	11,5	»	Ton, ziemlich fett, dunkelgrau, mehr oder minder kalkhaltig; bei 7 m mit kleinen Geschieben durchsetzt (»Lauenburger Ton«?)
11,5—	12,7	»	Sand, grau, mittelkörnig, etwas tonig, mit kleinen Steinchen, kalkfrei
12,7—	13,8	»	Sand, gröber, mergelig
13,8—	27,0	»	Geschiebemergel, grau
27,0—	27,2	»	grober Sand, mergelig
27,2—	31,0	»	Geschiebemergel, dunkelgrau

Nr. 27.

0—	0,25	m	Mutterboden
0,25-	1,15	»	Sand, gelb, mittelkörnig, steinfrei, kalkfrei
1,15-	3,0	»	Ton, grünlichgrau, fett, kalkfrei
3,0—	4,3	»	Sand, mittelkörnig, schwach kiesig, grau, kalkfrei
4,3—	7,2	»	Ton, grünlichgrau bis blaugrau, fett, kalkfrei, mit einzelnen Feinsandblättern von heller Farbe

7,2—	9,7	m	Sand, gelblich, mittelfein, kalkfrei
9,7—	12,3	»	Sand, kiesig, nordisch (Granitsteinchen), grau, kalkfrei
12,3—	21,6	»	Sand, ziemlich fein, schwach tonig, kalkfrei, grau, glimmerhaltig. Besteht vorwiegend aus Quarz; daneben schwarze (Glaukonit?-)Körner und spärliche rötliche Körner.

Nr. 28.

0—	0,35	m	Mutterboden
0,35-	3,0	»	Sand, mittelkörnig, hellgrau, steinfrei, kalkfrei
3,0—	3,4	»	kleine Geschiebe in Sand, kalkfrei
3,4—	6,75	»	Sand, hellgrau, mittelkörnig, kalkfrei
6,75-	10,8	»	Sand, grau, mittelfein, kalkfrei, etwas glimmerhaltig
10,8—	11,0	»	sandiger Torf, schwarz, ohne figurierte Bestandteile
11,0—	12,4	»	mergeliger Sand, grau
12,4—	12,6	»	Geschiebemergel
12,6—	13,8	»	Sand, kiesig, bunt, kalkhaltig
13,8—	15,5	»	Geschiebemergel

Nr. 29.

0—	0,4	m	Mutterboden
0,4—	2,3	»	Sand, hellgrau, mittelkörnig, kalkfrei
2,3—	5,5	»	Sand mit Geschieben, hellgelblichgrau, scharf, kalkfrei
5,5—	8,0	»	Sand, hellgrau, mittelfein, kalkfrei
8,0—	17,4	»	Sand, grau, mittelfein, kalkfrei
17,4—	18,5	»	Geschiebemergel, dunkelgrau

Nr. 30.

0—	0,5	m	Mutterboden
0,5—	1,8	»	Sand, mittelkörnig, gelblichgrau, kalkfrei
1,8—	4,2	»	Sand, braungelb, mittelkörnig, kalkfrei
4,2—	10,5	»	Sand, mittelkörnig, kalkfrei, von gelblichem in grauen Farbton übergehend
10,5—	11,2	»	Geschiebelehm? (dunkelgraue, feste, ungleichkörnige, tonigsandige Schicht)
11,2—	15,6	»	Sand, mittelkörnig, grau, kalkfrei

Nr. 31.

0—	0,6	m	Mutterboden (Moorerde)
0,6—	6,2	»	Sand, mittelkörnig, gelblichgrau, kalkfrei
6,2—	18,2	»	Sand, ziemlich fein, von 8,10 m ab fahlgrau, oben gelblich, unten etwas glimmerhaltig und tonig, kalkfrei
18,2—	19,3	»	Geschiebemergel, grau

Nr. 32.

0—	0,3	m	Mutterboden	sehr kleine Proben
0,3—	1,0	»	Sand, etwas tonig	
1,0—	2,5	»	Sand, lose	
2,5—	5,3	»	Sand mit kleinen Geschieben, hellgelblich, kalkfrei	

5,3—	5,7	m	Sand, hellgrau, mittelkörnig, kalkfrei
5,7—	9,4	»	Sand, kalkfrei, grau
9,4—	11,2	»	Sand, mittelkörnig, grau, kalkfrei
11,2—	12,5	»	Tonmergel, grau, schwach glimmerhaltig, fossilleer
12,5—	13,3	»	Sand, mittelkörnig, grau, kalkhaltig
13,3—	18,2	»	Geschiebemergel, grau
18,2—	19,1	»	Sand, kiesig, bunt, kalkhaltig
19,1—	21,0	»	Ton, dunkelgrau, glimmerhaltig, schwach kalkig. Gehalt an Kalk und Kieskörnern rührt wohl vom Bohrverfahren her
21,0—	21,3	»	Letten, sandig, hellgrau, glimmerreich, schwach kalkig
21,3—	25,5	»	Geschiebemergel?, viel von dem Letten enthaltend, mit weißen Kalkflecken, hellgrau
25,5—	28,1	»	Tonmergel, grau, gebändert, fossilleer
28,1—	28,3	»	Sand, sehr tonig, kalkhaltig
28,3—	30,0	»	Tonmergel, weiß gefleckt, kalkreich

Nr. 33.

0—	0,9	m	Sand, mittelkörnig, hell, kalkfrei
0,9—	3,1	»	Sand, mittelkörnig, gelbbraun, kalkfrei
3,1—	6,2	»	Sand, mittelfein, hellgrau, kalkfrei
6,2—	12,1	»	Sand, mittelfein, teils grau, teils gelblich, kalkfrei. Zu unterst darin Braunkohlestückchen
12,1—	13,8	»	Sand, fein, bindig, glimmerhaltig, hellgrau, kalkfrei
13,8—	17,0	»	Mergelsand, gelblichgrau, glimmerhaltig
17,0—	23,5	»	Geschiebelehm? (kalkfreie, dunkelgraue, sandige Tonmasse mit wenig Glimmer).

Nr. 34.

0—	0,3	m	Mutterboden
0,3—	2,55	»	Sand, hellgrau, kalkfrei, bindig
2,55-	4,3	»	Geschiebelehm? (grau, kalkfrei, etwas glimmerhaltig)
4,3—	16,0	»	Sand, mittelkörnig, grau, kalkfrei
16,0—	16,3	»	Geschiebemergel, sandig, grau
16,3—	16,7	»	Geschiebe
16,7—	19,0	»	Geschiebemergel, grau

Nr. 35.

0—	0,75	m	Mutterboden
0,75-	5,0	»	Sand, mittelkörnig, hell, kalkfrei
5,0—	6,85	»	Kies, sandig, bunt, kalkfrei
6,85-	13,7	»	Sand, ziemlich fein, hellgrau, kalkfrei
13,7—	15,3	»	Tonmergel, grau
15,3—	15,65	»	Sand, grau, mittelfein, kalkhaltig
15,65-	15,85	»	Tonmergel, grau
15,85-	16,0	»	Sand, mittelkörnig, grau, kalkhaltig
16,0—	16,45	»	Geschiebemergel, grau
16,45-	18,0	»	Geschiebe

18,0—	21,3	m	Geschiebemergel, grau, etwas glimmerhaltig
21,3—	21,5	»	Sand, mergelig
21,5—	21,7	»	Geschiebemergel, grau; darin 1 unbestimmbares Schalbruchstüc
21,7—	23,0	»	Geschiebekies (viel Silurkalk)

Nr. 36.

0—	0,2	m	Mutterboden
0,2—	2,1	»	Sand, gelbbraun, mittelkörnig, kalkfrei
2,1—	15,7	»	Sand, mittelkörnig, steinfrei, vorwiegend hellfarbig, kalkfrei
15,7—	16,3	»	Geschiebemergel, dunkelgrau

Nr. 37.

0—	0,35	m	Mutterboden
0,35-	1,85	»	Sand, gelbbraun
1,85-	4,2	»	Geschiebelehm, grau
4,2—	11,3	»	Sand, grau, mittelkörnig, kalkfrei; von 8,7 m abwärts glimmerhaltig und torfige oder von Braunkohle stammende Teilchen enthaltend
11,3—	11,8	»	Geschiebemergel, grau
11,8—	12,4	»	Sand, grau, etwas kalkhaltig
12,4—	15,8	»	Geschiebemergel, grau

Nr. 38.

0—	0,4	m	Mutterboden
0,4—	5,0	»	Sand, hellgrau, mittelkörnig, kalkfrei
5,0—	7,3	»	Geschiebe
7,3—	8,3	»	Sand, mittelkörnig, gelbgrau, kalkfrei
8,3—	16,2	»	Sand, grau, tonig, mittelfein, kalkfrei

Nr. 39.

0—	0,3	m	Moorerde
0,3—	2,4	»	Sand, gelblichgrau, kalkfrei
2,4—	6,3	»	Sand, gelb, mit Geschieben, kalkfrei
6,3—	12,6	»	Sand, grau, unrein, kalkfrei
12,6—	15,4	»	Geschiebelehm, grau; bei 13,2—14,3 Sandmittel

Nr. 40.

0—	0,4	m	humoser Sand
0,4—	2,0	»	Sand, gelb, mittelkörnig, kalkfrei
2,0—	3,8	»	Sand, grau, tonig, kalkfrei
3,8—	19,7	»	Glimmersand, grau, kalkfrei; obermiocän?
19,7—	40,0	»	Glimmerton, sehr sandig, kalkhaltig; spärliche Schalreste, 1 winzige *Turritella subangulata*

Nr. 41.

0—	0,45	m	Sand, lehmig, braun
0,45-	0,75	»	Sand, braun, kalkfrei
0,75-	3,0	»	Geschiebelehm, gelbbraun
3,0—	4,6	»	Sand, grob, gelb, kalkfrei

4,6—	8,0	m	Sand, mittelkörnig, graubunt, kalkfrei
8,0—	13,4	»	Geschiebesand, grau, kalkfrei
14,7—	26,0	»	Glimmerton, kalkhaltig, feinsandig, grau, fest, mit Conchylien
26,0—	40,0	»	Glimmersand, grau, kalkhaltig

Nr. 42.

Höhenlage ca. 11 m

Diluvium.

0—	0,5	m	Mutterboden
0,5—	1,4	»	Geschiebelehm, gelb
1,4—	3,0	»	Geschiebemergel, gelbgrau
3,0—	3,8	»	Kies, sandig, mergelig
3,8—	5,0	»	Geschiebemergel, gelblichgrau
5,0—	14,0	»	Geschiebemergel, grau, unverwittert, kreidereich
14,0—	16,25	»	Kies, sandig, kalkhaltig

Miocän.

16,25-	20,5	m	Glimmerton, dunkelgrau, sehr sandig, kalkhaltig, mit Schalbruchstücken

Nr. 43.

Höhenlage + 10 m

Diluvium.

0—	0,9	m	Sand, braun, mittelkörnig
0,9—	1,8	»	Geschiebelehm, braun
1,8—	3,1	»	Sand, mittelkörnig, gelb, kalkfrei
3,1—	7,2	»	Sand, mittelkörnig, hellgrau, kalkfrei
7,2—	8,1	»	Sand, gelbgrau, mittelkörnig, steinfrei, schwach tonig, kalkfrei
8,1—	9,2	»	Tonmergel, grau
9,2—	9,9	»	Sand, ziemlich fein, grau, kalkfrei; enthält nordische Gemengteile sowie Glaukonit
9,9—	11,2	»	Sand, kiesig, grau, kalkfrei; enthält Granit und andere nordische Bestandteile, sowie Glaukonit und Quarze von tertiärem Habitus

Miocän.

11,2—	20,0	m	Glimmersand, grau, ziemlich fein, kalkfrei

Nr. 44.

Diluvium.

0—	0,9	m	Geschiebelehm, braun
0,9—	3,3	»	Geschiebemergel, gelb
3,3—	13,6	»	Geschiebemergel, grau, kreidereich, unverwittert
13,6—	19,5	»	Kies, kalkhaltig
19,5—	20,0	»	Sand, kiesig, grau, kalkhaltig
20,0—	21,6	»	Mischprobe aus grauem Diluvialsand und grünlichbraunem, ziemlich kalkfreiem tertiärem Sand von mittelmiocänem Habitus, außerdem zahlreiche Conchylfragmente (*Ringicula*, *Pectunculus*, *Dentalium*, *Xenophora*, sowie Bryozoen und Otolithen)

Nr. 45.

Diluvium.

0—	0,5	m	Mutterboden, anmoorig
0,5—	2,0	»	Sand, mittelkörnig, braun
2,0—	2,8	»	Geschiebelehm, braun
2,8—	4,2	»	Sand, kiesig, lehmig, braun
4,2—	7,4	»	Geschiebemergel, unverwittert, grau, kreidereich
7,4—	7,9	»	Sand, mergelig
7,9—	13,6	»	Geschiebemergel, grau, kreidereich
13,6—	19,5	»	Sand, kiesig, kalkhaltig
19,5—	19,6	»	Sand, tonig, humos, mit Pflanzenresten, kalkarm (die Pflanzenreste scheinen eingeschwemmt zu sein, fraglich ob tertiär oder diluvial)
19,6—	21,0	»	Sand, dunkelgrau, lose, mittelkörnig, kalkarm
21,0—	25,0	»	Tonmergel, dunkelgrau, mit etwas Glimmer: die Probe ist stark mit Sand durchsetzt, wahrscheinlich liegt Glimmerton vor (Schlämmrückstand Quarzsand; keine Fossilien, kein Schwefelkies)

Nr. 46.

Alluvium.

0—	0,45	m	Mutterboden, anmoorig
0,45-	1,5	»	Sand, mittelkörnig, grau, etwas tonig

Diluvium.

1,5—	2,5	m	Geschiebesand, kalkfrei
2,5—	16,0	»	Sand, mittelfein, etwas glimmerhaltig, kalkfrei, grau
16,0—	20,0	»	Mergelsand, hellgrau, äußerst kalkreich

Nr. 47.

Diluvium.

0—	0,6	m	Mutterboden, anmoorig
0,6—	1,7	»	Geschiebelehm, braun
1,7—	4,2	»	Geschiebelehm, dunkelgrau
4,2—	9,3	»	Sand, fein, grau, kalkfrei, etwas glimmerhaltig
9,3—	10,0	»	Sand mit gröberen Beimischungen, grau, kalkfrei
10,0—	11,5	»	Sand, kiesig, mit Geschieben, kalkfrei
11,5—	11,9	»	Geschiebe
11,9—	20,0	»	Mergelsand, gelblichgrau, äußerst kalkreich, ohne mikroskopische Fossilien

Nr. 48.

Höhenlage + 7 m

Diluvium.

0—	0,5	m	Mutterboden
0,5—	3,1	»	Geschiebelehm, gelbbraun

3,1—	5,9	m	Geschiebelehm, dunkelgrau
5,9—	7,5	»	Sand, fein, hellgrau, etwas glimmerhaltig
7,5—	7,8	»	Geschiebemergel, grau
7,8—	8,1	»	Sand, kiesig, mergelig
8,1—	8,9	»	Geschiebemergel, grau, ziemlich kalkreich

Miocän.

8,9—	20,0	m	Sand, fein, grau, etwas glimmerhaltig, schwach tonig

Nr. 49.

0—	0,8	m	Mutterboden
0,8—	2,4	»	Sand, mittelfein, bräunlichgrau, kalkfrei
2,4—	3,8	»	Sand, grau, mittelfein, kalkfrei, etwas glimmerhaltig
3,8—	5,2	»	desgl., kalkhaltig
5,2—	7,3	»	Geschiebemergel, grau
7,3—	8,5	»	Geschiebe
8,5—	10,9	»	Geschiebemergel, grau
10,9—	13,0	»	Sand, mittelfein, grau, kalkhaltig
13,0—	14,9	»	Geschiebemergel, grau
14,9—	21,2	»	Sand, graubunt, ziemlich grob, kalkhaltig
21,2—	22,3	»	Sand, graubunt (mit Glaukonit), mittelfein, kalkhaltig
22,3—	24,0	»	Tonmergel, glimmerhaltig, grau, feinsandig, anscheinend fossilleer

Nr. 50.

0—	1,20	m	Sand, gelblichgrau
1,2—	17,7	»	Geschiebemergel, grau
17,7—	20,0	»	Sand, etwas mergelig, grau, grob gemischt
20,0—	23,0	»	Sand, mittelkörnig, grau, kalkhaltig
23,0—	25,4	»	Sand, dunkelgrau, mittelfein, kalkhaltig
25,4—	25,55	»	Tonmergel, glimmerhaltig, grau, feinsandig, anscheinend fossilleer

Nr. 51.

0—	0,4	m	Mutterboden
0,4—	2,9	»	Sand, bräunlich, mittelkörnig, kalkfrei
2,9—	16,5	»	Geschiebemergel, grau
16,5—	17,9	»	Sand, mergelig, grau
17,9—	19,5	»	Ton, grau, schwach glimmerhaltig, mit Vivianit und schwarzen moorigen Flecken, kalkfrei

Nr. 52.

0—	0,5	m	Mutterboden
0,5—	3,2	»	Sand, braun, mittelkörnig, kalkfrei
3,2—	6,0	»	Geschiebemergel, grau
6,0—	6,3	»	Feinsand, mergelig
6,3—	15,3	»	Geschiebemergel
15,3—	15,7	»	Sand, grob gemischt, grau, kalkhaltig
15,7—	15,9	»	Waldtorf, sandig
15,9—	21,3	»	Ton, grau, schwach kalkhaltig, mit Vivianit

Nr. 53.

0—	0,5	m	Mutterboden
0,5—	2,9	»	Flugsand, gelblich, ziemlich fein
2,9—	15,8	»	Geschiebemergel, grau
15,8—	25,2	»	Sand und kiesiger, grober Sand mit Geröllen (auch Holz), grau, kalkhaltig
25,2—		»	Ton, grau

Nr. 54.

0—	0,4	m	Mutterboden
0,4—	3,7	»	Flugsand, gelb, ziemlich fein
3,7—	13,7	»	Geschiebemergel, grau
13,7—	18,6	»	Sand, ziemlich fein, tonig, grau
18,6—	20,8	»	Moorerde
20,8—	21,5	»	Ton, grau

Berlin, den 6. Juni 1915.

Die stratigraphische Stellung der subhercynen Braunkohlenformation.

Eine Entgegnung an Herrn O. v. Linstow in Berlin.

Von Herrn **H. Scupin** in Halle a. d. S.

In einem vor Jahresfrist veröffentlichten Aufsatz: Das Alter der Hallischen Braunkohlen[1]) hat Verfasser im Gegensatz zu O. v. Linstow, der für ein eocänes Alter aller subhercynen Braunkohlen eintritt, die Anschauung vertreten, daß nur ein Teil derselben, nämlich die Kohlen von Aschersleben, Egeln und Helmstedt, gänzlich dem Eocän angehören, während die Kohlen von Halle, des östlichen Teiles von Anhalt und der untere Teil der Leipziger Braunkohlen nach wie vor zum Oligocän gerechnet wurden; die Braunkohlen von Mücheln, Lützkendorf und Möckerling im Geiseltale wurden in ihrem unteren Teile dem Eocän, in ihrem oberen dem Oligocän zugewiesen.

O. v. Linstow hat nun diesen Standpunkt in einer Entgegnung zu widerlegen versucht[2]), indem er von neuem für die Auffassung eines eocänen Alters a l l e r subhercynen Braunkohlen eintritt. M. E. wird indes auch durch diese neuerlichen Ausführungen nichts bewiesen, und ich sehe mich daher genötigt, zur Klarstellung der Frage noch einmal auf den Gegenstand zurückzukommen.

[1]) Dieses Jahrb., Bd. 35 I, 1914, S. 282.

[2]) Zur Altersfrage der subhercynen Braunkohlenformation. Eine Entgegnung an Herrn H. Scupin in Halle a. S. Dieses Jahrb., Bd. 35 II, 1914, S. 382.

v. Linstow beanstandet zunächst, daß ich nur einige Autoren aufgezählt habe, welche die Auffassung v. Linstow's nicht angenommen hatten, dagegen unterlassen habe, darauf hinzuweisen, daß andere dem Vorschlage v. Linstow's ohne Einschränkung gefolgt sind. Demgegenüber sei bemerkt, daß es sich für mich nicht darum handeln konnte, alle Stellen aufzuführen, an denen von den fraglichen Braunkohlenschichten die Rede ist, sondern nur hervorzuheben, daß die Frage noch keineswegs so geklärt sei, daß nicht eine nochmalige Erörterung derselben wünschenswert erscheine, während ich es ja auch andererseits nicht unterlassen habe, zu betonen, daß die Annahme eines eocänen Alters der in Rede stehenden Braunkohlen an Boden zu gewinnen scheint. Im übrigen habe ich ausdrücklich den Ton darauf gelegt, daß die Linstow'sche Auffassung auch in Spezialabhandlungen (natürlich über das fragliche Gebiet der Gegend von Halle) vielfach unberücksichtigt geblieben sei; daher können auch die von v. Linstow genannten Bücher und Abhandlungen kaum mit als Partner in diesem Sinne herangezogen werden, denn sie sind entweder allgemeiner Art oder behandeln in erster Linie andere Gegenden. Gerade aber die Tatsache, daß die Linstow'sche Auffassung bereits in Lehrbücher überzugehen begann, veranlaßte mich dazu, unter voller Anerkennung der Linstow'schen Auffassung für die Becken von Helmstedt, Egeln und Aschersleben und seines Verdienstes, die Frage in Fluß gebracht zu haben, vor einer Verallgemeinerung bezüglich der Gegend von Halle und Leipzig zu warnen.

Gerade weil ich nicht alles auf eine Formel bringe, wie dies v. Linstow möchte, erscheint ihm das Bild »etwas mosaikartig«. Ja, beruht denn alles Heil darin, daß alle petrographisch ähnlichen Schichten einer Formation als unbedingt gleichaltrig gedeutet werden? Oft genug hat gerade in der Naturwissenschaft das Bestreben, eine Beobachtung oder eine Gruppe von Beobachtungen zur Grundlage für allgemeine Schlüsse zu machen, zu Irrtümern geführt. Die Beurteilung des Vorgangs

der Ablagerung der Kohlen im Eocän und Oligocän bleibt auch bei meiner Auffassung eine einheitliche, insofern sie eine Fortsetzung der Kohlenbildung aus dem Eocän ins Oligocän und eine von Norden nach Süden fortschreitende Meeresbedeckung der alten Moore annimmt, so daß das Land im Eocän noch bei Helmstedt, Egeln, Aschersleben, im Unteroligocän dann nördlich und östlich von Halle und im Mitteloligocän südlich von Halle liegt; aber diese Auffassung vermeidet eine Schematisierung, wie sie durch die Gleichstellung aller subhercynen Braunkohlen gegeben ist und trägt vor allem auch der großen Mächtigkeit der Kohlen im Geiseltale Rechnung. Die Hallischen und die unteren Leipziger Kohlen mit denen von Aschersleben, Egeln und Helmstedt ins Eocän stellen und jedes oligocäne Kohlenvorkommen in unserer Gegend leugnen, heißt über das Ziel hinausschießen.

Nicht recht verständlich ist es mir, wenn v. LINSTOW von »Ausnahmen« spricht, die ich von meinem Grundsatze mache, die Kohlen dann für eocän zu halten, wenn sie von marinem Unteroligocän überlagert seien, für unteroligocän, wenn marines Mitteloligocän das Hangende bildet. Als solche »Ausnahme«, die ich angeblich mache, werden die Kohlen im Geiseltale hingestellt, die ich wie gesagt in ihrem unteren Teile für eocän, in ihrem oberen für unteroligocän anspreche. Ausnahmen sind dies doch keineswegs, sondern diese Kohlen können nur nicht mit dem gleichen Maßstabe gemessen werden wie die anderen Kohlen, da weder marines Unteroligocän noch marines Mitteloligocän vorhanden ist.

Wenn ich diesen Kohlen vorläufig die oben genannte Stellung gegeben habe, so geschah das aus der Erwägung heraus, daß zunächst kein Grund vorliegt, das unmittelbar Hangende der Kohlen anders zu horizontieren, als das der Kohlen in der ganzen Umgebung südlich und westlich von Halle, z. B. bei Dörstewitz-Rattmannsdorf und Lieskau-Nietleben-Zscherben; denn ein eocänes Alter wird, selbst wenn wir die in meinem Aufsatz bereits erörterte Möglichkeit einer Umlagerung der *Lophiodon-*

Zähne außer acht lassen, doch nur für den Teil der Kohlen bewiesen, in dem die Zähne gefunden sind, d. h. den unteren. Das Hangende der Kohlen südlich von Halle aber besteht aus Tonen, Kiesen und Sanden, die stellenweise zu Quarziten (Knollenstein) verkittet sind und offenbar kontinentale Entstehung haben. Dabei sei auch auf die Ähnlichkeit der oberen Geiseltalkohlen und derjenigen der oben genannten Gebiete hinsichtlich der Schwelkohleneinlagerungen hingewiesen. Da derartige kontinentale Ablagerungen im Hangenden der Kohle nur südwestlich einer Linie auftreten, die sich etwa vom Südende der Stadt Halle ab über Bruckdorf gegen Leipzig hinzieht, während jenseits dieser Linie, z. B. schon bei Bruckdorf selbst, marine, Selachierzähne führende Ablagerungen (Braunkohlensand und Septarienton) die Kohlen bedecken, so lag der Gedanke nahe, diese Linie als Küstenlinie anzusehen, die Ablagerungen im Hangenden der Kohle südlich und westlich von Halle als die kontinentale Vertretung des Braunkohlensandes bei Bruckdorf und im Norden von Halle zu betrachten und auch diese Kohlen von Nietleben und Dörstewitz-Rattmannsdorf mit denen von Bruckdorf und nördlich von Halle gleichzustellen. Es war also das Gegebene, nun auch die obersten Geiseltalkohlen hier mit einzureihen, wobei sich noch die Tatsache der ganz außerordentlich großen Mächtigkeit dieser Kohlen (bis fast 100 m) bequem in das ganze Bild einer eocänen und oligocänen Ablagerung einfügt.

Von »Ausnahmen« oder einem »mosaikartigen Bild« kann also keine Rede sein; im Gegenteil, die Einordnung der Ablagerungen erscheint nur folgerichtig und durchaus einheitlich.

Durch eine neue ausgezeichnete Arbeit von W. Salzmann[1]) hat meine Auffassung nun noch eine weitere Stütze erfahren, und zwar durch die Feststellung einer die ganze Geiseltalkohle durchziehenden Diskordanz, wiewohl allerdings Salzmann

[1]) Das Braunkohlenvorkommen im Geiseltal mit besonderer Berücksichtigung der Genesis, Archiv f. Lagerstättenforschung, herausgegeb. v. d. Königl. Preuß. Geolog. Landesanst., Heft 17, 1914.

(leider inzwischen auf dem Felde der Ehre gefallen) selbst sich nicht in diesem Sinne ausspricht, sondern die ganze Kohle mit v. LINSTOW zum Eocän rechnet. SALZMANN teilt die Kohlen des Geiseltales ein in eine »Untere Knorpelkohlenbank«, in »Mittlere Kohle mit anorganischen Einlagerungen, Fossilien und besonderen Schichten« und »Oberkohle«. Die mittlere Kohle ist diejenige, in der *Lophiodon* gefunden wurde, die obere ist die durch gelbe Schwelkohle ausgezeichnete. Zwischen beiden liegt die Diskordanz. Diese erscheint meistens als eine Erosionsdiskordanz, doch bildet SALZMANN auch eine Stelle ab, wo die Oberkohle über einen kleinen eingeebneten Horst der mittleren Kohle fortgreift [1]). Es muß also ein gewisser Zeitraum zwischen der Ablagerung der Mittel- und Oberkohle vergangen sein, und es steht daher auch nach Auffindung der *Lophiodon*-Zähne in der Mittelkohle nichts dem entgegen, die obere mit den übrigen Kohlen bei Halle, besonders im Norden der Stadt, schon dem Unteroligocän zuzuweisen. Danach steht und fällt die Stellung der oberen Geiseltalkohlen sowie überhaupt der Kohlen im Süden von Halle mit den Gründen, die für ein unteroligocänes Alter der Kohlen nördlich von Halle sprechen.

Meine Auffassung, daß die Kohlen im Norden von Halle unteroligocänen Alters sind, stützte sich darauf, daß hier marines Mitteloligocän ganz ebenflächig auf dem Oberflöz liegt. Wären sie eocän, so müßte man annehmen, daß sich Ablagerungen des Unteroligocäns entweder gar nicht gebildet haben, insofern das Meer sich nicht soweit erstreckte, oder daß sie wieder abgewaschen sind.

v. LINSTOW erörtert zunächst die zweite Möglichkeit und sucht nachzuweisen, daß ein solcher Fall einer geologischen Lücke nichts Ungewöhnliches sei. Das ist natürlich auch mir bekannt und nichts besonders Bemerkenswertes. Aber man wird in solchen Fällen, und zwar auch dann, wenn eine Faltung nicht stattgefunden hat, also keine tektonische, sondern eine reine Erosionsdiskordanz vorliegt, nicht erwarten können, daß die Abtra-

[1]) a. a. O., S. 55.

gung allenthalben ganz gleichmäßig vor sich gegangen ist und daß daher die Auflagerungsfläche auf weite Strecken hin ganz eben bleibt, man wird vielmehr mit gewissen Erosionserscheinungen, wie dies ja auch der Name ausdrückt, rechnen dürfen. Auch bei Miatschkowo, wo die Wolgastufe — im Steinbruch selbst angeschnitten — über dem Fusulinenkalke liegt, sieht man, wie sie gelegentlich etwas tiefer in den Kalk eingreift. Hier aber liegt der marine Braunkohlensand im Norden von Halle auf eine weite Strecke hin auf dem nur wenige Meter mächtigen oberen der beiden Flöze, und es müßte befremdend erscheinen, daß im Falle ursprünglicher Ablagerung unteroligocäner Meeressedimente die immerhin doch sicher einem ziemlich langen Zeitraum entsprechende Abtragung auf weite Flächen hin so geringe Unterschiede erreicht haben sollte, wie das diese Auflagerung in solchem Falle voraussetzen würde.

Vor allem aber wird das einstige Vorhandensein mariner, später wieder beseitigter unteroligocäner Meeresablagerungen zwischen den nach v. Linstow angeblich eocänen Kohlen und dem mitteloligocänen Braunkohlensand durch folgende Erwägung recht unwahrscheinlich.

Sind die Kohlen im Liegenden des mitteloligocänen Braunkohlensandes eocän, und werden unteroligocäne, später wieder abgetragene marine Schichten angenommen, so setzt das zunächst eine Senkung des Landes bis südlich von Halle voraus; es wäre dieselbe Senkung, die das marine Unteroligocän im Norden bei Aschersleben, Egeln, Helmstedt schuf. Die ganze Landfläche von diesen Punkten an bis etwa Merseburg und Leipzig müßte dann ziemlich gleichmäßig abgesunken und etwa gleichzeitig untergetaucht sein. Die von Linstow angenommene Abtragung setzt wieder eine Landperiode, also eine erneute Hebung voraus. Wo ist solche bei Aschersleben, Egeln, Helmstedt zu finden? Hier liegt über marinem Unteroligocän gleich marines Mitteloligocän. Die marine Sedimentierung ging gleichmäßig weiter, und zwar bereits in einer Tiefe, die etwa der des Septarientons entsprach.

Der Senkung des Meeresgrundes stände dann also bei An-

nahme der LINSTOW'schen Auffassung nur in unserer Gegend eine Hebung des Landes entgegen. Nachdem dann hier die altunteroligocänen Meeressedimente, im jüngeren Teile des Unteroligocän wieder abgetragen waren, wäre das Land wieder untergesunken, um von neuem marine Sedimente aufzunehmen. Jetzt erst im Mitteloligocän wird die Gleichartigkeit mit den Ablagerungen im Norden wieder hergestellt. In dieser Weise würde sich der Vorgang nach v. LINSTOW vollzogen haben müssen, während bei meiner Auffassung dieses Auf- und Abschwanken, das zudem auffallenderweise nur einen Teil der ursprünglich absinkenden Scholle betreffen würde, zugunsten einer gleichmäßig von Nord nach Süd unter das Meer sinkenden, allmählich von Norden her überfluteten Scholle vermieden wird. Wenn auch ein solches Auf- und Abschwanken der Hallischen Gegend im Gegensatz zu der im Norden schließlich nicht unbedingt ausgeschlossen ist — mathematische Beweise lassen sich hier nicht führen, sondern nur Indizienbeweise — so ist es doch außerordentlich unwahrscheinlich, und man kann bei solcher Annahme jedenfalls nicht davon sprechen, daß das Bild einfacher, weniger »mosaikartig« wird, als bei meiner Annahme. Bei dieser ist das stratigraphische Tabellenbild vielleicht etwas komplizierter, aber der Vorgang, der es geschaffen hat, ist ein einheitlicher, bei der LINSTOW'schen Auffassung ist das Umgekehrte der Fall: das Tabellenbild ist einfacher, schematischer, aber das Geschehen ist kein einheitliches, der Vorgang ist komplizierter, die Erklärung muß eine gesuchte werden, sollen alle Kohlen in der Tabelle gleichaltrig erscheinen.

Wenn ich nun in Verfolg dieser Anschauungen weiter davon gesprochen habe, daß in Anbetracht der wohl ähnlich liegenden Verhältnisse die Kontinentalbildungen, also auch die Moore des Eocäns sich noch in die Oligocänzeit fortgesetzt hätten, so scheint mir das, was v. LINSTOW hiergegen vom tektonischen Gesichtspunkt einwendet, ebensowenig beweiskräftig.

Nach v. LINSTOW besteht ein Gegensatz in den tektonischen Erscheinungen des Eocäns und Oligocäns. In ersterem treten nach ihm nur Falten auf, wobei sich in den Mulden eine Torf-

flora ansiedelte, die schließlich das Material für die Braunkohlenbildung abgab. Im Oligocän dagegen »waren es nicht einzelne beschränkte Gegenden oder Bezirke, die von dem einziehenden Meer überkleidet wurden, sondern ganz gewaltige, weit ausgedehnte Flächen« . . . . . »Im Gegensatz zu den Faltungen, die mehr lokaler und räumlich beschränkter Natur waren, handelt es sich bei der Meeresinvasion um eine Senkung, die, wie wir beim marinen Unteroligocän gesehen haben, ein ungewöhnlich ausgedehntes Gebiet umfaßt hat. Dabei bleibt es schwer zu verstehen, daß sich diese Faltungen zur Unteroligocänzeit noch weiter fortgesetzt haben sollten, während zu dieser selben Zeit eine andere Bodenbewegung des unmittelbar benachbarten Gebietes, eine Senkung eintrat. Unserer Auffassung nach lösten sich die beiden tektonischen Vorgänge durchaus ab: zuerst erschienen im Eocän die Faltungen, danach aber erfolgte im Unteroligocän eine ausgedehnte Senkung. Soweit mir bekannt ist, ist kein Punkt der Erdrinde zu gleicher Zeit von zwei verschiedenen tektonischen Vorgängen betroffen worden.«

Vermutlich hat hier v. Linstow an den Gegensatz zwischen orogenetischen und epirogenetischen Vorgängen im Sinne Stille's gedacht, so daß eine eocäne orogenetische und eine oligocäne epirogenetische Bewegung anzunehmen ist. Nach Stille dürfte aber der epirogenetische Vorgang ebenfalls in einer »Wellung« des Bodens zum Ausdruck kommen, also in Form von Wellen ganz flacher Spannweite, deren Sättel die großen Massive, deren Mulden die Geosynklinalen sind; der Senkung des einen Schenkels entspricht eine Hebung des anderen. Wenn nun Stille des weiteren ausführt, der Boden dieser Geosynklinalen muß durch allmähliche Aufhäufung der Sedimente in ihnen erst für orogenetische Äußerungen des gleichen, durch die weitere Schrumpfung der Erde bedingten Seitendruckes reif werden[1]), so schließt

[1]) Tektonische Evolutionen und Revolutionen in der Erdrinde, Leipzig 1913, S. 14. Vergl. außerdem besonders auch Stille, Die saxonische Faltung, Monatsber. der Deutsch. Geol. Gesellsch. 55, 1913, S. 575.

das m. E. doch nicht eine Fortentwicklung solcher Wellen flacher Spannung aus, nur daß die Senkung an den Rändern der Geosynklinale durch orogenetische Hebungen überkompensiert werden kann. Logisch bleibt durchaus die Möglichkeit weiterer Senkung der Geosynklinale, wenn sie auch hinter der hebenden Wirkung des orogenetischen Vorganges zurückbleibt und daher nicht sichtbar wird.

Betrachtet man aber die epirogenetischen Bewegungen als dauernde, die orogenetischen als episodische, so wird man auch sowohl beim Einsetzen als beim Ausklingen der orogenetischen Bewegung für einen gewissen Zeitraum ein Überwiegen der epirogenetischen Bewegung über die schon oder noch vorhandene orogenetische annehmen dürfen, die erst allmählich über die epirogenetische das Übergewicht erlangt, um sich ihr dann von neuem unterzuordnen und zu verschwinden, das heißt also: die orogenetische Bewegung ist nicht heute zu Ende und morgen beginnt die epirogenetische, sondern die erstere greift in die letztere hinüber, und so wäre es nicht wunderbar, wenn eocäne orogenetische Vorgänge in der Zeit der oligocänen epirogenetischen nachklängen.

Aber diese Annahme erscheint gar nicht einmal nötig. Man kann nicht für jede moorige Niederung tektonische Vorgänge heranziehen, was wohl auch v. LINSTOW kaum behaupten will. Insbesondere sind gerade in unserem Gebiete lokale Senken auch durch unterirdische Auslaugungen von Salzen bedingt, was allerdings nur für einen Teil der Becken gelten könnte; ist doch die ganze Ebene bei Eisleben auf ein solches Einsinken infolge Auslaugung von Zechsteinsalzen zurückzuführen. Ebenso hält es auch SALZMANN[1]) für wahrscheinlich, daß Störungen in der Kohle auf solche Auswaschungen von Rötsalzen zurückzuführen sind. Es erscheint daher auch nicht ausgeschlossen, daß bereits vor Bildung der Braunkohle Senkungen infolge dieser Ursache stattfanden.

[1]) a. a. O. 1913, S. 54.

Indes wird man auch da, wo diese Erklärung sowie Bildung von Hohlformen durch Erosion fortfällt, kaum von orogenetischen Vorgängen in strengem Sinne für die Gegend von Halle sprechen können. Auch der Querschnitt einer Geosynklinale wird nicht so glatte, mathematisch scharfe Linien aufweisen wie in einem schematischen Profil, und andererseits würden auch Braunkohlenmulden wie die bei Halle in einer Profilzeichnung der Geosynklinale in üblichem Maßstabe gar nicht zum Ausdruck kommen. Das Bild der Geosynklinale würde durch sie gar nicht getrübt werden. Die größte Tiefe des Braunkohlenbeckens nördlich von Halle verhält sich zu dessen Ausdehnung höchstens wie 1:500; eine Linie aber, die bei 10 cm Länge nur um $^1/_5$ mm von der Geraden abweicht, erscheint uns schlechthin als Gerade. Solche ganz flachen Mulden spielen im Gesamtbilde keine Rolle, sie sind nur Unebenheiten der sich zur Geosynklinale herabsenkenden, die Oligocäntransgression aufnehmenden Landfläche. Einen tektonischen Gegensatz zwischen ihnen und den »Wellen« ganz flacher Spannung aufzustellen, wie sie in den epirogenetischen Vorgängen zum Ausdruck kommen, scheint nicht angängig.

Wäre die Linstow'sche Meinung eines derartigen Gegensatzes zwischen Kohlenanhäufung und Senkung des Landes richtig, so wäre die Überflutung von Mooren durch die Wogen eines herandrängenden Meeres gar nicht denkbar. Dieser Auffassung widersprechen schon die marinen Einlagerungen im Obercarbon von England, Belgien, Westfalen, Oberschlesien und vor allem des Donetzbeckens. Hier erfolgen wiederholte Einbrüche in ein Landgebiet mit starker Moorbildung, wobei man doch nicht nur an harmlose Überschwemmungen zu denken hat[1]). Das Ganze stellt sich offenbar dar als ein Kampf

[1]) Die landläufige Annahme von Oszillationen des Bodens ist hier nicht nötig, ebensowenig wie bei Meeresablagerungen mit wechselnden küstenferneren und küstennahen Sedimenten, wie ich bei Schilderung der Kreidetransgression in der Umgebung des Riesengebirges zu zeigen versucht habe. (Die Löwenberger Kreide, Palaeontographica Suppl. Bd. 6, 1912/13, S. 82.) In ganz ähnlicher Weise äußert sich Stille, wenn er von einer »Verschüttung der Geosynklinale« spricht

zwischen zeitweiliger Senkung und kontinentaler Anhäufung. Auch in der Unterkreide wird man nicht so scharf scheiden können zwischen einer Zeit der Moorbildung und einer dann erst folgenden Periode der Senkung. Erreichte die Moorbildung auch natürlich ihr Ende als das Meer eindrang, so war der Einbruch doch sicher kein katastrophaler, und man wird annehmen dürfen, daß das Meer sich im Vorlande der alten Moore befand und daß noch Moorbildungen stattfanden, als sich das Meer bereits landeinwärts gegen diese hin zu bewegen begann. Ebenso bilden sich in Niederschlesien im Untersenon Kohlen in einer ausgesprochen epirogenetischen Phase; eine frühsenone orogenetische Krustenbewegung wie in Nordwestdeutschland ist dort nicht vorhanden, und zwar ist der Betrag der Aufschüttung in diesem Senkungsgebiet hier besonders stark. Auch die sich damit vorbereitende Regression ist nicht orogenetisch zu erklären; die in den Lausitzer Störungen zum Ausdruck kommende orogenetische Phase ist jünger als die Trockenlegung[1]). Die Gegenwart selbst zeigt uns ja an der Nordsee das

---

und davor warnt, das Auftreten kontinentaler und limnischer Ablagerungen zwischen marinen auf einen Wechsel von Senkung und Hebung zurückzuführen. (Tektonische Evolutionen und Revolutionen in der Erdrinde, S. 7, Fußnote [2].)

[1]) Der Rückzug des Meeres ist hier in der Oberkreide im Gebiete der böhmischen Masse im wesentlichen durch Aufschüttung in Verbindung mit erneuter epirogenetischer Hebung dieses alten »Dauerlandes« zu erklären. Nimmt man mit Stille bei den epirogenetischen Bewegungen einen flachen Wellenwurf großer Spannweite an, in dem die Geosynklinalen die abwärtssinkenden Wellentäler, die Festlandsschwellen die aufsteigenden Wellenberge sind, so würde das ein Übergreifen des Hebungsgebietes auf vorheriges Senkungsgebiet bedeuten, eine Annahme, die nichts Auffallendes hat, wenn man bedenkt, daß dieses zeitweilige Senkungsgebiet sonst früher schon im wesentlichen Festlandsschwelle, also richtiges Hebungsgebiet war. Man kann sich hier vielleicht folgende Vorstellung machen: Liegt die Grenze zwischen gehobenem und gesenktem Gebiet (Punkt X in Stille, Die saxonische Faltung, S. 578), also gewissermaßen der Angelpunkt bezw. die Drehungsachse der Bewegung im Landgebiet, so steigt nur ein Teil des Landes; der zwischen diesem Punkt und der Küste liegende Teil taucht dagegen allmählich zum großen Teil unter; die Folge ist eine Transgression. Liegt der Punkt bereits im Bereich des Meeres unter Wasser, so wird ein großer Teil des Meeresbodens zwischen Küste und diesem Angelpunkt gehoben und vielleicht trockengelegt. Die Folge ist eine Regression. Man kann sich nun

Bild sich senkender Moorflächen; auch die heute vom Meere bedeckten Moore haben sich in Zeiten vordringenden Meeres gebildet und bezeichnen nur ein früheres Stadium eines sich heute noch fortsetzenden Vorganges. Also auch von diesem Gesichtspunkte aus werden die tektonischen Einwände v. Linstow's gegen meine Auffassung hinfällig.

Endlich bemängelt v. Linstow, daß ich »die positiven Ergebnisse der Florenuntersuchung dieses Gebietes unberücksichtigt« gelassen habe. Ich habe dies deshalb getan, weil sie mir nicht ausreichend erschienen, um auf sie stratigraphische Schlüsse zu gründen, und ich teile hier ganz die Auffassung von Lepsius[1]) bezüglich des Wertes von Landpflanzen. Nach ihm »machen wir ja immer wieder die Erfahrung, daß aus den fossilen Pflanzenresten der Tertiärzeit keine sichere Altersbestimmung der betreffenden Schichten gewonnen werden kann«. Lepsius fährt dann fort: »Der Grund hierfür liegt meiner Ansicht nach darin, daß solche fossilen Pflanzenreste . . . . . aus verschiedenen Vegetationszonen sowohl aus den damaligen Hoch- und Tiefebenen als, und zwar vorwiegend, von den Höhen der damaligen Berge und Gebirge durch die Bäche und Flüsse in das Meer hinabgeflößt worden sind. Es wäre also dasselbe, als wenn wir die jetzige Flora vom Südfuße der Alpen mit der gesamten Pflanzenwelt der mittleren und der hohen Alpen vermischen und daraus für das Adriatische Meer ein bestimmtes und einheitliches Klima herausrechnen wollten. Für die Horizonte und Stufen der tertiären Ablagerungen sind weder die Pflanzenreste noch die ebenfalls aus den Bergen der damaligen Kontinente in das Meer oder in Süßwasserseen hinab- und zusammengeschwemmten Landschnecken oder Landsäuge-

vorstellen, daß durch die Sedimentanhäufung eine Verschiebung des Schwerpunktes und damit des Angelpunktes aus dem Bereich der Festlandsschwelle in das Bereich der Geosynklinale bis unter den Meeresspiegel eintritt. Dann wird durch die Sedimentanhäufung die Transgression schließlich ganz von selbst zur Regression. Auch der Rückzug des Oligocänmeeres dürfte sich am besten so erklären.

[1]) Geologie von Deutschland, III, 1, Schlesien und die Sudeten, S. 142.

tiere maßgebend, sondern nur die marinen Tiere (hauptsächlich die marinen Mollusken), welche in den tertiären Meeren selbst gelebt haben.«

Will man trotzdem die Pflanzen für die Altersbestimmung der Hallischen Braunkohlen verwerten, so spricht auch die Flora ganz im Gegensatz zu den neuen LINSTOW'schen Ausführungen bezüglich der Gegend von Halle nicht für, sondern gegen seine Auffassung.

v. LINSTOW zieht zunächst die Abhandlung von P. FRIEDRICH heran: Beiträge zur Kenntnis der Tertiärflora der Provinz Sachsen[1]), in der acht Floren beschrieben sind, und zitiert dort bei Nr. 1, der »Knollensteinflora«: »Von den 40 bekannten Arten sind 15 auf die Knollensteinfundorte beschränkt und 21 weiter verbreitet. Von letzteren kommen 13 auch im Eocän vor«.

Zunächst sei bemerkt, daß es sich bei dieser Knollensteinflora nicht, wie FRIEDRICH annimmt, um den Knollensteinhorizont des LASPEYRES'schen Profils unterhalb der Kohlen, sondern um einen höheren Horizont oberhalb der Braunkohlen handelt, wie aus der Angabe der Fundorte hervorgeht. Was soll nun die Tatsache besagen, daß 13 Arten a u c h im Eocän vorkommen? Die Stelle heißt übrigens wörtlich »13 auch im Eocän, 6 sogar nur im Eocän«, aber auch hierdurch erhält die Auffassung v. LINSTOW's noch keine wesentliche Stütze. Man kann ja den Satz auch anders lesen: Von 21 Arten kommen 8 erst oberhalb des Eocäns und nur 6 allein im Eocän vor. Wenn man schematisch die Zahlen gegeneinander abwägt, sprechen diese also mehr für Oligocän als Eocän. Daß außerdem noch eine Anzahl im Eocän u n d Oligocän anderer Fundpunkte vorkommt, ist für die Frage doch ganz bedeutungslos. Mit dem gleichen Rechte wie auf Eocän könnte man dann ja auch aus dem Auftreten einzelner auch im Miocän auftretender Arten auf ein jüngeres Alter schließen.

[1]) Abhandl. zur geol. Spezialk. von Preußen und den Thüring. Staaten, Bd. IV, Heft 3, 1883.

Unerwähnt läßt v. Linstow die Fauna von Stedten. Dort sind von 16 Arten nur zwei schon im Eocän auftretende Formen bekannt geworden. Es heißt hier bei Friedrich: »Die übrigen, bis ins Obere Miocän hinaufreichenden Arten beginnen sämtlich schon im Oligocän«.

Bei Fauna 3 von Bornstedt wird erwähnt, daß von 49 Arten 13 a u c h im Eocän vorkommen. Hier gilt dasselbe wie von der Knollensteinflora; man kann wirklich nicht gut erwarten, daß alle Arten nur in diesem einen Horizont vorkommen, und wenn nur der vierte Teil der Flora auch in einem älteren Horizont vorkommt, so ist das jedenfalls nichts Auffallendes. Das Wort »auch« bedeutet bei Friedrich, wie die Tabelle selbst zeigt, daß Bornstedt nicht Eocän ist, und so sind unter den 12 bis 13 schon im Eocän erscheinenden Arten (eine Art fraglich) allerdings 7—8, die anderweitig noch nicht aus dem Oligocän bekannt sind, sondern bisher außerhalb der Provinz Sachsen nur im Eocän vorkommen, aber diese 7—8 Arten werden aufgewogen durch die etwa gleiche Zahl von Arten, die bisher nur aus Oligocän und jüngeren Schichten bekannt geworden sind. Fünf Arten sind auch anderweitig aus Eocän und Oligocän beschrieben, können also ebensowenig wie die Lokalformen mitzählen. Im übrigen weist auch schon v. Fritsch[1]) darauf hin, daß gerade die Flora von Bornstedt, ebenso wie die von Riestedt so zahlreiche auf jüngere Abteilungen des Tertiärs hinweisende Pflanzenformen enthalte, daß er sich für berechtigt halte, diese Braunkohlen »aus der Zahl der Vertreter unserer älteren Stufe zu streichen«.

In der vierten Flora, der von Eisleben, die v. Linstow wieder unerwähnt läßt, kommen nach Friedrich nur 8 über die Grenzen der Provinz Sachsen verbreitete Arten vor, von denen 2 eocänen Alters sind, 2 andere vom Eocän bis ins Miocän reichen und 4 im Oligocän erscheinen. 2 älteren stehen also

[1]) In Vollert, Der Braunkohlenbergbau im Oberbergamtsbezirk Halle und in den angrenzenden Staaten. Festschrift zum 4. deutschen Bergmannstage zu Halle a. S. 1889, S. 20.

4 jüngere gegenüber. Will man auf die verwandtschaftlichen Beziehungen zu anderen Arten größeres Gewicht legen, so ist allerdings auffallend, daß einzelne Arten ihre nächsten Verwandten in der Kreideflora haben. Diesen stehen aber wieder einige Gattungen gegenüber, die bisher nur aus der Gegenwart bekannt sind. Danach sind jedenfalls die Altersverhältnisse noch nicht geklärt; v. FRITSCH sagt über die Eislebener Flora, es sei noch nicht klar, »ob sie der ersten Stufe beigezählt werden darf oder etwas älter ist«. Im übrigen würde diese Flora auch die Frage des Alters der Braunkohlen bei Halle nicht berühren. Die Möglichkeit, daß einzelne westlicher gelegene Braunkohlenvorkommen mit ihrer Basis dem Eocän angehören können, habe ich ja ausdrücklich offen gelassen.

Aus der fünften Flora, der von Riestedt, zitiert v. LINSTOW den Satz FRIEDRICH's: »Dagegen gehört *Dryophyllum curticillense* WAT. sp. einem dem Oligocän und Miocän ganz fremden Typus an, welcher bisher nur aus der Flora von Gelinden und dem Eocän des Pariser Beckens bekannt war«. Wenn in einem Schichtenverband Formen eines anderen, älteren oder jüngeren, auftreten, so sind zwei Fälle möglich: Entweder die Schicht muß hinsichtlich ihres Alters umgedeutet werden, oder die Ansicht von der vertikalen Verbreitung einer Art hat eine Korrektur zu erfahren. v. LINSTOW entscheidet sich ohne weiteres für das erstere, man muß nach dem vollständigen Zitat aber wohl der zweiten Möglichkeit den Vorzug geben. Es lautet nämlich bei FRIEDRICH: »Von den drei sicher bestimmbaren Arten sind 2, *Carya ventricosa* STBG. sp. und *Anona cacaoides* ZENK. sp., vom Unteroligocän an bis ins obere Tertiär verbreitet. Dagegen gehört *Dryophyllum curticillense* WAT. sp. . . . . .« usw. Hier sind also zwei Typen dem Eocän und nur ein Typus dem Oligocän und Miocän bisher fremd gewesen.

Unerwähnt bleibt weiter bei v. LINSTOW Dörstewitz, das ich für meine Auffassung in Anspruch nehmen kann. FRIEDRICH sagt: »Eine Art *Comptonia rotundata* gehört dem Eocän

an, zwei sind oligocän und zwei vom Oligocän bis ins Miocän verbreitet«.

Das Gleiche gilt von Runthal bei Weißenfels, wo von sechs weiter verbreiteten Arten nur eine aus dem Eocän bekannt ist, während die übrigen erst im Oligocän beginnen.

Die Flora von Trotha ist wesentlich Lokalflora; von sieben Arten haben nur zwei, von denen eine außerdem fraglich ist, weitere Verbreitung; da sie indes durch mehrere Horizonte, Eocän bis (fraglich) Miocän, durchgeht, kommt sie hier nicht in Betracht.

Man wird hiernach nicht behaupten können, wie es v. Linstow am Schlusse seiner Entgegnung tut, daß die Hallische Braunkohlenflora überwiegend eocäne Elemente führe. Will man sie überhaupt stratigraphisch verwenden, so wird man von überwiegend oligocänen Elementen sprechen dürfen.

Wenn dann v. Linstow weiter hervorhebt, daß auch K. v. Fritsch darauf hingewiesen habe, »daß eine nicht geringe Artenzahl auf Pflanzen entfällt, die man nur aus Eocängebilden anderer Gegenden kennt oder etwas älter ist«, so ist damit nach dem eben Gesagten auch nichts gewonnen. v. Fritsch's Angabe gründet sich offenbar auf die Untersuchungen Friedrich's. Er macht hier nur eine interessante Feststellung bezüglich der Florenverteilung, aber nie, weder in seinen Veröffentlichungen noch in der Vorlesung ist es ihm eingefallen, die Kohlen der Gegend von Halle anders zu deuten als Oligocän. Nie auch habe ich im persönlichen Verkehr mit ihm den Eindruck gewonnen, daß er an dem oligocänen Alter der Hallischen Kohlen den geringsten Zweifel habe. Schließlich weist v. Linstow noch auf die Arbeiten von P. Menzel-Dresden[1]) hin, der die meisten Arten der Flora von Helmstedt auf eocäne Arten des Pariser Beckens zurückführen konnte. Demgegenüber sei bemerkt, daß ich das eocäne Alter der Kohlen von Aschers-

[1]) In E. Harbort, Beiträge zur Geologie der Umgebung von Königslutter und zur Tektonik des Magdeburg-Halberstädter Beckens. Dieses Jahrb. f. 1913, I, S. 233.

leben, Egeln und Helmstedt ja vollauf anerkannt habe und nur dessen Beweiskraft für die Kohlen von Halle und Leipzig sowie die obersten Kohlen des Geiseltales in Abrede stelle.

v. LINSTOW behauptet hiernach, ich habe keinen einzigen positiven Beweis für meine Auffassung erbracht. Ich frage nach dem oben Gesagten: Hat er einen solchen für die seinige erbracht und wer ist hier in erster Linie beweispflichtig? Doch derjenige, der eine alte, allgemein verbreitete Auffassung durch eine neue zu ersetzen versucht. Das kann nur geschehen, wenn der Nachweis erbracht wird, daß die alte Auffassung mit neuen Beobachtungen in Widerspruch steht. Der Beweis scheint für die Kohlen von Aschersleben, Egeln und Helmstedt erbracht, für die Kohlen von Halle und Leipzig ist er nicht gelungen. Keine einzige Tatsache spricht gegen die alte, von mir weiter vertretene, nur bezüglich des Geiseltales erweiterte Auffassung, wohl aber sprechen, wie gezeigt, mancherlei Wahrscheinlichkeitsgründe gegen die LINSTOW'sche Deutung.

Den vier Leitsätzen v. LINSTOW's am Schlusse seiner Entgegnung kann ich also vier andere entgegenstellen:

1. Die Verschiedenheit der Lagerungsverhältnisse in den einzelnen Kohlenbecken zwingt uns, auch ein verschiedenes Alter der Kohlen anzunehmen.

2. Die tektonischen und erdgeschichtlichen Vorgänge machen es höchst wahrscheinlich, daß das subhercyne Land ganz allmählich von N. nach S. bzw. NO. nach SW. absank, so daß die Gegend von Aschersleben, Egeln und Helmstedt schon im Unteroligocän, die Gegend nördlich und südöstlich von Halle im Mitteloligocän und die Gegend südlich von Halle überhaupt nicht mehr vom Meere bedeckt wurde.

3. Die Funde von Wirbeltierresten *(Lophiodon)* von der Grube Cecilie bei Mücheln und

von Helmstedt sprechen zwar für ein eocänes Alter der Helmstedter und der unteren Müchelner Kohlen, schließen aber ein oligocänes Alter der oberen Geiseltalkohlen in keiner Weise aus.

4. Die Flora der Braunkohlenschichten von Helmstedt führt überwiegend eocäne Elemente, die Flora der Braunkohle von Halle dagegen überwiegend oligocäne neben einigen eocänen Elementen. Der weiteren Zurechnung dieser Schichten zum Oligocän stehen daher auch vom floristischen Standpunkte keine Bedenken entgegen.

Halle (Saale), den 18. August 1915.

Über das Quartär und Tertiär bei Fürstenwalde a. d. Spree.

Von Herrn **Felix Wahnschaffe** †[1]).

Hierzu Tafel 40—53, 2 Texttafeln und 8 Textfiguren.

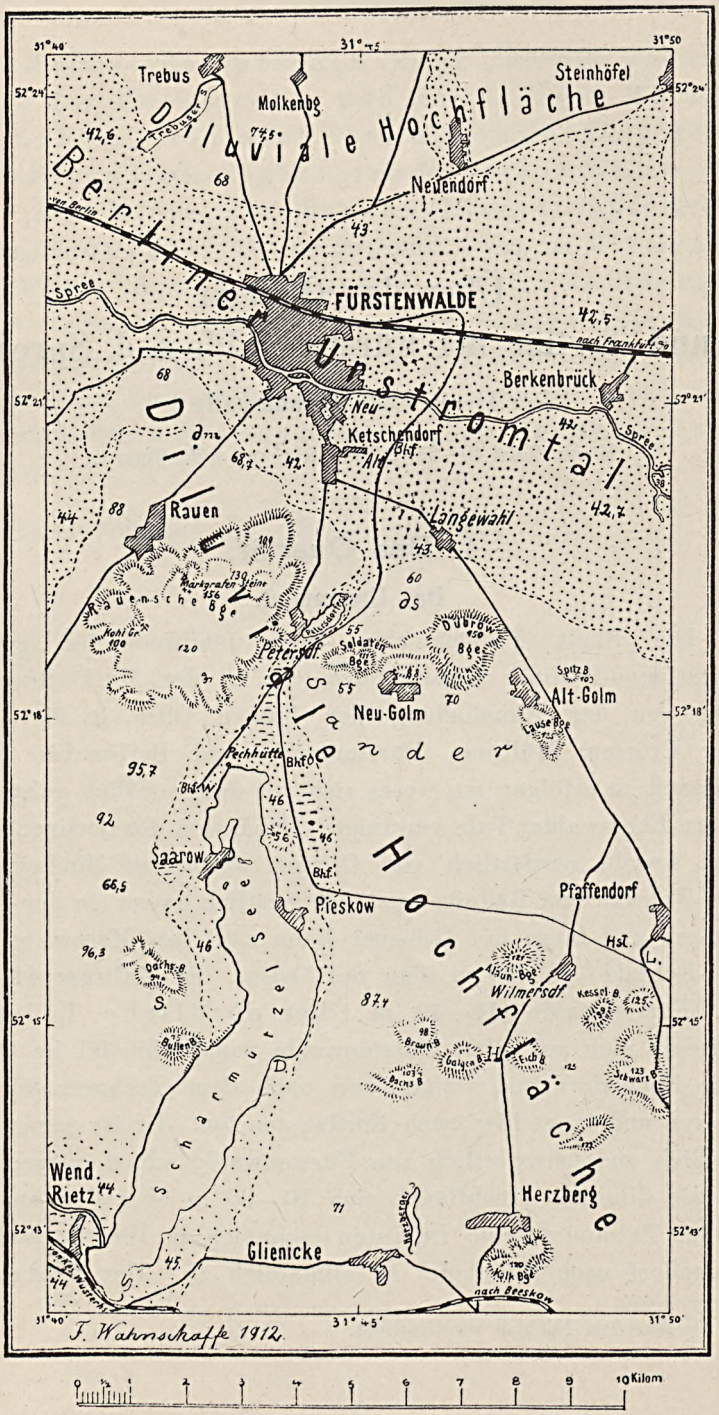
I. Das Quartär.

Das Urstromtal.

Die Stadt Fürstenwalde liegt inmitten des großen Warschau—Berliner Urstromtales, das in der Mark Brandenburg von der Einmündung der Faulen Obra in die Oder über Crossen, Müllrose, Fürstenwalde und Berlin bis nach Friesack zu erfolgen ist, wo es sich mit dem nördlich gelegenen Thorn-Eberswalder Tale vereinigt. Der Boden des Berliner Tales liegt sowohl nordöstlich von Crossen (zwischen Bindow und dem Talrand von Rädnitz) als auch westlich davon (in der Forst Crossen und längs der Gubener Bahn zwischen Merzwiese und Neu-Rehfeld) 48—50 m über der Ostsee, bei Müllrose 44—45, bei Fürstenwalde 41—42 m. Der nördliche Talrand erstreckt sich auf Blatt Fürstenwalde von Steinhöfel im Osten über Neuendorf und Palmnicken nach dem Trebuser See im Westen und biegt hier nach Nordwesten um. Er ist namentlich nördlich und nordwestlich von Fürstenwalde scharf ausgeprägt, wo die diluviale Hochfläche sich 20—30 m über den angrenzenden Talsand erhebt. Im Osten dacht sich die Hochfläche über Neuendorf nach Steinhöfel zu allmählich ab. Der Südrand

[1]) Aus dem Nachlaß veröffentlicht.

Figur 1.



Geologische Skizze der Umgegend von Fürstenwalde (Spree).

verläuft von der Försterei Sauen auf Blatt Rietz in nordnordwestlicher Richtung über Försterei Linzmühle nach Langewahl und ist westlich von Alt-Ketschendorf sehr deutlich über Bergschlößchen und Karlshöhe bis zum Gasthaus Gr. Tränke zu verfolgen, wo er infolge einer großen Talausbuchtung eine südsüdwestliche Richtung einschlägt[1]) (Fig. 1). Die Breite des Urstromtales beträgt nahe der Ostgrenze des Blattes von Steinhöfel im Norden über Berkenbrück bis zur Försterei Linzmühle im Süden 9 km, während sie an der schmalsten Stelle westlich von Fürstenwalde nur 3 km erreicht. Hier erweist sich das Berliner Haupttal als ein echtes Erosionstal, da die Ränder der nördlichen und südlichen Hochfläche in ganz gleicher Weise ausgebildet sind und typische Abschnittsprofile zeigen.

Auf der Sohle des Urstromtales ist der diluviale Talsand in einer durchschnittlichen Mächtigkeit von 4—8 m zur Ablagerung gelangt. Wegen des geringen Gefälles, das in der Talmitte auf eine Entfernung von 12 km nur 2 m beträgt, ist er verhältnismäßig fein ausgebildet, doch enthält er in der Nähe der Talränder, besonders bei Steinhöfel, wo ein Nebental in das Haupttal einmündet, auch größere Gerölle. Unter dem Talsand ist in zahlreichen Bohrungen stets ein grauer, kalkhaltiger, kiesiger Sand oder sandiger Kies angetroffen. Wenn auch die oberen Schichten dieser kiesigen Diluvialsande bei der Erosion des Berliner Urstromtales z. T. umgelagert sein werden, so entsprechen sie doch den im Liegenden des Oberen Geschiebemergels am Rande der Trebuser und Rauener Hochfläche überall zu Tage tretenden geschichteten Sanden und Kiesen der letzten Vereisung.

Eine 42 m über NN. im Talsand bei Fürstenwalde angesetzte Tiefbohrung der Aktien-Brauerei-Gesellschaft Friedrichshöhe vormals Patzenhofer ergab folgendes Profil:

---

[1]) Die beigegebene geologische Skizze der Umgegend von Fürstenwalde hat der Verfasser für einen am 23. Mai 1909 unternommenen Ausflug der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin entworfen und später ergänzt. — Die geologische Aufnahme des Blattes Fürstenwalde (Spree) 1 : 25000 liegt fertig vor. Von Blatt Herzberg ist das Nordwestviertel bearbeitet.

0— 8	8 m	Talsand	
8—10	2 »	Diluvialkies (schwach kalkhaltig)	
10—13	3 »	Diluvialsand	kalkhaltig
13—16	3 »	Diluvialkies	
16—19	3 »	Diluvialsand	
19—21	2 »	Diluvialkies	
21—38	17 »	Diluvialsand	
38—40	2 »	Diluvialtonmergel	
40—46	6 »	Geschiebemergel	

Brunnen II auf dem Hofe der Patzenhofer Brauerei.

0— 8	8 m	Talsand
8— 9	1 »	Feiner Diluvialsand
9—11	2 »	Scharfer Sand, mittelkörnig
11—12	1 »	Grober Sand
12—13	1 »	Feiner Kies
13—14	1 »	Scharfer Sand
14—17	3 »	Grober Kies
17—21	4 »	Scharfer Sand
21—22	1 »	Feiner Kies
22—23	1 »	Grober Kies (mit Kohle)
23—30	7 »	Feiner Sand
30—35	5 »	Feiner toniger Sand
35—46	11 »	Geschiebemergel
46—47	1 »	Kiesiger Sand
47—51	4 »	Feiner Kies
51—56	5 »	Grober Kies

Diese Bohrungen haben ergeben, daß unter den diluvialen Kiesen und Sanden der letzten Vereisung, in denen der obere Grundwasserstrom zirkuliert, eine Bank undurchlässigen Unteren Geschiebemergels folgt, die wiederum von wasserführenden Kiesen und Sanden unterlagert wird.

Von den Bohrungen, die zum Bau der Neuen Schleuse in Fürstenwalde 40—41 m über NN. ausgeführt wurden, sind die folgenden erwähnenswert.

Bohrloch 6.

0— 4	m	Aufgeschütteter Boden
4— 6	»	Humoser Sand
6— 8	»	Kies
8—12	»	Mittelkörniger Sand
12—14	»	Sandiger Geschiebemergel

Bohrloch 11.

4— 6 m Torf
6— 8 » Kalkfreier kiesiger Sand
8— 9 » Kalkhaltiger Kies
9—12 » Mittelkörniger Sand
12—15 » Sandiger Geschiebemergel
15—18 » Kies

Bohrloch 12.

4— 6 m Grober Sand
6— 8 » Grober Sand, kalkhaltig
8—11 » Mittelkörniger Sand
11—14,5 » Sandiger Geschiebemergel
14—17,5 » Grober Sand

Bohrloch 15.

0— 5 m Aufgeschütteter Boden
5— 7 » Grober, nach unten sandiger Kies
7— 8 » Kies, kalkhaltig
8—10 » Grober, z. T. kiesiger Sand
10—14 » Mittelkörniger Sand
14—18 » Sandiger Geschiebemergel, graubraun
18—21 » Kies mit Geröllen

Bohrloch 16.

0 — 7 m Aufgeschütteter Boden
7 — 9 » Kalkhaltiger Kies und kiesiger Sand
9 —10 » Mittelkörniger Sand
10 —11 » Feiner Sand
11 —15,5 » Geschiebemergel
15,5—18,5 » Kies

Aus diesen Bohrungen geht hervor, daß hier der Untere Geschiebemergel 11—18 m unter Tage, von Alluvium, Talsand und älteren diluvialen Kiesen und Sanden bedeckt, in einer Mächtigkeit von 2—4,5 m angetroffen worden ist.

Bei den vier tiefen Brunnen auf dem Gelände der Ulanenkaserne wurde bei Brunnen 1 und 2 in 15 m Tiefe, bei Brunnen 3 in 8 m und bei Brunnen 4 in 7 m Tiefe nach den Angaben des Bohrmeisters eine undurchlässige tonige Schicht gefunden, die z. T. wahrscheinlich ebenfalls als Unterer Geschiebemergel zu bezeichnen sein dürfte und im Bohrloch 1 eine Mächtigkeit von 3 m, im Bohrloch 2 von 6 m, im Bohrloch 3 von

13 m und im Bohrloch 4 von 14 m besaß. Unterlagert wird diese tonige Schicht von wasserführenden diluvialen Feinsanden und scharfen Sanden, aus denen in 30, 32 und 34 m Tiefe das Wasser entnommen wird. Auch nördlich vom Kornmagazin des Ulanen-Regiments ist unter 8 m Sand »grauer harter Ton« 13 m mächtig nachgewiesen, ebenso im Brunnen 12 östlich des Wirtschaftsgebäudes unter 13 m Sand und Kies in einer Mächtigkeit von 7 m. Bei der Försterei Fuchskörnung zwischen der Eisenbahn nach Frankfurt a. O. und dem Exerzierplatz ist durch drei Bohrungen in 7—8 m Tiefe eine Tonschicht angeschnitten worden.

Die für das städtische Wasserwerk in der Forst Beerenbusch östlich von Fürstenwalde in etwa 42 m Höhe ausgeführten Bohrungen haben unter 4—6 m Talsand diluviale Kiese und Sande bis zu 21 m Tiefe angetroffen. Sechs in dem Waldkomplex westnordwestlich der Stadt für die Anlage eines Rieselfeldes niedergebrachte Bohrungen haben den Talsand nicht durchsunken, da sie nur eine Tiefe von 6—6,5 m erreichten. In den flachen Bohrungen am Steiner Weg nordwestlich von Fürstenwalde war der Talsand 5—8 m mächtig und wurde von kalkhaltigen kiesigen Sanden unterlagert.

Neue Schleuse bei Große Tränke.

Bohrung der Bauabteilung für den Ausbau des Kanals Große Tränke—Seddin-See zum Umflutkanal.

1— 4 m	Talsand, oben fein, nach unten gröber	?as
4— 6 »	Feiner grauer Sand, kalkhaltig	ds und dg
6— 7 »	Gröberer Sand	
7— 9 »	Feiner Sand	
9—12 »	Kies mit grobem Geröll	
12—13 »	Kiesiger Sand	
13—20 »	Feiner grauer Sand	

Bohrung bei der Schleuse am Wernsdorfer See (Blatt Friedersdorf).

1— 5 m	Gelber Sand, Talsand
5— 8 »	Weißer Sand, vielleicht Talsand
8— 9 »	Grober Kies
9—11 »	Geschiebemergel

11—12 m Sand
12—13 » Kies
13—14 » Geschiebemergel

Sand und Kies (von 11—13 m) bilden eine Einlagerung im Unteren Geschiebemergel, da in mehreren benachbarten Bohrungen nur eine Geschiebemergelbank von 2,5—3 m Mächtigkeit angetroffen wurde.

Der feinkörnige Talsand hat mehrfach zur Dünenbildung Veranlassung gegeben. In dem Talsandgebiete südlich der Spree kommen einige sehr langgestreckte schmale Dünenzüge vor. Hierzu gehört der niedrige Dünenkamm, der die Rauener Chaussee kreuzt und sich in nordwest-südöstlicher Richtung bis zum Gute Ketschendorf hinzieht[1]), sowie ein Dünenzug nördlich von Langewahl. Das Dünengelände östlich von Neu- und Alt-Ketschendorf besteht mehr aus einzelnen unregelmäßigen Kuppen, die sich zu einem zusammenhängenden Zuge vereinen. Das größte Dünengebiet erstreckt sich von der Waldschänke längs der Hauptbahn bis an den nördlichen Teil der Stadt und erreicht 47,7 m über NN. Der südlich von diesem Dünengelände gelegene Exerzier-Platz wird im Osten von einem südwärts gerichteten rezenten Dünenkamm begrenzt, der durch Westwinde quer zur Windrichtung entstanden ist und eine Höchsthöhe von 48,5 m hat. Seine Dünensande sind noch immer in der Umlagerung begriffen. Ein größeres Dünengebiet liegt noch am Rande der nördlichen Hochfläche bei Waldfrieden und zieht sich von hier bis zum Dorfe Neuendorf hin, wo es die westliche Umrandung des von der Hochfläche herabkommenden Seitentales bildet und z .T. noch den Oberen Geschiebesand des Plateaus bedeckt. Kurze Einzeldünen kommen hauptsächlich nordwestlich von Fürstenwalde und in der Stadtforst südlich der Spree vor. Auch auf der Hochfläche ist es im Gebiete des Geschiebesandes zur Dünenbildung gekommen, so bei Alt-Golm und in der Brand-Heide.

[1]) F. Wahnschaffe, Die Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes. 3. Aufl. Stuttgart 1909. Beilage XVI, 1.

Die aus dem Neuendorfer Seitentale in die Talsandfläche sich ergießenden Wasser sind an einem etwas tieferen Gebiete zur Stagnation gelangt und haben zur Entstehung von humosen Alluvialsanden Veranlassung gegeben. Der östliche Teil wird von dem Elsbruch eingenommen, während der westliche Teil die Buchtestücke und Buschgärten enthält. Zur Torfbildung ist es hier nicht gekommen, da das Bruch nur eine flache Einsenkung darstellt und durch eine natürliche Rinne nach der Spree entwässert. Auch die Anschwemmungen des alluvialen Spreetales bestehen meist aus Sanden, die mit mehr oder weniger humosen Bestandteilen gemengt sind, nur an wenigen Stellen hat sich Torf bilden können. In der an den Trebuser See sich anschließenden Rinne ist der Torf 1,5 m mächtig. — Kleine Hochmoore mit charakteristischer Flora (Sphagnen, *Polytrichum, Ledum palustre, Vaccinium oxycoccos, Drosera rotundifolia, Betula pubescens,* Krüppelkiefern) sind mehrfach beobachtet, an der neuen Eisenbahn bei Saarow-West, beim Forsthause Rauen in der Nordwestecke des Jagens 134 und nördlich vom Wege zwischen Saarow und Reichenwalde.

Die Einheitlichkeit des Warschau—Berliner Urstromtales ist von Solger[1]) wiederholt bestritten worden, weil er zum Ausgangspunkt seiner Untersuchungen über den Rückzug des letzten Inlandeises und den Verlauf seines Eisrandes nicht die Endmoränen, sondern die Talsysteme gewählt hat und aus den nach Nord gerichteten jüngeren Ablenkungen der großen Flußtäler einen westöstlichen Rückzug des Eises ableitet, während die Endmoränenzüge auf einen nördlichen Rückgang hinweisen. Seine Einwände gegen die ostwestlichen Urstromtäler im mittleren Norddeutschland sind bereits an anderer Stelle kritisch erörtert worden[2]), doch müssen

[1]) F. Solger, Die Entstehung des brandenburgischen Odertales. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1907, Monatsber. Nr. 10—11, S. 230—245. — Über den Rückzug des diluvialen Inlandeises aus dem mittleren Norddeutschland. Ebenda 1908, Monatsber. Nr. 8—10, S. 215—228.

[2]) Oberflächengestaltung, 1909, S. 216—220.

hier die speziellen Verhältnisse der Fürstenwalder Gegend im Zusammenhang mit den angrenzenden Gebieten eingehender erörtert werden, da sie von SOLGER im Sinne seiner Auffassung gedeutet worden sind. So hält er die westlich von Müllrose im Talsandgebiet gelegene postglaziale Wasserscheide zwischen dem Seetale der Schlaube und dem Spreetale für einen Knick im Gefälle des Berliner Tales, der auf nachträgliche Verbiegungen seiner Oberfläche durch glaziale Stauchungen hindeute. Von einer solchen Verbiegung kann hier jedoch keine Rede sein, da der Talsand eine dem westlichen Gefälle entsprechende durchschnittliche Höhe von 44—45 m über NN. hat und seine geringe Abdachung nach Osten in der Randzone des alluvialen Schlaubetales offenbar erst in postglazialer Zeit entstanden ist, als die Entwässerung des höher gelegenen Urstromtales nach dem allmählich immer tiefer einschneidenden nordwärts gerichteten Odertale einsetzte. Natürlich kommen in der im allgemeinen ebenen Talsandfläche talauf- und -abwärts auch Höhenunterschiede vor, die einige Meter betragen können und als Auskolkungen, sowie als Aufschüttungen von Sandbänken innerhalb des alten Flußbettes zu erklären sind. Derartige Auskolkungen im Talboden können für die Richtung des Laufes der Spree nach Westen und der Schlaube nach Osten bei ihrem Eintritt in das bereits trocken gelegte Urstromtal bestimmend gewesen sein. Wenn der Eisrand quer zum Tal verlaufen wäre, müßte sich dies unbedingt in einer Verschiedenheit der Korngröße und Geschiebeführung des Talsandes bemerkbar machen. Er besitzt jedoch, von den Randpartien der Hochfläche abgesehen, fast durchgehend eine gleichmäßige Körnung.

Ferner hat SOLGER die Ansicht geäußert, daß die Mulde des Oderbruches ursprünglich aus einer Niederpressung unter dem Eisrande entstanden sei, dessen Richtung dem Bruche parallel angenommen werden müsse. Die ganze Oberflächengestaltung im Lande Lebus sei von Stauchungslinien beherrscht, die auch in den starken Zusammenfaltungen der Braunkohlen-

flöze von Frankfurt bis Freienwalde a. O. ihren Ausdruck finden und dem von ihm angenommenen nordwest-südöstlichen Eisrande entsprechen sollen. Wie jedoch schon in der »Oberflächengestaltung« 1909 ausgeführt wurde, müßte dann auch die angebliche Verbiegung der Talfläche westlich von Müllrose ihre Fortsetzung in einer glazialen Aufpressung auf der nördlich anstoßenden Lebuser Hochfläche finden. Eine derartige Stauchungsmoräne, die von einem dem Odertal ungefähr parallel gelegenen Eisrande herrühren könnte, ist hier westlich der Oder in den Geländeformen nicht nachweisbar.

Was ferner die Stauchungen des braunkohlenführenden Miocäns bei Frankfurt a. O. anlangt, so sind sie ganz ungeeignet, die Hypothese Solger's zu stützen, denn diese Tertiärschichten sind zu einem System langgestreckter, überwiegend west-östlich verlaufender Sättel und Mulden gefaltet, die mit wenigen Ausnahmen nach S. zu überkippt sind. Schon Berendt[1]) glaubte seinerzeit, die nach S. überkippten Sättel, bei denen der Septarienton ausschließlich in der Überkippung der Flöze auftrat, gleich den übrigen Druckwirkungen in der Braunkohlenbildung verhältnismäßig leicht mit Hilfe der Eistheorie erklären zu können. Keilhack[2]) und v. Linstow führen jetzt diese Erscheinung gleichfalls auf einen von N o r d n a c h S ü d wirkenden Druck des diluvialen Inlandeises zurück, dessen wechselnde Intensität sich z. T. in der größeren oder geringeren Faltung und in der oft schnell wechselnden Größe des Einfallwinkels der Flöze zu erkennen gibt. Die Sattel- und Muldenstellung der Flöze wird der Einwirkung älterer Vereisungen oder früheren Vorstößen der jüngsten zugeschrieben, die Abrasion sämtlicher vorhandenen Sättel als Wirkung des letzten Inlandeises aufgefaßt.

---

[1]) G. Berendt, Die bisherigen Aufschlüsse des märkisch-pommerschen Tertiärs. Abh. z. geol. Spezialkarte von Preußen usw. 1886, Bd. VII, Heft 2, S. 9—17, 36.

[2]) K. Keilhack und O. v. Linstow, Blatt Frankfurt a. O., 2. Aufl., S. 55—56

Auch die geologischen Aufnahmen des Verfassers auf der Barnim—Lebuser Hochfläche haben keinen Anhalt dafür gegeben, daß aus Stauchungserscheinungen in den Höhenzügen westlich der Oder, etwa zwischen Buckow und Freienwalde, eine dem Odertal ungefähr parallele Eisrandlage gefolgert werden könnte. Die glaziale Überschiebung am Plateaurande bei Freienwalde, die morphologisch kaum hervortritt, vielmehr von dem südlich angrenzenden Teil der Hochfläche beträchtlich überragt wird, kann nicht als Endmoräne gedeutet werden, da hier die charakteristischen Merkmale einer Stillstandslage, randliche Aufschüttungen und Aufpressungen, sowie flache Sanderbildungen vor der Endmoräne, völlig fehlen[1]). Noch weniger begründet ist die Ansicht, daß der stark zerschnittene Steilrand des Oderbruches zwischen Falkenberg und Freienwalde eine Endmoräne sei. Wir haben es im letzteren Falle mit der energischen Einwirkung postglazialer Gehängeerosion zu tun, die von reichlichen Niederschlagsmengen (etwa zur Litorinazeit), der Durchlässigkeit der Schichten und der Erhebung des Gehänges über die Erosionsbasis abhängig gewesen ist. Sie fand hier um so günstigere Verhältnisse vor, als das alte Odertal in postglazialer Zeit eine ganz bedeutende Vertiefung bis auf 3 m über NN. erfahren hat. Es ist beachtenswert, daß vor dem Steilrande hier keine diluvialen Talsandterrassen liegen. Sie sind durch die postglaziale Seitenerosion fortgenommen, wodurch die Erosionsbasis bis zur Alluvialniederung herab erniedrigt worden ist. Da der Rand der Hochfläche zwischen Falkenberg und Freienwalde 80—90 m hoch liegt, konnte das Steilgehänge (der Prallhang) besonders reich durchtalt werden. Zwischen Freienwalde und Alt-Ranft, wo dem Plateaurand die 25 m-Terrasse vorgelagert ist, hat die Ge-

[1]) F. Wahnschaffe, Über glaziale Schichtenstörungen im Diluvium und Tertiär bei Freienwalde a. O. und Fürstenwalde a. d. Spree. Zeitschr. d. Deutsch. Geolog. Ges. 1906, Monatsber. Nr. 8—10, S. 248. — Blatt Freienwalde a. O. 1908, S. 14.

hängeerosion bedeutend weniger einwirken können[1]). Dagegen geht der nördliche Steilrand des Oderbruches zwischen Liepe und Oderberg, der ebenfalls tiefe Schluchtenbildung zeigt, bis auf die Altwasser der alten Oder herab. Er wird von einer als typische Blockpackung ausgebildeten Endmoräne gekrönt.

Endmoränenartige Aufschüttungen aus blockreichen Kiesen in der Prötzeler Forst innerhalb einer ausgedehnten sandigen Grundmoränenlandschaft (Lange Berge, Piche-Berge im Blumenthal, Eichberge), sowie kurze Staffeln in der Pritzhagener Forst bei Buckow und südlich von Eberswalde haben eine überwiegend westöstliche Richtung und können nicht zu einem zusammenhängenden NW.—SO. streichenden Endmoränenzuge vereinigt werden.

[1]) Dieselbe Beobachtung ist im Thorner Urstromtal bei Czarnikau am linken Netzetalgehänge zu machen, an das sich drei Talsandterrassen von 75, 65—60 und 55 m Höhe anschließen. Wo die oberen Terrassen das etwa 105 m hohe Plateau begrenzen, wie bei Kruszewo, Sarben, Klaraslust, ist es nur zu einer schwach entwickelten Gehängeerosion gekommen. Wo jedoch bei Czarnikau und westlich davon die alluviale Niederung mit 42 m unmittelbar an die Hochfläche anstößt, die hier durchschnittlich 110 m hoch ist, hat an dem südlichen Talrande eine reich verzweigte postglaziale Schluchtenbildung stattgefunden, die durch den Höhenunterschied von rund 70 m begünstigt worden ist. — Auch die in den tertiären Kern der Buchheide bei Finkenwalde tief eingeschnittenen Täler mit ihren vielen Nebentälchen und steilen Seitenschluchten können nicht als Beweis für den Endmoränencharakter der gesamten Buchheide in Anspruch genommen werden. Sie folgen ganz überwiegend der Nordostabdachung der Buchheide nach der Oderniederung und geben ihr in diesem Gebiet den Charakter einer typischen Erosionslandschaft. Außerdem zeigen hier die Aufschlüsse, daß der Schichtenbau des Höhenrückens nirgends der Oberfläche konform ist, daß diese daher nur der Erosion ihre Entstehung verdankt. Eine blockbestreute, sandig-kuppige Moränenlandschaft ist auf der Höhe der Buchheide in ihrem südwestlichen Randgebiete gut ausgeprägt, vom Klosterkopf an in der Gegend des Langen, Kiebitz- und Jägerberges. Sie geht im Süden unmittelbar in die stark wellige Geschiebemergellandschaft bei Binow und Colow mit ihren Grundmoränenseen und Pfuhlen über. Während die Schmelzwasser des Inlandeises auf die sandige Moränenlandschaft ohne Zweifel stark eingewirkt haben, da hier die Geschiebemergeldecke bis auf vereinzelte kleine Reste zerstört ist, kann die nordwärts gerichtete Talerosion der Buchheide nur durch reichliche Niederschläge während gewisser Perioden der Postglazialzeit (besonders der Litorinazeit) verursacht worden sein. (Blatt Podejuch und Alt-Damm. 1899. Oberflächengestaltung. 1909. S. 124—125.)

Ein Hauptargument gegen den im großen und ganzen westöstlichen Verlauf des Eisrandes während des Rückzuges der letzten Vereisung bildet für SOLGER die Pleisketerrasse, die südöstlich von Frankfurt a. O. am rechten Talgehänge mit 35 m über NN. in die 10 m tiefer gelegene Oderniederung eintritt. Er folgert daraus, daß die Schmelzwasser, während das Inlandeis noch auf der Sternberger Hochfläche lag, einen Abfluß in einer Höhe von weniger als 35 m fanden, nicht durch das Berliner Haupttal über Müllrose mit 45 m, auch nicht durch das Eberswalder Tal mit 39 m Höhe, sondern erst durch das zum Odersystem gehörige Randowtal mit 15—20 m über NN. Hieraus soll sich ergeben, daß der Eisrand auch östlich des Oderbruches von der oberen Pleiske bis zur Randow dem Odertal ungefähr parallel gelegen haben müsse, quer zum Thorn—Eberswalder Tale. Nun schneidet aber die Pleisketerrasse, wie auch aus SOLGER's Skizze hervorgeht, in die diluviale Eilangterrasse ein und gehört demnach der jüngeren Phase der Terrassenbildung an, die dem Randowtal entspricht. Trotzdem soll dies der Hauptabflußweg des Urstromes gewesen sein, während die westlichen glazialen Abflußwege über Müllrose und Eberswalde nur anfangs vorübergehend benutzt worden wären. So lange jedoch der Eisrand während des baltischen Rückzugsstadiums[1]) auf der Höhe der Seenplatte lag und seine Schmelzwasser südwärts nach dem Thorn—Eberswalder Tale schickte[2]), mußten die Wassermassen des Eberswalder und Berliner Urstromes in westlicher Richtung abfließen und durch das untere

[1]) F. WAHNSCHAFFE, Über die Gliederung der Glazialbildungen Norddeutschlands und die Stellung des norddeutschen Randlösses. Zeitschr. f. Gletscherkunde, Bd. V, 1911, S. 335—338. — Kritische Bemerkungen zum Interglazial II und Spätglazial Norddeutschlands. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1914, Monatsber. Nr. 2, S. 91—92.

[2]) Vergl. P. SONNTAG, Die Urstromtäler des unteren Weichselgebietes. Schriften der Naturforsch. Ges. in Danzig, 1912. N. F., XIII. Bd., 3. u. 4. H., S. 53, Fig. 1. Eisrand und Abflußtäler zur Zeit der Lagerung des Eises auf dem pommerellischen und dem preußischen Höhenrücken.

Elbtal in die Nordsee münden. Die jugendlichen Formen der Moränenlandschaft des Baltischen Höhenrückens und seine bedeutenden Endmoränenstaffeln zeigen einen langen Stillstand des Inlandeises in diesem weiten Gebiete an. Die große Mächtigkeit der dortigen jungglazialen Bildungen ist sicher z. T. durch die vielfachen Oszillationen des Eisrandes während dieses Rückzugsstadiums entstanden. Außerdem kommen fossilführende spätglaziale Interstadialbildungen von subarktischem Charakter sowohl in Ostpreußen[1]) als auch bei Lübeck[2]) vor und sind in Holstein durch Gagel in den Aufschlüssen des Kaiser-Wilhelm-Kanals nachgewiesen, wo faunaführende Dryastone z. T. von etwas Moräne überlagert werden. Hierdurch wird das baltische Rückzugsstadium als eine langdauernde spätglaziale Stillstandsperiode der letzten Vereisung charakterisiert, die durch eine Klimadepression hervorgerufen wurde und dem spätglazialen alpinen Bühlstadium Penck's gleichgestellt werden kann.

Auch die von R. R. Schmidt[3]) durchgeführte Gliederung des deutschen Jungpaläolithikums stimmt mit meiner Auffassung von der Bedeutung des Spätglazials überein. Die untere Nagetierschicht mit einer Fauna, die noch heute im hohen Norden Rußlands lebt *(Myodes obensis)*, zeigt den kältesten Klimastand in den paläolithischen Diluvialprofilen Süddeutsch-

---

[1]) E. Harbort, Über fossilführende jungglaziale Ablagerungen von interstadialem Charakter im Diluvium des Baltischen Höhenrückens in Ostpreußen. Mit paläontologischen Beiträgen von H. Menzel, P. Speiser und J. Stoller. Dieses Jahrb. f. 1910, Bd. XXXI, Teil II, Heft 1, S. 81—128.

Hess v. Wichdorff, Die neueren Fortschritte der Glazialgeologie Ostpreußens unter besonderer Berücksichtigung der neu entdeckten arktischen Fossilablagerungen in Masuren. Verhandl. deutscher Naturforscher und Ärzte, Königsberg 1910, Teil II, I, S. 127—131.

[2]) P. Friedrich, Die Grundmoräne und ihre jungglazialen Süßwasserablagerungen der Umgegend von Lübeck. Mitteilungen der Geograph. Ges., Lübeck 1905, S. 1—62. — R. Struck, Übersicht der geologischen Verhältnisse Schleswig-Holsteins. Lübeck 1909, S. 98—99.

[3]) R. R. Schmidt, Die diluviale Vorzeit Deutschlands. Stuttgart 1912, S. 261—267.

lands an und entspricht dem Maximum der letzten, der Würmeiszeit. Sie liegt auf der Grenze vom Alt- zum Jungpaläolithikum. »Ihr Vorkommen bei Thiede im Randgebiete der letzten norddeutschen Vereisung ist für die Gliederungsfrage der Glazialbildungen Norddeutschlands von besonderer Wichtigkeit. Die Folgerungen, die WAHNSCHAFFE daran knüpft, verdienen Beachtung.« Mit dem Früh-Aurignacien ist das Kältemaximum bereits überschritten. Die obere magdalénienzeitliche Nagetierschicht, die im obersten Teil des Jüngeren Lösses durch zahlreiche Profile nachgewiesen ist, drückt den letzten klimatischen Tiefstand der Eiszeit aus und kann nach SCHMIDT als Äquivalent des spätglazialen Bühlstadiums aufgefaßt werden. Dadurch erweist sich die Hauptbildung des Jüngeren Lösses als postwürm. »Auch den norddeutschen Bördelöß halte ich mit WAHNSCHAFFE für postwürm (spätglazial).« In dem Zeitraum zwischen den beiden arktischen Nagetierschichten sind Mammut und wollhaariges Nashorn noch verhältnismäßig häufig und sterben erst während des frühen Hochmagdalénien aus. Auch durch diese Forschungsergebnisse wird die lange Dauer der Spätglazialzeit erwiesen, die unmittelbar nach dem Höhepunkte der letzten Vereisung einsetzt und in Norddeutschland den erneuten Kälterückfall des baltischen Rückzugstadiums einschließt.

Maßgebend für die Terrassenverhältnisse zur Zeit des nach Westen abfließenden Berliner Urstromes ist m. E. nicht die jüngere Pleiske-, sondern die ältere Eilangterrasse, die aus dem Sandergebiete des Sternberger Plateaus herabkommt und beim Eintritt in das Odertal zwischen Matschdorf und Kunitz noch 46 m hoch ist. Sie entspricht also durchaus der gegenüberliegenden Müllroser Pforte, während die 35 m-Terrasse[1]) allerdings keine Beziehungen zu dieser hat, sondern

[1]) Der 35 m-Terrasse in dem Frankfurter Talabschnitt, die nach SOLGER's Untersuchungen zum Randowsystem gehört und daher jünger ist als die Hochterrasse der westwärts gerichteten Urströme, entspricht auch die breite Terrasse bei Wriezen in einer Höhe von 30—35 m. Sie geht bei Alt-Gaul in die nach

erst entstanden ist, als das Inlandeis gegen Ende des baltischen Rückzugsstadiums den Höhenrücken bereits verlassen hatte und der Eisrand bis in die Nähe der heutigen Ostseeküste zurückgewichen war. Erst in dieser Zeit konnten die Wasser des Warschau—Berliner und Thorn—Eberswalder Haupttales unter Benutzung schon vorhandener nordsüdlicher Schmelzwassertäler nach N. abgelenkt werden.

Die von Solger behauptete nordnordwestliche Richtung des Eisrandes bei Fürstenwalde ist nach der geologischen Kartierung des Gebietes ganz ausgeschlossen; eine das Berliner Urstromtal querende Eisrandlage ist hier ebensowenig nachweisbar wie westlich von Müllrose. Vielmehr sind die Stauchungslinien auf dem Rauener Plateau, von denen noch ausführlicher die Rede sein wird, überwiegend westöstlich orientiert und laufen dem südlichen Talrand parallel. Das Talstück Wendisch-Buchholz—Berlin beweist nichts für den Verlauf des Eisrandes, da es eine nach NNW. gerichtete Verbindung zwischen dem Baruther und Berliner Tale ist.

Über das Baruther Tal ist noch zu bemerken, daß es nach den Beobachtungen des Verfassers[1]) nicht bis Glogau talaufwärts verfolgt werden kann, sondern in dem Talbecken zwischen Kottbus, Forst und Peitz seinen Ursprung genommen hat, wo der Talsand eine Höhenlage von etwa 70 m einnimmt.

Freienwalde hinziehende 25 m-Terrasse über und ist talabwärts sowohl am Westrande der Neuenhagener Diluvialinsel als auch östlich von Oderberg ausgebildet. In dieser Phase müssen daher die Wasser, die das alte Odertal erfüllten, bogenförmig um den Neuenhagener Plateauvorsprung herumgeflossen und bei Oderberg nach N. abgelenkt sein. Als dritte ist die 15 m-Terrasse bei Alt- und Neu-Glietzen zu einer Zeit entstanden, als die Neuenhagener Insel von der östlichen Hochfläche abgetrennt wurde. Sie findet in der Hohensaathener Terrasse ihre nördliche Fortsetzung, tritt aber auch am Westrande der Insel auf, wo die Bralitzer Bahnstrecke auf ihr entlang führt. Die 5 m-Terrasse des Oderbruches ist der jüngeren Alluvialzeit zuzurechnen, denn bei Freienwalde wechsellagern ihre Sandschichten mit rezenten Torfbänkchen, wie Ausschachtungen bei einem Neubau neben der Post gezeigt haben.

[1]) F. Wahnschaffe, Die Endmoränen im norddeutschen Flachlande. Geolog. Charakterbilder, herausgegeben von H. Stille, Heft 19. Mit einer Karte der Endmoränen und Urstromtäler. Berlin 1913.

Der Urstrom wurde durch Schmelzwasser gespeist, die von den westöstlich bis südöstlich streichenden Endmoränen bei Lieberose und Guben herabkamen und breite Sander aufgeschüttet haben. Die ausgedehnten Sandflächen westlich der Oder bei Neusalz, die ein dem Urstrom entsprechendes Gefäll nach W. vermissen lassen, sind früher für Talsande gehalten worden. Sie senken sich jedoch von Naumburg am Bober bis nach Neusalz a. O. um 20 m nach Ost. Das Glogauer Tal fand demnach nicht seine Fortsetzung über Neusalz und Naumburg nach Sommerfeld und Forst, wie bisher mit BERENDT meist angenommen wurde[1]), sondern erreichte, bei Neusalz nach NNO. umbiegend, unter Benutzung einer nordsüdlichen Schmelzwasserrinne das Crossener Talstück des Warschau—Berliner Tales. Daß der Rückzug des Inlandeises in dem Gebiet östlich des Barnther Tales nicht von West nach Ost, sondern ebenfalls von Süd nach Nord erfolgt ist, zeigt der Verlauf der Endmoränen zwischen Neiße und Oder, sowie im südlichen Polen, den BEHR[2]) und TIETZE[3]) durch ihre Untersuchungen festgestellt haben.

Die nördliche Hochfläche.

Das nördlich von Fürstenwalde sich erhebende Trebuser Diluvialplateau steigt an seinem Rande von 55 auf 75 m und auf dem anstoßenden Blatt Beerfelde bis 88,9 m über NN. an. Hier zeigt es den Charakter der welligen, von größeren und kleinen Pfuhlen durchsetzten Grundmoränenlandschaft ohne bedeutende Höhenunterschiede. Die Oberfläche besteht aus Geschiebemergel, der teilweise von Geschiebesand bedeckt ist. Im Osten dacht sich die Hochfläche über Neuendorf nach Steinhöfel zu allmählich ab, so daß die

[1]) K. KEILHACK, Blatt Frankfurt a. O. 2. Aufl. 1912. S. 2.

[2]) J. BEHR und O. TIETZE, Über den Verlauf der Endmoränen bei Lissa (Prov. Posen) zwischen Oder und russischer Grenze. Dieses Jahrb. für 1911, Bd. XXXII, I, S. 60 ff.

[3]) O. TIETZE, Die Endmoränen zwischen Oder und Neiße und der Os von Kalke. Dieses Jahrb. für 1911, Bd. XXXII, II, S. 160 ff.

Grundmoräne bis in das Niveau des Talsandes herabreicht. Nördlich und nordwestlich von Fürstenwalde ist jedoch ein deutliches Abschnittsprofil am Talrande zu beobachten. Der Geschiebesand ist 1,2—2 m mächtig und sehr reich an Geröllen und Geschieben.

Zu beiden Seiten des Trebuser Sees und an der nach Trebus führenden Landstraße sind große, meist eckige Blöcke eines roten cambrischen Sandsteines, der durch hellere Flecke ausgezeichnet ist, besonders häufig. Sie haben mehrfach einen Durchmesser von 1,5 m. Dieser schwedische Sandstein, der durch Klöden[1]) als Trebuser Sandstein seit 1829 in der Literatur bekannt geworden ist und als Geschiebe sowohl an der Oberfläche vorkommt, als auch aus der Oberen Grundmoräne früher massenhaft ausgegraben worden ist, muß in Form von großen Schollen durch das Inlandeis hierher befördert und infolge des glazialen Druckes und nachträglicher Verwitterung in zahlreiche Blöcke und Platten zerfallen sein. Das festere Gestein ist früher vielfach zu Pflaster- und Bordsteinen verarbeitet und als Baumaterial verwendet. Da die weniger festen Blöcke bei der Bearbeitung leicht schiefrig spalten, sind diese Platten in Trebus häufig zu Gartenzäunen und Treppenstufen benutzt.

Unter der Decke des Oberen Geschiebemergels treten bei der Ansiedlung Weinberge an dem ganzen Talgehänge bis zum Trebuser See diskordant geschichtete diluviale Sande und Kiese hervor, die durch größere Kiesgruben zeitweise gut aufgeschlossen waren[2]). Sie werden von einem Unteren Geschiebemergel unterlagert, der auf der Ostseite des Trebuser Sees zu Tage tritt und die undurchlässige Sohle der Quelle bildet. Ein Bohrloch beim Gute Palmnicken östlich vom Trebuser

[1]) Klöden glaubte an die Geschiebenatur des Trebuser Sandsteines, wollte ihn aber vom deutschen Rotliegenden oder Buntsandstein ableiten. (Mineralog. Beiträge V, 1832, S. 69 ff.) E. Friedel hat in der »Brandenburgia«, 1899, Nr. 10, S. 378—387 ausführliche Mitteilungen über den roten Sandstein von Trebus gebracht. Er lehnt den Gletschertransport aus Skandinavien ab.

[2]) Oberflächengestaltung, 1909, Beilage XIII, 2.

See, das in 65 m Höhe über NN. angesetzt wurde, hatte folgendes Ergebnis:

0—18	18 m	Oberer Geschiebemergel
18—32	14 »	Diluvialsand
32—60	28 »	Unterer Geschiebemergel
60—62	2 »	Diluvialsand und -kies
62—63	1 »	Unterer Geschiebemergel
63—67	4 »	Diluvialsand und -kies
67 +		Kohlenletten (miocäne Braunkohlenbildung)

Eine Tiefbohrung in Neuendorf bei der Gärtnerei von Geister ergab:

1 m	Talsand
82 »	grauer Geschiebemergel

Hier liegen offenbar Geschiebemergelbänke verschiedener Vereisungen unmittelbar aufeinander.

Der Obere Geschiebemergel stellt östlich von Palmnicken eine einheitliche Platte dar. Er erhebt sich im Schanzberge bis zu 74,5 m und liefert einen guten lehmigen Boden, der sich zum Anbau von Weizen, Luzerne und Klee eignet. Unter seiner sandig-lehmigen Verwitterungsrinde ist er meist schon in der geringen Tiefe von 1,2—1,6 m zu erreichen. Ein ebenfalls sehr fruchtbarer Lehmboden findet sich westlich von Neuendorf und zu beiden Seiten der Chaussee westlich von Steinhöfel.

Die südliche Hochfläche und die Endmoränen.

Südlich von Fürstenwalde wird das Berliner Urstromtal durch ein Diluvialplateau begrenzt, das einen viel verwickelteren geologischen Aufbau zeigt als die nördliche Hochfläche, die nach der Bohrung bei Palmnicken bis zu 67 m Tiefe aus glazialen Bildungen zusammengesetzt ist. Im Gegensatz dazu besteht das Rauener Plateau in seinem Kern aus miocänen Braunkohlenbildungen, die vielfach, wie in den Rauenschen und Dubrow-Bergen, unter dünner diluvialer Bedeckung hoch emporragen. Betrachten wir jedoch nur die Glazialbildungen, so ist zunächst das Bild dasselbe. Die schwach wellige Oberfläche wird sowohl im Norden bei Palmnicken als auch im

Süden zwischen Karlshöhe und Rauen vom Oberen Geschiebemergel bedeckt. Unterlagert wird er von den Vorschüttungssanden der letzten Vereisung, die wie am nördlichen, so auch am südlichen Talrande als schmales Band hervortreten und in der Kiesgrube bei den Gehöften der Rauener Ziegelei als Kiese entwickelt sind. Der Geschiebemergel ist nördlich der in den Diluvialsand einschneidenden Chaussee in zwei flachen Gruben aufgeschlossen, in denen seine zapfenartig ausgebildete sandig-lehmige Verwitterungsrinde früher gut zu beobachten war. Südlich der Chaussee nach Braunsdorf zeigt eine Kiesgrube bei dem Gasthaus Große Tränke glaziale Kiese mit Kreuzschichtung, die eine Geröllbank enthalten. An der Kiesbahn zwischen der Windmühle und dem Forsthaus Rauen wurde 1909 eine Ausschachtung gemacht, in der unter Oberem Geschiebesand und 4 m geschichtetem Sand ein gelblicher Unterer Geschiebemergel mit vielen großen Blöcken angetroffen wurde. Bei einer benachbarten Brunnenbohrung erwies sich der Geschiebemergel als 6 m mächtig; darunter folgten 4 m schwarzen, sehr sandigen Lehms.

Die geschichteten Bildungen zwischen dem Oberen und Unteren Geschiebemergel haben nur an einer Stelle diluviale Säugetierreste geliefert. Westlich vom südlichen Ende des Dorfes Rauen liegt am Rande der diluvialen Hochfläche in 55 m Höhe eine Kiesgrube, deren Kiese und Sande teilweise von einer dünnen Schicht Oberen Geschiebemergels bedeckt werden. Er ist hier allmählich durch die Niederschläge abgetragen, wird aber auf der Hochfläche 4—5 m mächtig. In 10—15 m unter der Oberfläche sind starke Geröllbänke vorhanden, die große Feuersteinknollen führen. Die aus dieser Grube stammenden Tierreste, die jetzt im Parkrestaurant in Rauen aufbewahrt werden, gehören einem Stoß- und Mahlzahn von *Elphas primigenius* an. Das Bruchstück des Stoßzahnes ist nach den Messungen von Herrn Oberlehrer Heinze in Fürstenwalde 50 cm lang und am stärkeren Ende 12—15 cm dick. Der Mahlzahn ist etwa 25 cm lang, 15 cm dick und

20 cm hoch. Nach ihrer Fundschicht, die dem Rixdorfer Horizont entspricht, gehören diese Mammutreste dem jüngsten. in der Mark Brandenburg[1]) weit verbreiteten Interglazial II Norddeutschlands an.

Wenn wir uns von Fürstenwalde aus nach Südwest begeben, können wir eine deutlich entwickelte diluviale Stufenlandschaft beobachten. Mitten durch die Talsandfläche zieht sich als tiefste Stufe in einer Breite von 250—400 m das alluviale Spreetal mit seinen sandig-humosen Bildungen, das von der Spree in flachen Windungen durchflossen wird. Darüber erhebt sich die Talsandterrasse, die der Fluß bald auf dem rechten, bald auf dem linken Ufer, z. B. beim Forsthaus Kl. Tränke[2]), anschneidet, wodurch er Steilgehänge von 2,5 bis 3,5 m Höhe schafft. Die von Fürstenwalde kommende Rauener Chaussee ersteigt südlich Bergschlößchen die flachwellige Geschiebemergelplatte, die mit 60—70 m Höhe scharf gegen den ebenen Talboden absetzt. Im Süden erhebt sich über diese Diluvialterrasse, die hier von Geschiebesand bedeckt ist, mit steilem Abfall der breite bewaldete Höhenrücken der Rauenschen Berge. (Taf. 40, Fig. 1.)

Die weithin sichtbaren Höhenzüge, die bei dem Dorfe Rauen mit den nach ihm benannten Bergen beginnen, sind besonders charakteristisch für die Oberflächengestalt der Rauener Hochfläche. Bei einer Wanderung über Langewahl nach Neu- und Alt-Golm durch das landschaftlich sehr eigenartige Gebiet sieht man in der Richtung von West nach Südost die Rauenschen und Soldatenberge, die Dubrow- und Lauseberge aus der nördlich vorgelagerten flachen Grundmoränenzone emporsteigen, während sich südlich eine mit Kies und Sand überschüttete Ebene anschließt. Diese die flache Landschaft beherrschenden Erhebungen haben im Innern einen z. T. hoch aufragenden Kern von Miocän, der in den Aufschlüssen der

[1]) F. Wahnschaffe, Zur Kritik der Interglazialbildungen in der Umgegend von Berlin. Zeitschr. der Deutsch. Geol. Ges. 1906, Monatsber. Nr. 5, S. 152—167.

[2]) Oberflächengestaltung, 1909, Beilage XIX, 1.

Rauenschen und Dubrow-Berge starke Störungserscheinungen, Faltungen, Zerreißungen und Überschiebungen zeigt. Sowohl wegen dieser Störungen als auch wegen ihrer Oberflächenformen sind sie als Stauendmoränen aufzufassen, die am Eisrande während einer längeren Stillstandslage des letzten Inlandeises emporgepreßt wurden. Daß dieses Gebiet eine charakteristische Endmoränenlandschaft ist, läßt sich dadurch beweisen, daß mit diesen Aufpressungen glaziale Aufschüttungen von grobem Blockmaterial Hand in Hand gehen und südlich ein Sandergebiet von typischer Ausbildung anstößt.

Die Rauenschen Berge westlich des Petersdorfer Sees umfassen ein Gebiet von bedeutender Ausdehnung, denn sie messen in NO.—SW.-Richtung etwa 5 km, in W.—O.-Richtung 3 km. Von dem tertiären Kern, der an ihrem Ostabhange durch zahlreiche, z. T. wieder eingegangene Gruben aufgeschlossen ist, wird weiterhin noch die Rede sein. Die diluviale Bedeckung besteht fast ausschließlich aus blockreichen Sanden von teilweise kiesiger Beschaffenheit. Der Obere Geschiebemergel ist nur an wenigen Punkten in ganz geringer Ausdehnung nachweisbar. Die Höhe der Rauenschen Berge wird nach dem trigonometrischen Punkt mit 147,9 m meist zu niedrig angegeben, sie beträgt im Jagen 105 östlich vom c-Gestell 156 m. Der Aussichtspunkt am Tisch erreicht nur 141,5 m über NN. Einen guten Eindruck von den stark wellig und sehr unregelmäßig entwickelten Oberflächenformen der Endmoräne der Rauenschen Berge erhält man, wenn man das Gestell d, auf dem der Kleine Markgrafenstein liegt, von N. nach S. entlang geht. Der Weg führt ständig bergauf bergab und zeigt zu beiden Seiten zwischen den wallförmigen Erhebungen der Kameslandschaft tiefe Einsenkungen und talartige Schluchten ohne Abfluß. Die Oberfläche besteht aus groben kiesigen Sanden mit zahlreichen größeren Geschieben. Taf. 40, Fig. 2 stellt die unregelmäßig kuppige Topographie im Jagen 129 dar mit dem Blick nach NW. In dem östlich angrenzenden

Jagen 127 sind die Endmoränenkiese bei der Naumannhöhe sehr gut zu beobachten.

In der Kiesgrube bei der Grube von August Dinklage, nordöstlich vom Beginn des Q-Gestelles ist geschichteter Endmoränenkies mit großen erratischen Blöcken, von denen einige 1 m Durchmesser erreichen, bis auf 4 m Tiefe aufgeschlossen. Ebenso zeigt die kleine Tongrube südlich Gnadenreich an der West-Ostwand in der diluvialen Deckschicht sehr große nordische Blöcke von über 1 m Durchmesser. Auch der Ostabhang der Rauenschen Berge nördlich von Petersdorf zwischen der alten Straße und der neuen Chaussee am Westufer des Petersdorfer Sees ist von Endmoränenkiesen mit großen Blöcken bedeckt.

Die Markgrafensteine[1]) sind als die größten noch erhaltenen erratischen Blöcke in der Mark Brandenburg von jeher besonderer Aufmerksamkeit gewürdigt worden. Sie bestehen aus einem grobkörnigen gneisartigen Granit mit großen Orthoklaszwillingen. Schon W. SCHULTZ gibt in seinen Beiträgen zur Geognosie und Bergbaukunde (Berlin 1821) eine Abbildung der »Gegensteine auf dem Gebürge bei Rauen in der Churmark Brandenburg«, sowie eine östliche Längenansicht des kleineren und ein westliches Profil des größeren Steines. Auch GOETHE interessierte sich für sie und hielt den »nunmehr zu einem bedeutenden Kunstwerk umgearbeiteten Markgrafenstein für das sicherste Zeugnis anstehenden Urgebirges im nördlichen Deutschland«. Er glaubte nicht, daß die erratischen Blöcke Norddeutschlands weit hergekommen seien; an Ort und Stelle seien sie liegen geblieben als Reste großer in sich selbst zerfallender Felsmassen. Doch wollte er den Sukkurs von Norden her nicht verschmähen, da doch wohl noch immer große Eismassen durch den Sund ziehen, beladen mit Granitstücken, die sie unterwegs abgestreift und sich aufgeladen haben.

[1]) F. WAHNSCHAFFE, Große erratische Blöcke im norddeutschen Flachlande, Geolog. Charakterbilder, Heft 2, Taf. 1 und 2. Berlin 1910.

Ein Herabführen aus den überbaltischen Regionen durch das Eis war jedoch nach ihm nur sekundär. (Goethe, Schriften zur Naturwissenschaft II: Erratische Blöcke. Geologische Probleme 3, 4.)

Die Markgrafensteine liegen auf dem Kamm der Rauenschen Berge im Jagen 107 der Kgl. Forst Kolpin südlich des schon erwähnten trigonometrischen Punktes. Der Große Markgrafenstein hatte ursprünglich einen Umfang von 29,5 m und eine Höhe von 8,5 m. Auf Veranlassung Friedrich Wilhelms III. wurde dieser große Block 1827 unter der Leitung des Bauinspektors Cantian in ostwestlicher Richtung in drei senkrechte Platten gespalten, zu welchem Zweck er auf drei Seiten freigelegt werden mußte. Aus dem mittleren höchsten Teile wurde die große Schale von 6,9 m Durchmesser angefertigt, die im Lustgarten vor dem Alten Museum aufgestellt ist. Aus den abgesprengten Teilen wurde ein großer Tisch nebst Bänken für den Aussichtsplatz auf den Rauenschen Bergen hergestellt. Die Tischplatte hat einen Durchmesser von 1,6 m und ist 15 cm dick, die drei Steinbänke, die je 3,15 m lang sind, bestehen aus sechs länglichen Granitplatten von 18 cm Dicke. Außerdem ist die Adlersäule auf der Veranda des Berliner Schlosses, die Friedenssäule auf dem Belle-Alliance-Platz und die Siegessäule im Park von Babelsberg aus dem vorderen Bruchteil angefertigt worden. Nur das südliche Drittel des Riesenblockes ist noch vorhanden, dessen Höhe jetzt auf der Nordseite 4,7 m über und 1,9 m in der Erde beträgt, während er auf der nicht freigelegten Südseite den Boden um etwa 2,8 m überragt. (Taf. 41, Fig. 3.)

Der Kleine Markgrafenstein[1]) ist, abgesehen von einigen, durch die Verwitterung verursachten schaligen Absonderungen noch unversehrt erhalten. Er hat einen Umfang von 21,6 m und eine Höhe von 5,7 m. Bis zu 3,7 m ragt er über die Erdoberfläche empor und steckt 2 m tief in der

[1]) Vergl. auch »Oberflächengestaltung« 1909, Beilage VI, 1. Ferner: Die Eiszeit in Norddeutschland. Berlin 1910. Abbild. zu S. 4.

Erde. Um seinen unteren Teil zieht sich von Norden aus nach rechts und links in geringer Höhe über dem Erdboden eine breite flache Hohlkehle, die an der Südseite fehlt und nach dem Auftreten der Inlandeistheorie zunächst als Eisausschürfung gedeutet wurde. Später hat Professor Dr. A. KRAUSE die erwähnte breite Auskehlung auf die Stetigkeit des Windes zurückgeführt, der den Sand beständig gegen den Stein getrieben habe. (Brandenburgia 1893, S. 124.) An der Westseite des Steines ist die Auskehlung am deutlichsten ausgeprägt und läuft nach SO. zu aus. (Taf. 41, Fig. 4.) Daraus können wir schließen, daß hier zeitweise andauernde starke Nordwestwinde geherrscht haben müssen. Dies stimmt mit den Verhältnissen am Wilhelmshagen — Woltersdorfer Dünenzug überein, die gleichfalls auf eine Entstehung durch Nordwestwinde hinweisen[1]). Das 1908—11 bei Woltersdorf beobachtete Einfallen der Schichtung der Dünensande unter 25° nach O und SO und die nach SO gelegene Steilseite des Püttberges bei Wilhelmshagen, deren Böschung am Kamm einen Neigungswinkel von 22° zeigt, sind Beweise dafür. Es ist anzunehmen, daß nach der Spätglazialzeit mit ihren vorherrschenden Ostwinden, die zur Ablagerung des spätglazialen norddeutschen Randlösses führten, sich die meteorologischen Verhältnisse infolge des allmählichen Zurückgehens der Inlandeisdecke während der Yoldia-Zeit völlig änderten, und daß besonders mit Beginn der Ancylus-Zeit bei uns herrschende Nordwestwinde einsetzten. Auch die in manchen Gebieten der Urstromtäler aus Torfniederungen emporragenden Dünenzüge müssen in der älteren Postglazialzeit entstanden sein, da die Bedingungen für die Entstehung der ausgedehnten jüngeren Flachmoorbildungen in den tieferen Talsandgebieten erst während und nach der Litorinasenkung[2]) vorhanden waren.

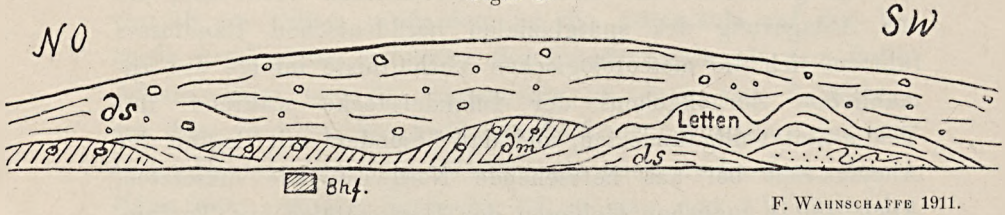
[1]) F. WAHNSCHAFFE, Der Dünenzug bei Wilhelmshagen-Woltersdorf. Dieses Jahrb. für 1909, Bd. XXX, I, S. 540—48. — Blatt Rüdersdorf, 3. Aufl., 1914, S. 100.

[2]) Über die Bedeutung der Litorinasenkung für die Förden- und Boddenküste der Ostsee vergl. F. WAHNSCHAFFE, Über die Entstehung der Förden Schleswig-Holsteins. Dieses Jahrb. für 1912, Bd. XXXIII, Teil I, S. 422—436.

Ein ansehnlicher Findling liegt auf dem Ostufer des Scharmützelsees innerhalb der Anlagen der Kolonie Saarow-Pieskow. Er besteht aus grauem Granit und ist 1,1 m hoch, 3,8 m lang und 3,2 m breit.

Östlich der Rauenschen Berge, von ihnen durch den Petersdorfer See und die ihn südlich fortsetzende vertorfte Rinne getrennt, erheben sich die Soldatenberge (110,8 m), die mit den Dubrowbergen einen west-östlich verlaufenden Endmoränenrücken bilden, der in der Mitte eine tiefere Einsenkung aufweist. Südlich derselben liegt bei Neu-Golm ein von dem Höhenrücken durch die Schmelzwasser losgelöster Hügel (88,1 m). Die Höhe der Soldatenberge zeigt kiesigen Sand mit großen Blöcken und hebt sich südöstlich vom Petersdorfer See scharf von einem schmalen 55—60 m hohen Diluvialplateau ab, das auch den Dubrowbergen nördlich vorgelagert ist und oberflächlich aus Geschiebesand besteht. Westlich der Soldatenberge geht es in den Sander über und zeigt hier eine terrassenförmige Einebnung. (Taf. 42, Fig. 5.)

Figur 2.



F. Wahnschaffe 1911.

Aufschluß beim Bahnhof Petersdorf.

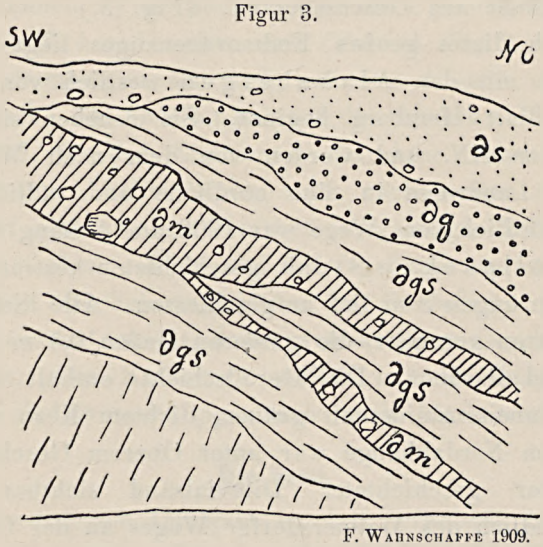
Durch den Bau der Bahn Fürstenwalde—Beeskow war 1911 der innere Aufbau dieses flachen Diluvialplateaus an zwei Stellen gut zu beobachten. Nordöstlich vom Petersdorfer See ergab der 5 m tiefe Bahneinschnitt geschiebeführenden Sand über geschichtetem Sand. Bei der Haltestelle Petersdorf südlich vom See zeigte der NO.—SW. verlaufende Einschnitt als Deckschicht groben Sand mit Blöcken von 0,4—0,5 m Durchmesser, in der Grubensohle sehr sandigen Geschiebelehm,

der unweit des Bahnhofes 1,5 m aufgeschlossen war. Fig. 2 gibt das Profil der östlichen Böschung; der südliche Teil stellt folgende Schichten dar:

Geschiebesand, grob geschichtet, 1,5 m
Schwarze Letten, schweifartig in den Geschiebesand hineingezogen, z. T. von Geschiebemergel bedeckt
Weißer Tertiärsand
Kiesiger Diluvialsand

Die Höchstmächtigkeit des Oberen Geschiebesandes beträgt 4 m.

Figur 3.



F. Wahnschaffe 1909.

Kiesgrube am Ostabhange der Lauseberge.

Sehr wirksam erhebt sich der prächtig bewaldete Höhenrücken der Dubrowberge (149,5 m) aus seinem Vorplateau, je mehr man sich auf der Fürstenwalder Chaussee dem Dorfe Langewahl nähert. Der Geschiebesand der Hochfläche enthält nordöstlich und östlich der Dubrowberge mehrere Geschiebemergelreste, die in zwei Gruben eine Mächtigkeit von 3—4 m aufweisen. Das südlich der Staumoräne gelegene Sandergebiet (Taf. 42, Fig. 6)[1] ist vortrefflich auf einer Wanderung zu be-

[1] Die Endmoränen im norddeutschen Flachlande. 1913. Taf. 8.

obachten, die von Petersdorf am Südfuß der Soldaten- und Dubrowberge entlang über Neu- nach Alt-Golm führt. Hier schließen sich südöstlich die Lauseberge (125,4 m) an, die 50 m über den ebenen Sander emporragen. (Taf. 43, Fig. 7.) Eine Kiesgrube an ihrem Ostabhange zeigte 1909 nach Südwest aufgepreßte Diluvialschichten, kiesige Sande, Kiese und eingelagerten Geschiebemergel in einer Gesamtmächtigkeit von 4 m. Der Geschiebemergel, der dem Oberen zuzurechnen ist, enthält große Geschiebe von 1 m Durchmesser. Die Deckschicht besteht aus Geschiebesand. (Fig. 3.)

Südlich dieses großen Endmoränenzuges liegt eine Vorstaffel, die mit den Alaunbergen westlich von Wilmersdorf auf Blatt Herzberg beginnt. Sie erheben sich bis zu 121 m über NN. und werden von dem nach Wilmersdorf führenden Landwege in eine nördliche und südliche Hälfte geteilt. Nördlich vom Wege war 1906 am Abhang der Kuppe eine Geröllpackung[1]) mit geschichteten rostrot gefärbten Kieseinlagerungen 3 m tief aufgeschlossen. Alle kleineren Geschiebe waren gerundet, die größeren maßen 0,5 m im Durchmesser und darüber. Die Geröllschicht enthält sehr viele schalige Toneisensteine mit grünem dichtem Kern und Petrefakten. Am Nordabhange war unter Oberem Geschiebemergel aufgepreßter geschichteter Diluvialsand sichtbar. Ebenso konnten südlich des Wilmersdorfer Weges an der Ostseite der Alaunberge stark gestörte und aufgepreßte diluviale Sand- und Kiesbänke beobachtet werden. Die beigegebene Abbildung Taf. 43, Fig. 8 zeigt die Alaunberge in West-Ost-Erstreckung mit dem ebenen Sander von der Hartensdorfer Chaussee aus.

Südöstlich von Wilmersdorf erhebt sich der Kesselberg auf 139,2 m Höhe und findet nach Osten seine Fortsetzung im Ziegelberg (126,5 m) südlich von Lamitsch. Am Nordfuße des Kesselberges waren 1906 Braunkohlenletten unter 1 m Geschiebesand aufgeschlossen. Der ganze Rücken ist von vielen großen Blöcken bis zu 1 m Durchmesser bedeckt; am Nordab-

[1]) Oberflächengestaltung, 1909, Beilage X, 2.

hang ein großer Gneisblock von 2 m Länge. Auf der Kuppe zeigte ein 2 m tiefer Aufschluß eine Geröllpackung mit großen gerundeten Blöcken, darunter viele Toneisensteine.

An den Ziegelberg schließt sich der südöstlich von Pfaffendorf gelegene Bordelberg (119,3 m) auf Blatt Rietz an. Eine eingegangene, auf der Kuppe gelegene Grube zeigte 1906 eine mächtige Geröllanhäufung und ließ an den Grubenwänden in der Steinpackung Einlagerungen von feinen Sanden und groben, durch Kalk- und Eisenausscheidungen verkitteten Kiesen erkennen. Viele Steine waren stark gerollt, die größeren erreichten z. T. 1 m Durchmesser. (Taf. 44, Fig. 9.) Da sowohl auf den Alaunbergen als auch auf dem Kessel- und Bordelberge typische Blockpackungen auf den höchsten Punkten vorhanden sind, ist der Endmoränencharakter dieser Vorstaffel klar erwiesen. Vielleicht ist auch noch weiter südlich bei Hartensdorf eine weniger deutlich ausgeprägte Stillstandslage im Dachs-, Galgen-, Eich- und Schwarzberge anzunehmen, die sich jenseits des Scharmützelsees im Dachsberge bei Silberberg fortzusetzen scheint, da er von kiesigen Geschiebesanden bedeckt ist. Die Kalkberge südlich von Herzberg sind als südlichste Endmoränenkuppe auch noch hierher zu rechnen.

Die Seen.

Von besonderem Interesse ist das Verhältnis der Seen zu den Staumoränen der Rauener Hochfläche. Die Rauenschen Berge und die Soldatenberge werden durch die Rinne des Petersdorfer Sees voneinander getrennt. (Taf. 44, Fig. 10.) Eine talartige Niederung verbindet ihn mit dem Scharmützelsee. Dieser 13 km lange und bis zu 1,6 km breite See ist der größte Rinnensee der Mark Brandenburg. (Taf. 45, Fig. 11.) Sein Flächeninhalt beträgt 1394,4 ha, seine größte Tiefe 27,9 m, seine Spiegelhöhe 38,2 m über NN. Im Verhältnis zur Breite ist seine steil abfallende Schar nur schmal. Beide Seen weisen an ihren Ufern eine diluviale Terrasse auf, die beim Scharmützelsee eine erhebliche Breite erreicht

und eine durchschnittliche Höhe von 46 m hat. (Vergl. Fig. 1.) Die 1—1,3 km breite Ostterrasse am Nordende des Sees umschließt den Weinberg, eine diluviale Kuppe von 56,4 m Höhe und eine 1,5 km lange vertorfte Rinne, an deren Westrand die nach Beeskow führende Bahn entlanggeht. Der Einschnitt südlich der Haltestelle Saarow-Ost zeigte 1911 horizontal geschichtete feine Sande mit vereinzelten Geschieben, 2—2,5 m mächtig, die als Terrassensande zu bezeichnen sind; darunter eine verkittete 0,3—1 m mächtige Schicht mit nordischen Geröllen und z. T. großen Blöcken, die einen entkalkten Geschiebemergelrest darstellt, als Liegendes tertiäre Sande und Kiese und aufgepreßte schwarze Letten. Westlich der Bahn beginnen die Anlagen der Landhauskolonie Saarow-Pieskow, die bis an den See hinabreichen. Unmittelbar über dem Seespiegel ist eine schmale alluviale, mit Erlen bestandene Terrasse in etwa 40 m Höhe vorhanden, die der Halbinsel Saarow gegenüber etwas breiter wird. Die Westterrasse enthält ebenfalls einige vertorfte Senken und ist außerdem von zahlreichen Dünenkuppen bedeckt, die westlich der erwähnten Halbinsel bei der Motorboothaltestelle »Alte Eichen« mit steiler östlicher Böschung dicht an den See herantreten. Die bedeutend schmalere Terrasse des Petersdorfer Sees, die sich unterhalb des Diluvialplateaus entlang zieht, mündet nach Norden in das Talsandgebiet des Urstromtales und erreicht im Südosten die zum Scharmützelsee führende Terrasse, die in diesem Gebiet unmittelbar in den Sander der Soldatenberge übergeht.

Ansehnliche alluviale Kalkabsätze finden sich in der flachen Bucht südlich Saarow, die vom Großen und Kleinen Werl begrenzt wird. Durch Auslaugung der kalkhaltigen Glazialbildungen ist dem See doppeltkohlensaurer Kalk in großer Menge zugeführt worden und mit Hilfe der Wasserpflanzen als Süßwasserkalk zum Niederschlag gebracht.

Die glaziale Entstehung des Scharmützelsees ergibt sich deutlich aus seiner Lage zu den Endmoränen. Die Seenrinne ist während einer längeren Stillstandslage entstanden,

die schon mit einigen Vorstaffeln im mittleren Teil des Seegebietes begann und am Nordrande der Rauener Hochfläche zur vollen Entwicklung kam. Sowohl vom Eisrande herabstürzende als auch subglazial erodierende Schmelzwasser, die dem mächtigen Gletschertor in der Lücke zwischen den Rauenschen und den Soldaten-Bergen entströmten, vereinigten sich, um die großartige Rinne des Scharmützelsees auszufurchen. ZACHE's tektonische Auffassung, die in dem See einen Grabenbruch sieht, ist nicht haltbar; die Störungen im Tertiär von Silberberg, von denen noch ausführlich die Rede sein wird, sind durchaus glazialer Natur.

Es ist bemerkenswert, daß noch zwei der größten Seenrinnen in der Mark von Endmoränen ausgehen. Der tief in das Plateau eingesenkte Werbellinsee, der eine Länge von 9,5 km, eine größte Tiefe von 50 m und eine Größe von 785,9 ha besitzt, grenzt mit seinem steil umrandeten Nordende unmittelbar an die Blockwälle der Joachimsthaler Endmoräne an. Der Tschetschsee nördlich von Lagow in der Neumark durchschneidet nach meinen 1913 gemachten Beobachtungen eine schwachwellige Grundmoränenlandschaft, die aus Geschiebemergel und blockreichem Geschiebesand besteht. Sein Nordende geht vom Buchwald, einer hoch ansteigenden Endmoränenlandschaft aus, in die zwei kleinere rinnenförmige Seen, die Bechenseen, eingesenkt sind. Mit dem sich südlich anschließenden Lagower See, dessen Tiefe 14 m beträgt, bildet der Tschetschsee eine Rinne von 8 km Länge. Taf. 45, Fig. 12 stellt den stark gewundenen südlichen Teil des Tschetschsees dar. Seine größte Tiefe von 53 m liegt nach SCHÜTZE[1]) in seinem nördlichsten Teil. Das Endmoränengebiet, das im Untergrund aufgestauchtes Tertiär enthält, erreicht nordöstlich vom Tschetschsee eine Höhe von 227 m und zeigt prächtige glaziale Landschaftsformen. Südlich von Langenpfuhl durchschneidet die Chaussee einen kleinen Hügel, der einen tertiären Kern

[1]) H. SCHÜTZE, Die vier schönsten Seen im Lande Sternberg. Petermann's Geogr. Mitteilungen 1908, Heft VIII, Taf. 15.

aus braunen Letten hat und von Geschiebemergel bedeckt ist. Zwischen Langenpfuhl und Schönow liegt östlich der Chaussee ein steiler Hügel mit großen Geschieben von 2 m Durchmesser auf der Kuppe. Nordwestlich vom kleinen Bechensee erreicht der Endmoränenkamm des Klausberges 219 m über NN.

Die drei Beispiele sind insofern lehrreich, als aus ihnen hervorgeht, daß diese großen Rinnenseen bei längeren Stillstandslagen der letzten Vereisung durch stark erodierende Schmelzwasserströme unter und vor dem Eisrande ausgefurcht worden sind, während das Inlandeis die Endmoränen des betreffenden Gebietes aufstauchte und aufschüttete. Erst nach weiterem Zurückweichen des Eisrandes erhielt der Werbellinsee noch Zufluß von dem ausgedehnten Endmoränenstausee, als dessen letzter Rest der Grimnitzsee anzusehen ist.

II. Das Tertiär.

Das Tertiär der Gegend von Fürstenwalde gehört ausschließlich den miocänen Braunkohlenbildungen an, und zwar der hangenden Formsandabteilung. Es ist als Liegendes der Glazialbildungen auf dem nördlichen Diluvialplateau und im Urstromtal nur durch Tiefbohrungen nachgewiesen. Wie die S. 361 mitgeteilte Bohrung bei Palmnicken ergeben hat, wurde es am Rande der nördlichen Hochfläche 2 m unter NN. angetroffen. Ferner ist es innerhalb des Urstromtales 15 m über NN. erbohrt, was aus der folgenden, in 41 m Höhe angesetzten Brunnenbohrung auf den städtischen Rieselfeldern hervorgeht.

Brunnenbohrung beim Rieselwärtergehöft der städtischen Rieselfelder nordwestlich von Fürstenwalde (Spree).

0—	3,30	Feiner gelber Sand
3,30—	4,70	Grober gelber Sand
4,70—	6,50	Grober Kies
6,50—	8,00	Steingerölle
8,00—	9,45	Mittelscharfer Sand mit Braunkohle
9,45—10,70		Triebsand

10,70—12,80	Steingerölle
12,80—15,20	Mittelscharfer Sand
15,20—19,50	Grober Kies
19,50—25,10	Mittelscharfer Sand mit Braunkohlengeröll
25,10—26,00	Schlammiger Sand
26 —27	Braunkohle mit Sand
27 —31	Braunkohle mit Sand
31 —60	Braunkohle mit Sand
60 —62	Braunkohle mit Schlammsand
62 —75,40	Braunkohle mit Schlammsand
75,40—83,87	Feiner Sand
83,87—92,50	Scharfer Sand
92,50—96	Ganz feiner Sand

Dagegen ist das Miocän in den Bohrungen der Patzenhofer Brauerei in Fürstenwalde (S. 346) bei 4 und 14 m unter NN. noch nicht erreicht und in einer Tiefbohrung beim Alten Kammergebäude, jetzigem Proviantamt, deren Schichtenverzeichnis nach den Angaben des Bohrmeisters aufgestellt worden ist, erst in einer Tiefe von etwa 35 m unter NN. erbohrt, von 3 m braunem Geschiebemergel unmittelbar überlagert. Außer der hangenden Braunkohlenlette von 9,7 m Mächtigkeit wurden 3 Flöze von 1,4, 0,8 und 1,5 m Dicke angetroffen, die mit feinen und scharfen braunen Tertiärsanden wechsellagern.

Bohrloch beim Alten Kammergebäude, jetzigem Proviantamt in Fürstenwalde.

0— 0,74	Aufgefüllter Boden
0,74— 4,35	Feiner gelber Sand
4,35— 6,47	Gelber mittelscharfer Sand
6,47— 10,84	Gelber scharfer Sand
10,84— 18,25	Grauer scharfer Sand
18,25— 20,57	Grauer Ton
20,57— 23,15	Grauer Kies mit Steinen
23,15— 29,23	Grauer Ton
29,23— 32,87	Grauer schliefiger Sand
32,87— 40,45	Grauer mittelscharfer Sand
40,45— 57,38	Grauer Kies mit Steinen
57,38— 59,45	Grauer scharfer Sand
59,45— 73,27	Grauer Ton
73,27— 74,36	Brauner Schliefsand
74,36— 77,47	Brauner Geschiebelehm
77,47— 87,15	Braunkohlenletten

87,15— 88,56	Braunkohle
88,56— 92,67	Feiner brauner Sand
92,67— 93,45	Braunkohle
93,45— 94,37	Brauner feiner Sand
94,37— 95,85	Braunkohle
95,85—102,65	Brauner feiner Sand
102,65—105,56	Brauner scharfer Sand
105,56—109,48	Quarzsand, grobkörnig
109,48—111,37	Quarzsand, feinkörnig
111,37—113,00	Mittelscharfer Sand

Ganz anders sind die Lagerungsverhältnisse des Miocäns innerhalb der südlichen Hochfläche, wo es den Kern der Erhebungen und den flachen Untergrund des Diluviums bildet. Diese bedeutend höhere Lage des Rauener Miocäns gegenüber derjenigen des nördlichen Plateaus und des Urstromtales wird ursprünglich durch tektonische Störungen bedingt sein, so daß die Entstehung der zahlreichen glazialen Schichtenstörungen[1]) durch die Höhenunterschiede des tertiären Untergrundes begünstigt wurde.

Die obere Partie der Formsandabteilung besteht in den Rauenschen Bergen aus mehr oder weniger glimmerreichen feinen Quarzsanden, den sogenannten Formsanden, aus mageren schokoladenfarbigen oder durch Kohle schwärzlich gefärbten Letten und zwei kleinen nicht abbauwürdigen Braunkohlenflözen von erdiger Beschaffenheit, von denen das obere meist 1—1,5 m, das untere durchschnittlich 0,7 m dick ist, während das Zwischenmittel aus Formsand zwischen 0,2—0,7 m schwankt. Örtlich kommen auch feinmehlige Glasursande, lettige Kohlensande und gröbere Quarzsande vor. Alle diese Schichten konnten in zahlreichen Gruben am Ostabhange der Rauenschen Berge zwischen Gnadenreich und Petersdorf beobachtet werden.

Die liegende Partie mit drei mächtigeren Flözen ist nur durch den Bergbau in den Rauenschen Bergen aufgeschlossen. Da Formsande ihr Hangendes und Liegendes bilden,

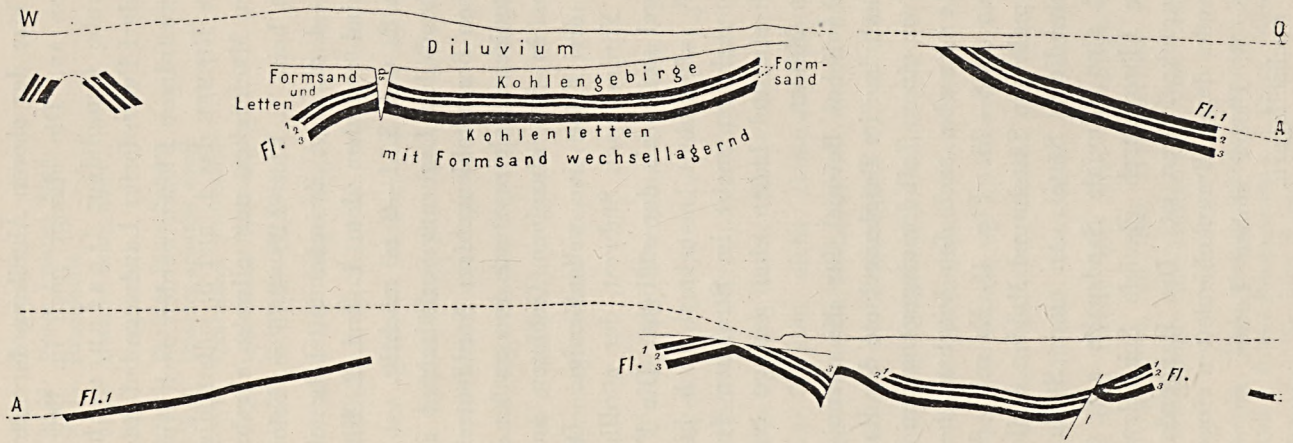
[1]) F. Wahnschaffe, Über glaziale Schichtenstörungen im Diluvium und Tertiär bei Freienwalde a. O. und Fürstenwalde a. d. Spree. Zeitschr. der Deutsch. Geol. Ges. 1906, Monatsber. Nr. 8/10, S. 242—252.

gehören die Flöze der oberen Abteilung der märkischen Braunkohlenformation an. Die einzige noch im Betrieb befindliche Braunkohlengrube Consolidiert Gnadenreich liegt westlich vom Ketschendorf-Petersdorfer Landwege bei Adolphshöhe. Von den drei abbauwürdigen Flözen werden nach Angabe des Herrn Betriebsführers RIEMER das 1. und 3. vollständig, das 2. wegen seiner geringen Mächtigkeit nur teilweise abgebaut. Die Mächtigkeit beträgt beim 1. Flöz 2,25—2,75 m, beim 2. 1,25—2 m, beim 3. 3,25—4 m. Die Zwischenmittel bestehen aus Formsanden und sind zwischen dem 1. und 2. Flöz 0,1—0,3 m, zwischen dem 2. und 3. 1—2 m mächtig.

Entsprechend den Lagerungsverhältnissen in dem angrenzenden miocänen Braunkohlengebirge Norddeutschlands, das verschiedene tektonische Faltensysteme von großer Regelmäßigkeit des Streichens in den einzelnen Gebieten aufweist, ist die Lagerung der drei Flöze eine wellenförmige. Die Faltenachsen streichen von Nordost nach Südwest, der nördliche Sattelflügel ist in der Regel steiler als der südliche. Die Flöze sind z. T. unter 35—45° aufgerichtet, manchmal auch bis zu 80°. Die Verwerfungen verlaufen meist im Streichen der Flöze, fallen unter 50—90° ein und haben eine geringe Seigersprunghöhe bis zu einigen Metern.

Ein anschauliches Beispiel für die mannigfach gestörten Lagerungsverhältnisse im Bergbaugebiete der Rauenschen Berge ist das Profil von einem Teil der eingegangenen Rauenschen Braunkohlengrube nach den bergbaulichen Aufschlüssen aus den Jahren 1858—75. (Fig. 4.) Es zeigt die Faltung der drei Flöze zu mehreren Sätteln und Mulden, steile Verwerfungen und glazial abradierte Sättel. An einer Stelle tritt in einem flachen Sattel eine diluviale Sandspalte auf, die auf Durchwaschung der Flöze durch glaziale Schmelzwasser während der Eiszeit zurückzuführen ist. Das Hangende des 1. Flözes bilden Formsande, denen Braunkohlenletten eingelagert sind, im Liegenden des 3. Flözes stehen Letten an, die mit Formsandschichten wechsellagern.

Figur 4.



Maßstab 1 : 3200.

Profil durch die Cons. Rauensche Braunkohlengrube.

Die Betrachtung der in den Rauenschen Bergen zu Tage tretenden Miocänbildungen beginnen wir im Nordosten mit der kleinen Tongrube nördlich vom Wege zum Brahl-Stollen bei Adolphshöhe. Der Aufschluß zeigte 1908/9 als Liegendes 1 m Braunkohlenletten, darüber feingeschichteten weißen Formsand 1,1 m, zunächst überlagert von dunklen Letten mit heller Zwischenschicht, dann von mageren Letten von weißlich violetter Farbe. Diese Lettenschichten erreichen insgesamt eine Mächtigkeit von 3 m und sind durch eine Quarzkieslinse voneinander getrennt. Das Ausgehende bildet sackförmig eingepreßte Grundmoräne, lehmiger Sand mit großen nordischen Blöcken bis zu 0,5 m Durchmesser. Streichen des Tertiärs WSW.—ONO., Einfallen 25° nach NNO.

Südlich vom Wege zum Brahl-Stollen und westlich vom Petersdorfer Wege liegt die große Tongrube von Dinklage, deren mannigfaltige Schichten starke Störungen aufweisen. (Taf. 46, Fig. 13.) An der Nordseite liegen zuoberst unter dünner diluvialer Decke feine weiße Formsande, darunter hellbraune, die mit dunkleren Lettenstreifen wechsellagern. Die Schichten streichen W. 10° S. nach O. 10° N. und fallen mit 20° nach N. 10° O. ein. Die Formsande sind 4,5 m mächtig und sehr regelmäßig geschichtet, jedoch stark verdrückt und zeigen zahlreiche kleine Verwerfungen, wodurch die Schichten gezackt erscheinen. Die Verwerfungen durchsetzen sie in Abständen von 3—12 cm und fallen unter 22—26° nach S. ein. (Taf. 46, Fig. 14.) Unter den Formsanden liegen schwarze lettige Kohlensande, 2—3 m mächtig, die sich nach W. zu auskeilen. Sie sind von dünnen Einlagerungen weißen Sandes durchzogen, die zerrissen und schweifartig gefaltet sind. Darunter folgen dunkelbraune Letten, die zur Ziegelfabrikation abgebaut werden, am Ausgehenden seiger stehen und stark gepreßt sind. Das Liegende der dunklen Letten bilden steil gestellte hellbraune bis graue Letten, sodann heller feingeschichteter Formsand und schließlich ein aufgewölbtes Braunkohlenflöz von 5—6 m Mächtigkeit, das scheinbar von dunklen

Letten unterlagert wird. Über diese abradierten Schichten legt sich horizontal geschichteter z. T. kiesiger Diluvialsand, der sackartig in das Tertiär hineinreicht, 2—2,5 m mächtig ist und von Oberem Geschiebesand bedeckt wird.

Bis zum Jahre 1908 zeigte der Aufschluß am Weststoß der Grube einen Aufbau der Schichten, der auf eine schiefe Tertiärmulde schließen ließ, die nach N. flach, nach S. seiger einzufallen schien[1]). Durch große Abgrabungen an der Südhälfte der Grubenwand, die bis dahin völlig überrutscht war, konnte 1910 ein vollständiger Sattel festgestellt werden, der in seinem südlichen Teil eine große Verwerfung mit abwärts geschleppten Schichten zeigte. (Fig. 5.) An dieser Verwerfung sind die hellen Formsande, die hellen und die dunklen Letten abgesunken, so daß den Kern des Sattels die Braunkohle bildet. Die Schichten sind in derselben Reihenfolge an der anstoßenden Südwand im Streichen sichtbar.

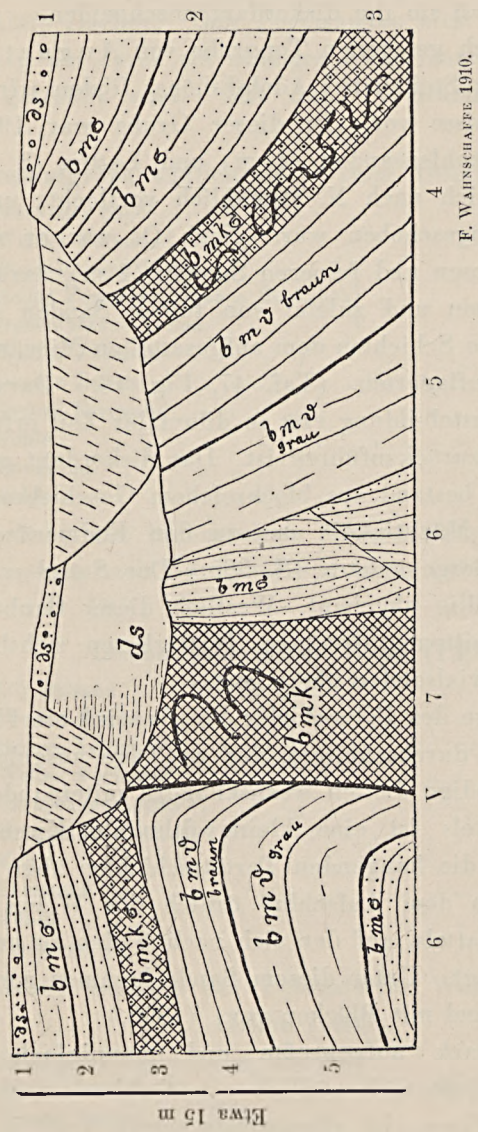
Nach den vortrefflichen Grubenaufschlüssen von 1910 (Taf. 17, Fig. 15) liegt eine Verwerfung vor, die anscheinend älter ist als die glazialen Aufpressungen und Überschiebungen in diesem Gebiete und vielleicht auf tektonische Störungen der jüngsten Miocänzeit zurückgeführt werden kann. Ein interglaziales Alter der Verwerfung ist nicht nachzuweisen, da kein diluviales Material in ihr enthalten ist und keine diluvialen Schichten von ihr betroffen zu sein scheinen[2]). Als sicher

[1]) Zeitschr. d. Deutsch. Geolog. Ges. 1906, Monatsber. Nr. 8—10, S. 249.

[2]) Bezüglich der großartigen Störungen in der Rügen'schen Kreide, die von A. v. Koenen 1886 als tektonische erkannt wurden, sei hier darauf hingewiesen, daß ihr Alter vom Verf. 1889 als interglazial bestimmt worden ist, weil sie vom Oberen Geschiebemergel diskordant überlagert werden, also älter als dieser, aber jünger als die gemeinsam mit der Kreide verworfenen unteren Diluvialschichten sein müssen. Während v. Koenen am postglazialen Alter festhielt, haben R. Credner's Untersuchungen meine Auffassung vom interglazialen Alter bestätigt. (Rügen. Eine Inselstudie. Stuttgart 1893 S. 36—37, 40—41.) Nachdem Philippi 1906 die Verwerfungen für glaziale Störungen und Unterschiebungen erklärt hatte, ist von mir in der Oberflächengestaltung 1909, S. 75—80 auf Grund eigener Beobachtungen am Steilufer von Jasmund ausführlich dargelegt, daß es sich hier um tektonische Störungen der letzten Interglazialzeit handelt. (Zeitschr. der Deutsch. Geol. Ges. 1911, Monatsber. Nr. 1, S. 1—3.)

glazial sind die kleinen Verwerfungen in den geschichteten Formsanden und die Faltungen der lettigen Kohlensande zu betrachten, die durch den Druck und Schub des Inlandeises

Figur 5.



Profil durch den Tertiärsattel der Grube Dinklage.

1 Geschiebesand
2 Formsande
3 lettige Kohlensande
4 braune Letten
5 graue Letten
6 Formsande
7 Braunkohlenflöz
V Verwerfung

hervorgerufen wurden. In diesen petrographisch verschieden ausgebildeten Schichten sind die glazialen Störungen verschiedenartig zum Ausdruck gekommen. Über die Beziehungen der Glazialbildungen zu dem Tertiärsattel in diesem Aufschluß läßt sich nur sagen, daß sie ihn diskordant abschneiden.

In der westlich gelegenen Tongrube von August Dinklage südlich vom Stollen bei Adolphshöhe, finden wir andere Lagerungsverhältnisse vor. In dieser Grube war 1905 ein Sattel von Braunkohlensanden (4 m) und Letten (8 m) aufgeschlossen, der sich nach N. allmählich verflachte und nach S. steil zusammengeschoben war. Nach O. war er zunächst von diluvialen Kiesen und feineren Sanden (2 m), darüber von 3 m groben Kiesen und zuletzt von feinen Sanden bedeckt, deren steil gestellte Schichten dem aufgesattelten Miocän scheinbar konkordant auflagerten. (Taf. 47, Fig. 16.) Daraus geht hervor, daß die Sattelbildung erst in diluvialer Zeit erfolgt und auf Glazialdruck zurückzuführen ist. Das diskordant gelagerte hangende Glazial bestand aus blockreichem Geschiebesand von mehreren Metern Mächtigkeit, der zu den Endmoränenkiesen der Rauenschen Berge gehört. (S. 365.) Der Sattel war nach einigen Jahren völlig abgebaut. Westlich dieser Grube waren am steil angeschnittenen Gehänge Tertiärletten sichtbar, von eingefalteten Diluvialsanden überlagert.

Vom Hohlwege des Petersdorfer Weges wird ein flacher Tertiärsattel durchschnitten, der zu Tage ausgeht. Glimmersande und sandige Letten wechsellagern miteinander. Am Südende des Sattels ist eine kleine diluviale Kiesbank im Tertiär sichtbar; die hangenden Tertiärschichten über ihr sind 1 m mächtig. In dem Aufschluß östlich des Weges ist die Fortsetzung des Sattels, auf den sich nach Süden zu mächtiger Diluvialsand auflegt. Unter diesem Sande kommen noch Reste von Geschiebemergel mit Blöcken vor. (1906.)

An diese stark aufgepreßte und mannigfach gestörte Tertiärpartie schließt sich südlich ein Gebiet an, das eine mehr regelmäßige, im allgemeinen schwach wellige Lage-

rung des Miocäns besitzt, so daß einzelne Schichtenverbände zuweilen in annähernd gleichmäßiger Mächtigkeit und Ausbildung verfolgt werden können. Besonders in den Formsandgruben westlich des Petersdorfer Weges wird das Einfallen des Tertiärs flacher. Den Formsanden sind zwei Kohlenflöze eingelagert, die durch ein sandiges Zwischenmittel von 2—7 dem Stärke getrennt sind. Mit den Formsanden wechsellagern Letten.

Formsandgrube südlich der Grube Dinklage (1908/9).

Diluvialer Sand	bis	2 m
Weißer Formsand	etwa	1 »
Dunkelbraune Letten Heller Formsand, dünnes Bänkchen	»	2 »
Dunkelbraune Letten		
Weißer Formsand	»	1,5 »
Dunkle Letten		0,8 »
Grauer Formsand		4 »
Kohle		1 »
Formsand		0,4 »
Kohle		0,8 » +

Die Schichten bilden einen flachen Sattel, der nach West und Ost, sowie nach Nord und Süd unter 14° einfällt. (Taf. 48, Fig. 17 und 18.)

Grube vom Maler Hope (1909).

Diluvialsand	2 m
Weißer Formsand	1,2 »
Braune Letten	1,5 »
Weißer Formsand	1,5 »
Graubraune Letten	0,6 »
Grauweißer Formsand	2,5 »
Kohle	1 »
Formsand	0,5 »
Kohle	0,5 »
Formsand +	

Große Grube westlich des Petersdorfer Weges. Schmidt'sche Grube (1905).

Diluviale Decke, schwach entwickelt	
Weiße Formsande	6 m
Braune Letten	1 »
Graue Formsande	3 »

Kohle	1,5 m
Formsand	0,5 »
Kohle	1 »
Formsand +	

Neue Grube dicht vor Petersdorf (1909).

Diluvium, auskeilend	
Letten	etwa 1,5 m
Grauer Formsand	» 2 »
Kohle	» 2 »
Sandiges Zwischenmittel	0,7 »
Kohle	0,7 »
Formsand +	

Vergl. Taf. 49, Fig. 19.

In der westlich vom Petersdorfer Wege, nördlich vom Dorf gelegenen Grube von Sager und Hesse war 1906 folgendes Profil sichtbar:

Diluvium, sandiger Lehm und Letten mit kleinen nordischen Geröllen	0,5—1 m
Schwarze Letten	2,5 »
Formsand, halbweiß	1,25 »
Schwarze Letten	0,5 »
Grauer Formsand	3 »
Kohle	0,75 »
Formsand	0,2 »
Kohle	0,5 »
Glasursand, sehr feiner glimmerführender Quarzsand	

In der benachbarten Grube zeigte der Südstoß 1906 nachstehendes Profil:

Weißer Formsand	2 m
Graue Letten, unten schwarzbraun	4 »
Formsand, streifig	1 »
Kohle	0,7 »
Glasursand	1 » +

Die Schichten bilden eine flache Mulde, die nach Osten etwas höher aufgepreßt ist.

Westlich von der Sager'schen Grube steigt das Gelände an. Die diluvialen Ablagerungen, Endmoränenkiese und -sande, nehmen an Mächtigkeit mehr und mehr zu. Nahe beim Feuerschacht befindet sich auf dem Grundstück von Sager und Hesse eine alte Kiesgrube, in der ein diluvialer gelblicher Kies bis 6 m tief aufgeschlossen ist.

In der östlich vom Petersdorfer Wege gelegenen Sagerschen Grube waren 1906 an einer von N. nach S. gerichteten Grubenwand folgende Schichten aufgeschlossen:

Diluvialer Abraum, sandiger Geschiebelehm und Sand . .	1—1,5 m
Formsand und magere Letten	1 »
Quarzsand, unregelmäßige Partien bildend	0,25 »
Glasursand, sehr feiner, glimmerführender weißer Quarzsand bis Formsand	2 »

Die Tertiärschichten zeigen eine schwach wellige Lagerung und fallen nur an der Südgrenze der Grube steiler nach S. zu ein. Die Oberkante des Tertiärs liegt hier etwa 60 m über NN., während die diluvialen Sande in der Kuppe nördlich des Weges zum Gustav Adolph-Stollen bis zu 83,6 m ansteigen.

Östlich vom Petersdorfer Wege sind graue Formsande, graue sandige Letten, weißer Glasursand (als Liegendes) nach SO. einfallend bis 2,5 m tief zu beobachten.

In der Ziegeleigrube bei Petersdorf nördlich der Schlucht ist ein flacher tertiärer Sattel von NO. nach SW. aufgeschlossen. Zu unterst liegt Kohle, darüber 2 m Letten und 1,5 m Formsand; die diluviale Deckschicht besteht aus Geschiebesand. Die NW.-SO.-Wand derselben Grube zeigt als Liegendes graue sandige, darüber 0,4 m schwarze Letten, 0,8 m weißen Formsand und 1 m graue Letten, nach SO. einfallend. Die Schichtenfolge wird diskordant durch 0,5 m Geschiebesand abgeschnitten, unter dem die schwarzen Letten nach SO. hakenförmig umgebogen sind. (1909.)

In der 4 m tiefen Kiesgrube nördlich der Petersdorfer Ziegeleigrube zeigt die SW.-NO.-Wand im Liegenden weißen Quarzkies mit Kieselschiefern, frei von nordischem Material, darüber grauen Geschiebemergel, beide nach NO. einfallend, als Deckschicht Oberen Geschiebesand. (1909.)

Im Jagen 130 der Kgl. Forst Kolpin stehen an dem Wege südöstlich von Rauen Formsande, sandige schokoladenfarbige Letten, magere schwarze Letten und kleine Kohlenflöze an, die zu Tage ausstreichen.

Die Soldatenberge.

Die Aufschlüsse an der Nordseite der Soldatenberge zeigen magere braune Letten, die am Ausgehenden gelbbraun verwittert und wahrscheinlich auf diluviale Kiese aufgeschoben sind. Nach Osten zu treten weiße Quarzsande auf, die seiger stehen und mit sandigen Letten wechsellagern. Weiterhin finden sich weiße Formsande, unterlagert von einem Braunkohlenflözchen. Die Lagerungsverhältnisse sind infolge glazialer Aufstauchung sehr gestört. Da die Ziegelei eingegangen ist, sind die Gruben überrutscht und verfallen. (1909.)

Die vor einigen Jahren im Bereiche der Soldatenberge ausgeführten Bohrungen haben nur tertiäre Sande und Letten mit dünnen Kohlenadern getroffen. Nur eine Bohrung erreichte bei 14,9—16,1 m und bei 16,3—16,75 m unter Tage Braunkohle von sehr geringer Mächtigkeit.

Die Dubrowberge.

Der Tertiärkern der Dubrowberge ist in zwei Gruben gut zu beobachten, von denen die bedeutendste am Ostabhange nordnordwestlich von Alt-Golm liegt. Die von SW.—NO. streichende Grubenwand ist 12 m hoch und wird im westlichen Teile von geschichtetem Diluvialsand überlagert, der das Tertiär unmittelbar bedeckt und 3 m Mächtigkeit erreicht. Nach Osten zu besteht die diluviale Deckschicht aus hellbraunem Geschiebemergel, der 0,5—1,5 m mächtig ist, geschliffene und geschrammte Geschiebe führt und viel tertiäres Material, hauptsächlich Letten in sich aufgenommen hat, weshalb er als Lokalmoräne bezeichnet werden kann. Das Tertiär setzt sich aus braunen Letten und hellen Formsanden zusammen, die bis zur Sohle der Grube gestört und am Ausgehenden stark gestaucht und aufwärts gebogen sind. Die durch Glazialdruck hervorgerufenen Störungen kommen dadurch zum Ausdruck, daß die Schichten nach SW. aufgepreßt und übereinander geschoben sind. Dabei sind kleine Verwerfungen von $^1/_2$ m Sprunghöhe entstanden. Die überschobenen Schichten sind z. T. ausgewalzt

Figur 20.



Th. Wahnschaffe phot. 1905.

Glaziale Schichtenstörungen im Miocän der Dubrowberge.

Zu Seite 387.

und abgequetscht, eine eingelagerte Sandschicht ist in einzelne linsenförmige Teile zerrissen. (Fig. 20, Texttaf.)[1]) Es sind auch gefaltete und geknickte Lettenpartien zwischen gleichmäßig gelagerten Schichten beobachtet worden. An dem Oststoß der Grube sind gelbe magere Letten mit sandigen Zwischenlagen auf den braunen Letten zu einer liegenden Falte zusammengeschoben. Die diluviale Deckschicht ist hier abgegraben, so daß nur Tertiär sichtbar ist. An der Westseite der Grube ist der Abhang mit Grundmoräne, Geschiebesand von 1 m Mächtigkeit, bedeckt.

In der Grube am Schießstand sind zuunterst braune Letten, darüber feine weiße Tertiärsande, insgesamt 5—7 m aufgeschlossen, am Gehänge wenig mächtiges Diluvium. Auf der Höhe tritt ein blockreicher Oberer Sand von 1—1,5 m Mächtigkeit mit z. T. großen Geschieben auf. An der Westwand der Grube fallen die tertiären Schichten unter 10° nach NW. ein und zeigen kleine Verwerfungen von 0,5 m Sprunghöhe zwischen Letten und Sand.

Die Endmoränenkuppen der südlicheren Staffel weisen keine bedeutenden Tertiäraufschlüsse auf, nur am Kesselberge südlich Lamitsch sind Braunkohlenletten aufgeschlossen, von 1 m Geschiebesand überlagert.

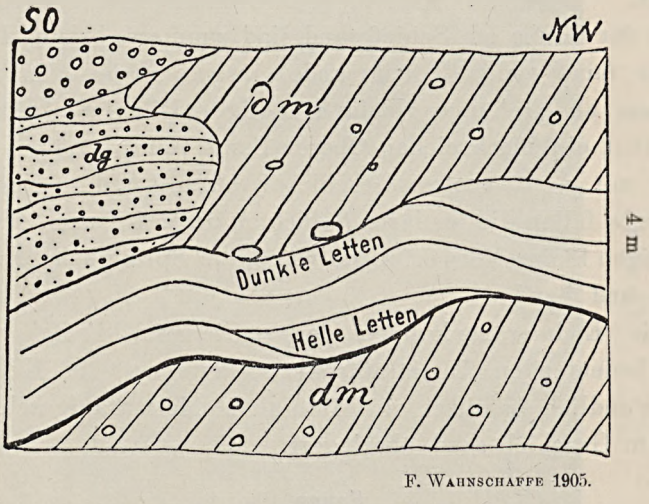
Sauen.

Nordöstlich vom Bordelberg treten auf der Hochfläche zwischen Pfaffendorf und Sauen in 90—100 m Höhe die Letten und Sande der oberen Abteilung der märkischen Braunkohlenformation zu Tage oder werden von geringmächtigen Schichten des Diluviums bedeckt. In der Tongrube westlich von Sauen ließ sich 1905 überzeugend nachweisen, daß die Störungen des Tertiärs in diluvialer Zeit erfolgt sein müssen und glazialer Natur sind. Das Liegende der obersten Tertiärschichten wird hier von Diluvialablagerungen gebildet, die sich durch die ganze Grube hindurchziehen. Sie bestehen aus einem flachen Sattel

[1]) Vergl. Die Endmoränen im norddeutschen Flachlande. Taf. 8.

von Geschiebemergel, der an mehreren Stellen von diluvialen Kiesen und Sanden überlagert wird. Über diesen Sattel hinweg ist eine sehr unregelmäßig gelagerte Scholle von tertiären Letten und Sanden mit diluvialen Einpressungen geschoben worden. Überlagert wird diese Tertiärscholle von Geschiebemergel und Kiesschichten der letzten Vereisung. Sackartig in den Oberen Geschiebemergel eingreifende grobe Geröllmassen werden bis zu 4 m mächtig. Sie enthielten am SSO.-Stoß der Grube schweif-

Figur 6.



Grube bei Sauen (Blatt Gr. Rietz).

artig hineingezogene braune Letten. Das Bild der NW.-SO.-Wand zeigt einen Teil des sattelartig aufgewölbten Unteren Geschiebemergels, von diluvialen kiesigen Sanden bedeckt, die oben mit einer Eiserschale abschließen, darüber braune Tertiärletten, als Deckschicht Oberen Sand und Kies. (Taf. 49, Fig. 21.) Auf Fig. 6 liegt die Eiserschale unmittelbar auf dem Unteren Geschiebemergel, der von hellen und dunklen Tertiärletten überlagert wird. Das Hangende besteht aus Oberem Geschiebemergel, Kiesen und groben Geröllen.

Saarow.

Von ganz besonderem Interesse sind die verschiedenen Ziegeleigruben zu beiden Seiten des Scharmützelsees (Blatt Herzberg). Auf seiner Westseite liegt nahe beim Bahnhofe Saarow-West die Tongrube der Neuen Saarower Ziegelei, die inzwischen beide infolge der Entstehung der Landhauskolonie Saarow-Pieskow und ihrer ausgedehnten Anlagen eingegangen sind. Die große mehrfach verzweigte Grube, die sich in einen östlichen, mittleren und südlichen Teil gliedert, bot in den Jahren 1905—1909 eine Fülle sehr bemerkenswerter Profile.

Gleich beim Eintritt in die Grube von Osten her sieht man an der 9 m hohen nördlichen Grubenwand tertiäre Formsande, Letten und Braunkohlenschmitzen in wirrer Zusammenpressung auf Geschiebemergel der mittleren Vereisung aufgeschoben[1]). Er ragt klippenartig in das Tertiär hinein und hat durch den starken Druck eine deutliche schräg aufgepreßte Schieferung erhalten. Seitwärts rechts ist heller tertiärer Sand, etwas höher ein Kohlebänkchen dem Geschiebemergel eingepreßt. Auch der oberste Teil der Geschiebemergelkuppe enthält eingefaltete helle Tertiärschmitzen. Die aufgestauchten Glazial- und Tertiärablagerungen werden diskordant von Geschiebesand und Geschiebemergelresten überlagert. (Taf. 50, Fig. 22.)

Im nördlichen Teile der östlichen Grube sind an der W.-O.-Wand auf älteren sandigen Geschiebemergel 12 m Tertiär aufgeschoben. Es besteht aus hellen Formsanden und dunklen Letten, die gleichfalls übereinander geschoben sind. Die Letten sind stark verknetet, die Sande darunter z. T. aufgerichtet.

[1]) Auch bei Finkenwalde ist älteres Gebirge, Kreide und Tertiär, auf Unteren Geschiebemergel aufgeschoben. Dies zeigt sehr deutlich das Profil der Grube »Stern« und »Züllchow«. In der Grube Katharinenhof liegen auf dem in die Kreide steil eingefalteten Unteren Geschiebemergel muldenförmig gelagerte diluviale grobe Kiese und feine Sande, von einer diluvialen Konglomeratschicht bedeckt, welche die Grenze gegen die hangende Kreide bildet. Vergl. F. Wahnschaffe, Die glazialen Störungen in den Kreidegruben von Finkenwalde bei Stettin. Zeitschr. der Deutsch. Geol. Ges. 1904, Monatsber. Nr. 3, S. 24—35.

Die diluviale Deckschicht ist mit Tertiär gemengt. (Fig. 23, Texttaf.)

Am Weststoße dieser Grube konnten 1906 von oben nach unten folgende Schichten beobachtet werden:

Diluvialsand	1,5—2 m
Kohlenflöz, verdrückt	2,5 »
Kohlig-toniger Tertiärsand mit nordischem Material	0,5 »
Nordische Kiese und Sande	2,5 »
Geschiebemergel	1 »

In der mittleren Grube ist am Weststoße des nördlichen Teiles im Liegenden der Braunkohle Unterer Geschiebemergel von grünlich-grauer Farbe auf 5 m aufgeschlossen. Er ist völlig ungeschichtet und enthält neben kantengerundeten nordischen Geschieben viel tertiäres Material. An der 15 m hohen WNW.-OSO.-Wand liegt über diesem Geschiebemergel eine dünne Bank von hellerem Geschiebemergel (0,2 m) mit Druckschieferung. Dann folgt ein kohlig-toniger Tertiärsand (0,3 m) mit nordischem Material, darüber Braunkohle in einer Mächtigkeit von 2,5 m mit einem Einfallen von 35°. Das Hangende der Kohle bilden weißgelber und rotgelber Sand (0,5 m), graue Letten 1 m, schwarze Letten 1 m, gestreifte und weiße Formsande 3 m, Letten. Darüber liegt eine dem Tertiär eingepreßte blockführende diluviale Sand- und Kiesschicht von 2 m Mächtigkeit, die nach Ost auskeilt, von Letten mit eingelagerter Kohle bedeckt[1]). Die Schichtenfolge wird diskordant von 1 m Geschiebesand abgeschnitten, der im östlichen Teil des Aufschlusses mächtiger wird. (Taf. 50, Fig. 24.)

In einer Nische der östlichen Grubenwand sind schwarze, braune und graue Tertiärsande, weiße Formsande und sandige Letten unter dünner Moränendecke steil aufgerichtet. (Taf. 51, Fig. 25.)

In einem anderen Teile der Grube sieht man eine starke Aufsattelung der Miocänbildungen unter dem Diluvium. Ein beim Abbau stehengebliebener 6 m hoher Pfeiler zeigt wechsel-

[1]) Oberflächengestaltung, 1909, Beilage IV, 2.

Figur 23.



Th. Wahnschaffe phot. 1905.

Miocäne Formsande und Letten auf Unteren Geschiebemergel aufgeschoben (Grube Saarow).

Zu Seite 390.

lagernd feine weiße Formsande, gröbere braun gefärbte lettige Sande und braune Letten, deren steile Aufwölbung sich an der südwestlich benachbarten Grubenwand wiederholt. Die diluviale Deckschicht ist 0,2—0,3 m stark; nach N. liegt 2 m Geschiebemergel über dem Tertiär. (Taf. 51, Fig. 26.)

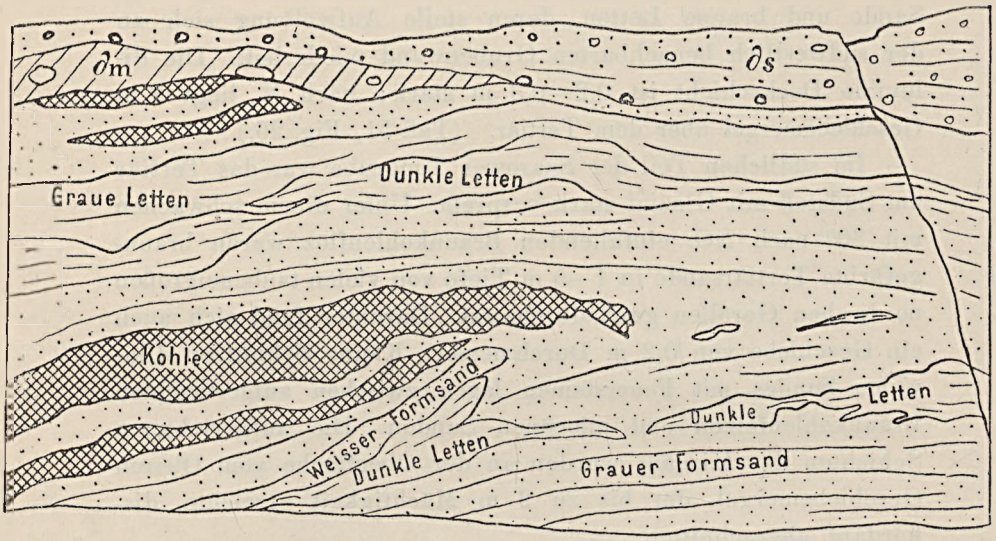
Im südlichen Teil der Saarower Tongrube war das Tertiär am Südstoß mit Glazial stark verpreßt. Unter einem schwachen mit 30° nach NO. einfallenden Braunkohlenflöz waren braungefärbte Tertiärsande in 4—5 m Tiefe von vielen taubeneigroßen nordischen Geröllen ganz durchsetzt. Darunter fand sich auch ein Geschiebe von 0,2 m Durchmesser. Kleine Schmitzen diluvialen Sandes mit Feuersteinen lagen zwischen aufgestauchten Braunkohlenfetzen und miocänen Sanden. Die aufgerichteten Schichten des Miocäns wurden an der Oberfläche vom Oberen Geschiebemergel, der bis zu 2 m Mächtigkeit erreichte, diskordant abgeschnitten.

In der südlichen Grube war in den seitlichen Abbauen zu erkennen, daß die Miocänschichten, abgesehen von örtlichen Störungen, im allgemeinen nach Nordost einfallen.

Pechhütte.

In der Grube WNW. vom Wohnhaus Pechhütte (jetzt Kurhaus Saarow), nördlich von der eben beschriebenen Saarower Tongrube, zeigt das Ausgehende der Braunkohlenformation ebenfalls starke Störungen. Die Schichten bestehen aus weißen Formsanden, grauen mageren und violettgrauen fetteren Letten und einem Braunkohlenflöz mit Formsandzwischenmittel. Die Kohle ist sehr verdrückt, an der Westseite der Grube aufgesattelt, an der Ostwand in einzelne Fetzen zerrissen. Auch die dunkleren Letten sind schlierenartig auseinander gezogen und verquetscht. (Fig. 7.) Die hangende Grundmoräne besteht aus blockreichem Geschiebesand von 1—2,5 m Mächtigkeit, unter dem an der Ostwand z. T. noch Oberer Geschiebemergel ansteht. Das Streichen des Tertiärs ist O.—W., das Fallen 20° nach N.

Figur 7.



Grube westnordwestlich von Pechhütte.

Silberberg.

Die unmittelbar östlich vom Gute Silberberg 70 m über NN. gelegene Ziegeleigrube zeigt außerordentlich gestörte Lagerungsverhältnisse, die zweifellos glazialen Ursprunges sind. An der 8 m hohen W.-O.-Wand sind magere Letten und Formsande mit einem mehrfach zerquetschten kleinen Braunkohlenflöz wirr durcheinander geknetet. (Taf. 52, Fig. 27.) Die auf dem Miocän liegenden geschichteten Diluvialsande nehmen an den Störungen teil, indem sie sackartig in die Letten eingefaltet sind. Kleine nordische Gerölle, besonders Feuersteine, finden sich 5 m tief in das Tertiär eingepreßt. Die glaziale Deckschicht besteht aus Geschiebemergel, der nach O. in Geschiebesand übergeht (1906).

In der Grube nordöstlich von Silberberg konnten 1907 und 1912 weiße und graue Formsande, Quarzsande und -kiese, graue und schwarze Letten beobachtet werden, die steil aufgerichtet und schollenförmig übereinander geschoben waren.

(Taf. 52, Fig. 28.) Nach N. zu waren die Letten von tief eingefalteten geschichteten Glazialsanden bedeckt. Am Oststoß nahm diese Einpressung diluvialer Sand- und Kiesschichten in die Letten besonders mannigfaltige Formen an. Der hangende Geschiebesand der Westwand war 0,3—0,5 m mächtig.

Die dicht am Ufer des Scharmützelsees bei der Ziegelei Silberberg gelegene Grube zeigt in der Sohle bis auf 5 m aufgeschlossene horizontal geschichtete diluviale Bändertone, die in ihrem oberen Teil durch Eisenoxydhydrat verkittete Sandeinlagerungen von 2—3 cm Dicke haben. Nach unten sind sie nur millimeterstark. Die Tone, die von 3 m mächtigen geschichteten Diluvialsanden überlagert werden, deuten auf das ehemalige Vorhandensein eines ruhigen Seebeckens vor dem Eisrande hin, dessen Umfang aber nur klein gewesen sein kann, da nördlich der Ziegelei das Tertiär unmittelbar am Seeufer ausstreicht (1906 und 1912).

Aus der mittleren ostwestlich verlaufenden Grube nördlich vom Bullenberge, die bereits seit Jahren völlig eingegangen ist, hatte ZACHE[1]) eine Verwerfung beschrieben, an der tertiäre Letten gegen Diluvium abstoßen und daraus gefolgert, daß der Scharmützelsee in spätglazialer Zeit durch einen Grabenbruch entstanden sei. Das von ihm gegebene schematische Profil ist jedoch bis auf diese eine jetzt nicht mehr nachzuprüfende Beobachtung völlig hypothetisch[2]). Abgesehen davon, daß nach der photographischen Aufnahme auch eine Überschiebung des Miocäns auf Grundmoräne vorliegen kann, kommen Verwerfungen bei echt glazialen Schichtenstörungen nicht selten vor. Dies ist ganz erklärlich, da bei der Aufpressung und Überschiebung der Schichten durch den Druck des Inlandeises auch Zerreißungen und Verwerfungen stattgefunden haben müssen. Die Profilskizze ist ferner insofern zu beanstanden,

[1]) E. ZACHE, Die Landschaften der Provinz Brandenburg. Stuttgart 1905. S. 185—189. — Landeskunde der Mark Brandenburg, Bd. I. Der Boden, von E. ZACHE. Berlin 1909. S. 63—66, 105—106.

[2]) Oberflächengestaltung, 1909, S. 85 und 127.

als die Zache'sche Verwerfung, die den Grabenbruch beweisen soll, gar nicht dem Seeufer zugewendet ist, während an der Seeseite eine hypothetische Verwerfung dafür eintritt. Außerdem streicht das Tertiär nördlich der Ziegelei, wie schon erwähnt, unmittelbar am Seeufer aus, wodurch der von ihm konstruierte Horst bei Silberberg, der von zwei abgesunkenen Diluvialschollen eingefaßt sein soll, hinfällig wird.

Diensdorf.

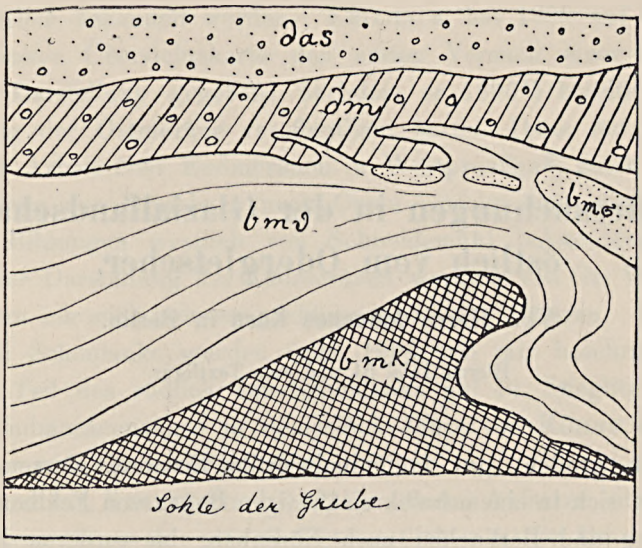
Weit weniger zahlreich und bedeutend sind die Tertiäraufschlüsse des Blattes Herzberg östlich vom Scharmützelsee. Die Grube der Ziegelei nördlich von Diensdorf liegt am Nordabhange des Dachsberges in 80 m Höhe. Weiße Formsande und Quarzkiese, graue bis braune Letten sind in wirrer Unordnung ineinandergeschoben, gefaltet und gepreßt. (Taf. 53, Fig. 29.) Nach N. zu lagern sich geschichtete diluviale Sande auf, die ebenfalls stark gefaltet sind, von Geschiebemergelresten und großen Blöcken bedeckt.

Die Lagerungsverhältnisse des Tertiärs scheinen in diesem Gebiete viel Ähnlichkeit mit den glazialen Störungen bei Saarow westlich vom Scharmützelsee zu haben, denn es ist durch eine Reihe von Bohrungen bei Diensdorf nachgewiesen, daß Braunkohle, Formsande und Letten auf Diluvium aufgeschoben sind.

Pieskow.

Die Grube östlich Pieskow am Walde in 65 m Höhe war nur 3 m tief aufgeschlossen und zeigte Geschiebelehm, mit Tertiärton verknetet. An einigen Stellen bildete Sand von 0,5 m Mächtigkeit die Oberfläche, darunter folgte 0,5—1 m sandiger Lehm, z. T. fehlend, dann fetter, mit kleinen Geröllen oder Geschieben durchsetzter Tertiärton (Lokalmoräne), eben ausgewalzt und an einer Stelle feiner toniger Sand. Die Grube westlich davon zeigte 1906 im Liegenden Kohle, darüber sandige Letten und aufgepreßte Formsande, von Geschiebesand mit großen Blöcken bedeckt. (Taf. 53, Fig. 30.)

Figur 8.



F. Wahnschaffe 1906.

Tongrube nördlich Pieskow.

In der Tongrube nördlich Pieskow, die jetzt infolge des Bahnbaus völlig eingegangen ist, ging das Tertiär z. T. zu Tage aus. Oben lagen weiße Formsande, darunter magere Letten, gefaltet und gestaucht, unten fette Tone oder Braunkohle. Die Braunkohle bildete das Liegende der Grube und bestand aus Knorpelkohle bis braunkohlenhaltigen Letten. Das Profil am Nordstoß der Grube (Fig. 8) zeigte 1906:

Sand (Terrassensand)	0,5—1 m
Geschiebemergel	1 —1,3 »
Letten, schweifartig in den Geschiebemergel hineingezogen, mit Nestern von Tertiärsand	
Braunkohle, aufgesattelt	

(Vergl. auch den Aufschluß südlich Saarow-Ost, S. 372.)

Drucklegung verfügt am 28. Juli 1915.

Untersuchungen in der Glaziallandschaft östlich vom Odergletscher.

Von Herrn **Johannes Korn** in Berlin.

Hierzu Tafel 54 und eine Textfigur.

Den großen, gut individualisierten Eislobus, dessen Endmoränen sich in einem halbkreisförmigen Bogen von Feldberg über Oderberg und Berlinchen nach Nörenberg im vorderen Hinterpommern erstrecken, bezeichnen wir mit einer von KEILHACK eingeführten Benennung als den Odergletscher[1]). Die Ostmoräne dieses Odergletschers biegt bei Schwachenwalde auf dem gleichnamigen Meßtischblatte aus der etwa westöstlichen in die südnördliche Richtung um und verläuft in der neuen Richtung über die Blätter Sellnow, Reetz, Gr. Mellen bis nach Nörenberg, von wo ab sie nach Nordosten umbiegt. Die Existenz dieser zusammenhängenden Ostmoräne ist früher von MAAS angezweifelt[2]) worden, aber zu Unrecht. MAAS hatte die Endmoränen der Tucheler Heide in einem über 100 km langen etwa ostwestlich verlaufenden Zuge bis Dramburg verfolgt und die Ansicht gewonnen, daß die Endmoränen unserer Gegend ganz allgemein ostwestliche Erstreckung hätten. DieseAnschauung ist, wie ein Blick auf die dieser Arbeit beigegebene Übersichtskarte lehrt, unhaltbar; die Endmoränenzüge verlaufen ganz anders und die Vorgänge der Abschmelznng des letzten Inlandeises in unserer Gegend sind, wie wir sehen werden, viel verwickelter als das früher angenommen worden war.

[1]) Dieses Jahrbuch für 1898.

[2]) Zeitschr. Deutsch. geol. Ges. Bd. 56, Berlin 1904, S. 41.

In der Literatur ist das in Rede stehende Gebiet bisher nur sehr spärlich behandelt worden. Keilhack hat 1898 auf seiner pommerschen Übersichtskarte den ersten Versuch einer geologischen Darstellung gegeben, nachdem er 1895[1]) bereits seine Begehung der Ostmoräne veröffentlicht hatte. Dann hat Maas in seiner Arbeit über Endmoränen in Westpreußen[2]) einen Endmoränenzug von Dramburg nach Osten verfolgt und einen Zug solcher Bildungen westlich von Schneidemühl bekanntgegeben. Mit seiner Darstellung der Endmoränen westlich von Gr. Wittenberg kann ich mich indessen nicht einverstanden erklären. Einige Oser bei Schönlanke wurden dann 1908 von mir beschrieben[3]) und ein Teil des südlich von Schönlanke auf Bl. Stieglitz belegenen Endmoränenzuges in demselben Jahre von Köhne aufgenommen und 1911 veröffentlicht[4]).

Dann hat Klautzsch 1910[5]) in einem Aufsatze über die Gegend von Arnswalde das Gebiet westlich von der Drage dargestellt und eine Übersichtskarte dazu gegeben; ein Vergleich dieser Karte mit der hier beigegebenen zeigt, daß die beiden Darstellungen sehr stark von einander abweichen. Insbesondere fehlen in der von Klautzsch gegebenen Karte die mächtigen Endmoränenzüge zwischen Woldenberg und Driesen, sowie die großen Oser bei Woldenberg, die sich bis in die Gegend von Arnswalde erstrecken, völlig, und auch im Texte wird nichts davon erwähnt.

Auf der 1913 erschienenen »Geologisch-morphologischen Wandkarte der Provinz Pommern« von Habermann, die auf der Keilhack'schen Übersichtskarte der Provinz Pommern fußt, aber leider mehrfach die neuere Literatur nicht berücksichtigt hat, sind in unserer Gegend die Nachträge vollständig erfolgt, so daß diese Karte alles zusammenfaßt, was darüber bis dahin bekannt geworden war.

[1]) Dieses Jahrbuch für 1893, S. 182ff.
[2]) Dieses Jahrbuch für 1900, S. 137.
[3]) Dieses Jahrbuch für 1908, S. 537.
[4]) Geol. Karte von Preußen usw. Lief. 159, Bl. Stieglitz.
[5]) Dieses Jahrbuch für 1910, S. 340ff.

Im Jahre 1911 begann ich mit der geologischen Aufnahme einer Lieferung, die die Blätter Filehne, Gr. Drensen, Eichberg und Kreuz umfaßt. Als ich die schon bei den ersten Begehungen von mir aufgefundenen Endmoränen bei Gr. Drensen weiter verfolgte, sah ich sehr bald, daß es, um in den geologischen Aufbau der Gegend tiefer einzudringen, unbedingt notwendig sei, die Endmoränen des ganzen Gebietes zwischen der Küddow und dem Odergletscher im Zusammenhange festzustellen. Erst im Herbst 1913 konnte ich indes die erforderlichen Begehungen im dienstlichen Auftrage ausführen und etwa 3 Wochen darauf verwenden. Die vorliegende Arbeit ist das Ergebnis dieser Untersuchungen.

Die beigegebene Karte im Maßstabe von 1 : 300000 ist nach Aufnahmen auf den Meßtischblättern von mir auf der topographischen Grundlage der vom Preuß. Generalstabe herausgegebenen Übersichtskarte von Mitteleuropa entworfen. Die Darstellung südlich der Netze beruht teilweise auf der von Jentzsch 1909 veröffentlichten »Geologischen Übersichtskarte der Gegend von Scharnikau«. Die Ostmoräne des Odergletschers ist zum Teil nach Keilhack und Klautzsch, zum Teil nach eigenen Aufnahmen dargestellt, der Endmoränenzug vom Gr. Lübbe-See bis Jastrow nach den Maas'schen Aufnahmen. Vom Alluvium und den Dünen sind nur die größten Flächen dargestellt worden.

Die Karte, die im einzelnen noch sehr verbesserungsbedürftig ist, erhebt natürlich nicht den Anspruch auf Detaildarstellung, sondern gibt im wesentlichen lediglich meine Auffassung der Verhältnisse. Eine Menge von Einzelheiten sind mir übrigens seit 1913 bekannt geworden, die die Karte in vielen Punkten abändern. Ich gebe nachfolgend die wichtigsten davon.

1. Die Endmoräne läuft bei Kriening im Bogen über Seegenfelde südlicher als dargestellt.
2. Bei Neu-Haferwiese verläuft der Hochflächenrand dicht an dem kleinen See entlang.
3. Neuhöfen bei Filehne liegt auf Talsand.
4. Es fehlen die Endmoränen westlich und südlich von Grabau bei Friedheim.

5. Endmoränen bei Neu-Wedell fehlen.
6. Bei Göhren liegt Höhe 102 noch in der Hochfläche.
7. Bei Hansfelde liegt ein Stauseebecken in der Hochfläche, südlich davon ist der Sander weiter westlich zu ziehen.
8. Der Os bei Kranzin ist nicht eingetragen.
9. Die Hochfllächen bei Balster, Alt-Körtnitz, Specht sdorf, Rohrwiese sind weiter auszudehnen, bei Crampe ist eine kleine Hochfläche nachzutragen.
10. Endmoräne nördlich von Alt-Körtnitz fehlt.
11. Die Endmoräne des Hohen Berges bei Alt-Lebehnke fehlt.

Erheblich erschwert wurden die Aufnahmen durch den Umstand, daß nördlich von 53° n. B. und östlich von 33° 30' ö. L. von Ferro keine neueren Meßtischblätter vorhanden sind und ich auf die alten ganz unzureichenden Aufnahmen aus den 70er Jahren des vorigen Jahrhunderts angewiesen war. Der Süden des dargestellten Gebietes wird größtenteils eingenommen von den großen Sanderflächen, die von JENTZSCH ursprünglich als Terrassen eines gewaltigen Netze-Warthe-Stausees aufgefaßt wurden, worin ich ihm zunächst gefolgt war. Meine Aufnahmen in der Filehner Gegend und eine Begehung, die von Herrn KEILHACK und mir gemeinsam im Herbste 1915 aufgeführt wurde, haben diese Verhältnisse nunmehr aufgeklärt. Es hat sich gezeigt, daß von einem einheitlichen Stausee nicht die Rede sein kann. Die Verhältnisse liegen viel verwickelter.

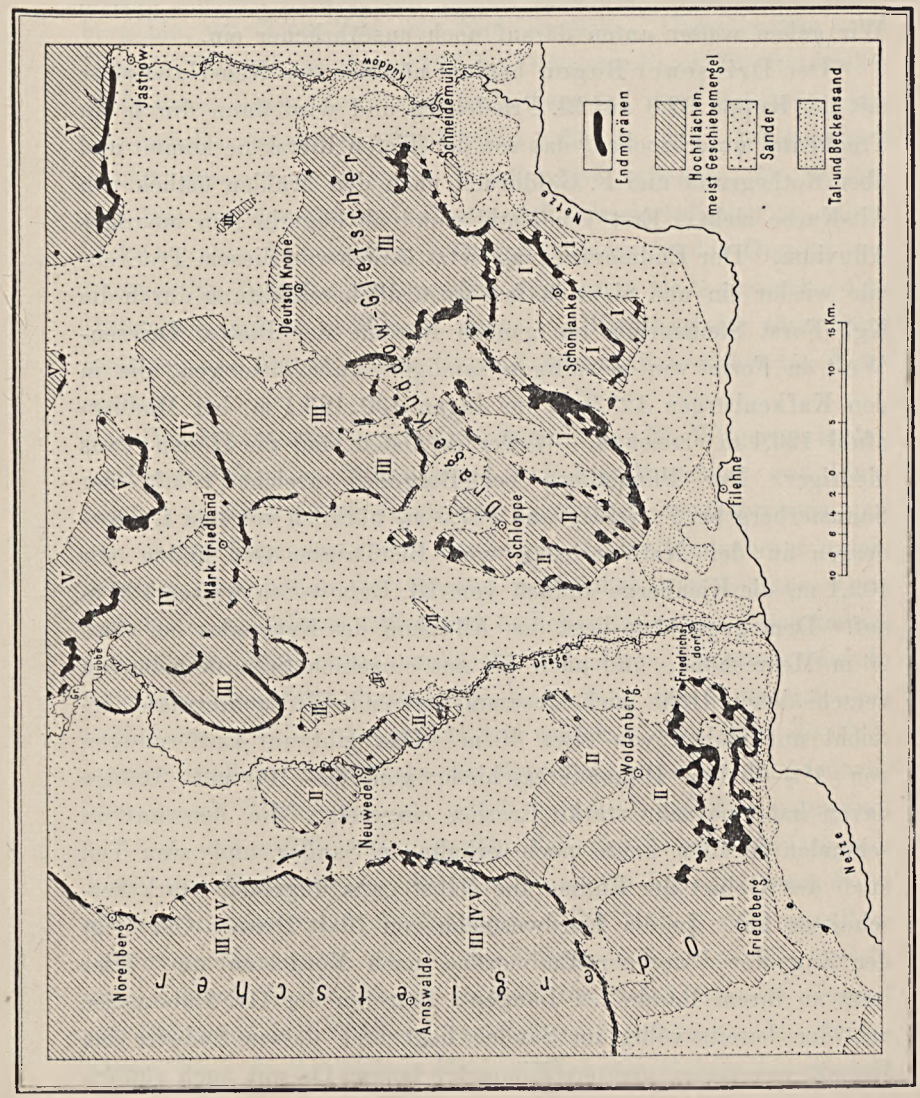
Die höchste Stufe des eigentlichen Zwischenstromlandes fällt von Osten nach Westen, sowie im Norden einer Mittellinie von Süden nach Norden, im Süden von Norden nach Süden und ist — abgesehen von den sehr stark verdünten Gebieten — eine echte Kesselebene[1]), ein Sander-Schuttkegel, der von Osten her aufgeschüttet worden ist, und zwar von den Endmoränen der Gegend westlich und südöstlich von Czarnikau, die dort z. T. fast nordsüdlichen Verlauf haben. Ein heute zerstörter Bogen wird durch den Verlauf des Lubascher Oses angedeutet, dessen ostwestliche Längserstreckung senkrecht zur Richtung der Endmoränen gestanden haben wird; die Stausee-

[1]) Den Ausdruck verdanke ich Herrn KEILHACK.

tone der Gegend zwischen Guhren und Müldingen sprechen gleichfalls dafür. Erhalten ist von diesen Endmoränen nur das eine Ansatzstück bei Cischkowo und das andere nordöstlich von Müldingen; alles andere ist entweder zerstört worden oder nicht entwickelt gewesen, wie das ja zuweilen vorkommt — ich verweise beispielshalber nur auf die fehlenden Endmoränen der Gegend östlich von Mohrin in der Neumark.

Die nächste Rückzugsstaffel des Eisrandes wird durch die »Netzemoränen« gekennzeichnet. So benenne ich jene Endmoränen unseres Gebietes, die das Netzetal nördlich begleiten und die, wie wir sehen werden, in der Entstehungsgeschichte des Netzetales eine wesentliche Rolle spielen. Die Bewegungsrichtung des Eises war in unserer Gegend damals allgemein etwa von Norden nach Süden gerichtet; so entstand der lange etwa westöstlich gerichtete Zug der Endmoränen, die das Netzetal nördlich begleiten. Sie zerfallen in drei heute von einander getrennte Abschnitte, westlich vom Dragetal, zwischen Drage- und Küddowtal und östlich vom Küddowtal. Westlich vom Dragetal sind es die gewaltigen Endmoränen, die das Waldgebirge — ich finde keinen bezeichnenderen Ausdruck — zwischen Woldenberg und Driesen erfüllen. Eine schmale langgestreckte Sanderfläche und der Pockrandter Os (bei Pockrandt's Teerofen) zerlegen sie in eine südliche Staffel, die ich als den Driesener Bogen bezeichnen will, und eine nördliche, die der Woldenberger Bogen heißen möge. Der Driesener Bogen ist westlich von Neu-Haferwiese fast völlig zerstört worden, doch konnten in den Talsanden bei Neu-Mecklenberg und Steinhöfel mächtige Blockpackungen aufgefunden werden, die den Bogen nach Südwesten weiterführen. Es kann wohl mit Sicherheit angenommen werden, daß die mächtigen Endmoränen der Gegend nördlich von Vietz, die bei Dühringshof am Talrande abbrechen, die Fortsetzung dieses Bogens bilden. Der Sander des Driesener Bogens ist östlich von Driesen in großen Flächen erhalten; westlich von dieser Stadt ist bis Alt-Karbe nur ein schmaler Streifen übrig geblieben. Zu den Terrassen haben die gewaltigen Moränen des Driesener Bogens heute keine Beziehung

mehr; östlich der Drage bis zum Küddowtal hin können wir aber einen engen zunächst räumlichen Verband feststellen. Von Selchowhammer nach Osten ab fehlt nach unserer Übersichtskarte anscheinend den Netzemoränen ein Sander. Das beigegebene Textkärtchen gibt hier die richtige Darstellung; die Terrassen sind eine Sander-



Übersichtskärtchen der Endmoränen des Oder- und des Drage-Küddow-Gletschers.
Die römischen Ziffern zeigen in ihrer Aufeinanderfolge die Stillstandlagen des Eisrandes an.

fläche, in die stellenweise Stufen eingeschnitten sind. Das Netzetal ist in seiner ursprünglichen Anlage die tiefste Rinne zwischen dem Sander des Zwischenstromlandes und dem von Norden aufgeschütteten Sander. Stellenweise und zeitweise mag das Tal von Norden her ganz zugeschüttet worden sein; dann bildeten sich ebene Talterrassen, die aber immer nur kurzen Bestand hatten. Wir gehen weiter unten darauf noch ausführlicher ein.

Der Driesener Bogen beginnt nördlich von Neu-Haferwiese mit der Kuppe 97,9 auf Bl. Friedeberg und wird dann durch ein Trockental unterbrochen, das von der Tiefen Rietzk herkommt und über Rothegrund und F. Goldbruch nach den Mühlen östlich von Alt-Karbe zieht. Erst von Rothegrund ab liegt in ihm mooriges Alluvium. Der Endmoränenzug setzt östlich von diesem Trockentale wieder ein und zieht in fast westöstlicher Richtung durch die Kgl. Forst Steinspring im ganzen Norden des Blattes Driesen-West in Form von gewaltigen sandigen Aufschüttungen, die in den Kafkenbergen 128,9 m, im Jagen 130 123,1 m, bei Modderpfuhl 126,1 m erreichen. Weiter im Osten sind die Höhen etwas niedriger. Der Pfingstberg bei Bergdorf erreicht 105,7, der Schusterberg bei F. Sehlsgrund 107,5 m, nördlich von den Lubowbergen in der Nordwestecke vom Bl. Driesen-Ost finden wir 109,1 m, die Kienberge südlich vom Kl. Lubow-See weisen 105 m auf. Dem gegenüber liegt das Alluvium des Netzetales bei etwa 26 m Meereshöhe, und auch die aus einzelnen Schuttkegeln von verschiedener Höhe sich zusammensetzende Talsandterrasse erreicht nur Höhen von etwa 40 m. Das gibt auf Entfernungen von $1^1/_2$—3 km Höhenunterschiede von 60—100 m. Infolge davon hat eine sehr starke Erosion eingesetzt, die den nur in schmalen Streifen heute noch erhaltenen Sander und zum Teil auch das Gebiet der Endmoräne selbst ganz ungemein stark zerschnitten hat. In der Nordwestecke von Blatt Driesen-Ost biegt der Zug der Driesener Endmoräne nach Nordosten um. Hier setzt an ihrem Rande bei Langen's Teerofen der Gr. Lubow-See an, der bereits völlig im Sander liegt und dessen Südufer bei Brandt von einem mehrere Kilometer langen Os mit auch südlich

gut entwickeltem Osgraben begleitet wird. Der Gr. Lubow-See ist also ein Os-See und seine Erhaltung im Sander der Ausfüllung der ursprünglichen Schmelzwasserrinne mit Eis zuzuschreiben. Nördlich vom Westende des Gr. Lubow-Sees biegt die Endmoräne nach Norden um und zieht über die Flötchenberge in schwachem Bogen nach den Räuberbergen bei Schüttenberg hin, wo dieser Zug sein Ende erreicht. Unterbrochen wird er in der Gegend von Jagen 137 der Driesener Forst (Bl. Friedrichsdorf) durch einen von Pockrandt's Teerofen her ziehenden fast ostwestlich gestreckten Sandrücken, der in den Ochsenbergen südlich davon noch mehrere Parallelzüge aufweist. Es handelt sich hier um eine Oslandschaft, d. h. um ein lediglich aus Osern und Osgräben bestehendes Geländestück, das in der Gegend von Pockrandt's Teerofen und westlich davon sein Ende erreicht. Der Höllenberg gehört wohl noch dazu; die Richtung der Oser steht senkrecht zu der in dieser Gegend fast südlich ziehenden Endmoräne.

Der Woldenberger Bogen beginnt auf Bl. Wugarten in den sandigen Höhen am Schaargrund zwischen Mansfelde und Lichtenow, er wird sofort durch das Trockental des Osgrabens und den darauf folgenden über 3 km langen Os der Lindenberge unterbrochen, der bis in die Gegend nordöstlich von Lichtenow zu verfolgen ist. Gleich östlich vom östlichen Osgraben dieses kammartigen die Endmoräne senkrecht auf deren Richtung durchsetzenden Oses folgt die massige Anhäufung von Aufschüttungen südlich von Pehlitz, die in 121,8 m gipfeln. Nun zieht die Endmoräne südlich vom Schlage-See über Dolgen auf Bl. Woldenberg über dessen Südteil hin, sie gipfelt hier in Jahn's Fenn-Berg mit 117,3 m und erfüllt einen großen Teil der Lauchstädt-Dolgener Forst, der Woldenberger Stadtforst und der Kgl. Driesener Forst mit ihren massigen Aufschüttungen. Die Höhen sind im allgemeinen nicht so groß wie die des Driesener Bogens. Ein modellartig schöner kleiner Bogen umzieht im Halbkreise die Gegend von Rohrsdorf und Eichberg von Krügersgrund bis zu den Fuchsbergen hin. In der kleinen Heide südlich von Mehrenthin erreicht

der Woldenberger Bogen sein Ende; ein schmaler Sander trennt ihn vom Driesener Bogen. Der von Norden kommende Sander, der den Driesener Bogen abschneidet, hat auch die Fortsetzung des Woldenberger Bogens zerstört. Sehr bemerkenswert ist die Gegend nordöstlich von Mehrenthin durch folgende Beobachtung. In der Gegend der Ziegelei besteht der Boden aus Geschiebemergel, das Gebiet ist ganz flachwellig und liegt bei 58,4—65 m. 800 m ostnordöstlich von der Ziegelei kommt man auf dem Landwege ganz plötzlich aus dem Geschiebemergel in den Sand des Sanders; dieser, dessen flache Ebene durch einen ziemlich steilen Anstieg gewonnen wird, liegt bei über 70 bis 72,5 m, also 7—10 m im Durchschnitt höher als das Geschiebemergelgebiet. Dies ist natürlich nur dadurch zu erklären, daß das Geschiebemergelgebiet durch Bedeckung mit totem Eise gegen die Unterschüttung durch die Sanderströme geschützt war. Dieselbe Erscheinung wiederholt sich mehrfach in dieser Gegend, so namentlich bei Bernsee, wo weite Strecken Geschiebemergel erheblich niedriger liegen als die angrenzenden Sanderflächen. Überhaupt liegt das ganze Gebiet südlich von Woldenberg in seiner Durchschnittserhebung von 65—70 m tiefer als das östlich anstoßende Sandergebiet. Dieses tote Woldenberger Eis war nun in der Gegend dieses Städtchens von erheblichen Spalten zerrissen, in denen sich Oser bildeten. Der Woldenberger Hauptos beginnt am Weinberg bei Wutzig, zieht dann in östlicher Richtung über den Sandhügel am »breiten Fließ« nördlich von Wutzig nach der »Kappe« und dann über die Eisenbahn bis nördlich von Woldenberg. Von hier ab setzt die Woldenberger Oslandschaft ein; dreifach zieht der Os nördlich vom Großen See, doppelt südlich davon. Selzow-See, Glambeck-See, Großer See, Wugow-See, Schützen-See sind sämtlich Osseen. Die Richtung dieser Oser steht fast westöstlich, die dem entsprechenden Endmoränen sind in der Gegend nördlich von der Linie Mehrenthin-Waldowshof zu suchen, wo sie die Fortsetzung des Woldenberger Bogens bildeten, heute aber völlig zerstört sind. Erst in der Gegend von Jägersburg und Regenthin sind Reste dieses Endmoränenbogens erhalten.

Die Fortsetzung des Driesener Bogens ist der Eichberger Bogen, der nach der etwa 13 km breiten Lücke, in der die Endmoränen heute nicht mehr vorhanden sind, in der Gegend von Selchowhammer einsetzt. Der Zug der hier durch den Drage-Sander zerstörten Netzemoränen muß etwa über Friedrichsdorf und Bhf. Jonnenbruch gegangen sein. Bei Selchowhammer setzt nun der Eichberger Bogen ein. Er wird sehr bald östlich bei Selchowhammer durch die Eichberger Oslandschaft unterbrochen[1]), in der die ganze Gestaltung des Geländes durch vier neben einander sich aufbauende Oser und die dazwischen liegenden Osgräben bedingt wird, die sämtlich in ihrer Längsrichtung senkrecht auf der Richtung der Endmoränen stehen. Zwei Schuttkegel der Oser, ein älterer nur zum Teil erhaltener, der einer höheren Talstufe angehört, und ein jüngerer fast ganz erhaltener schließen sich dem Südende der Oslandschaft an. Der jüngere ist der tiefsten Talsandstufe aufgesetzt und beweist dadurch wiederum, daß noch zur Zeit der Bildung der jüngsten Diluvialstufe die Hochfläche mit totem Eise bedeckt war.

Östlich von der Oslandschaft setzt die Endmoräne im Hexenberge und Schloßberge bei Eichberg (Bl. Eichberg) wieder ein (auf der Karte durch ein Versehen des Zeichners als Os dargestellt, einige kleine Endmoränen einer jüngeren Staffel fehlen hier, wie auch ein kleiner Doppelos nordwestlich von Selchowhammer und ein anderer nördlich vom Hexenberge). Die Endmoräne umgibt das Dorf Eichberg in schönem Bogen, zieht dann fast unmittelbar aus den Terrassen herauswachsend über Gr. Drensen (Bl. Gr. Drensen) in Form von gewaltigen Aufschüttungen bis in die Gegend westlich von Gornitz. Hier setzt ein neuer, der Stieglitzer Bogen an, der bei Gornitz durch den Gornitzer Os durchbrochen wird[2]) und über die Gegend von Stieglitz (Bl. Stieglitz) nach Schönlanke und nordöstlich weiter zieht; eine kleine Vorstaffel

[1]) Vergl. den Bericht über meine Aufnahmen auf Bl. Eichberg, dieses Jahrbuch für 1914, Bd. XXXV, T. II, S. 634ff.

[2]) Vergl. meinen Aufsatz über Oser bei Schönlanke, dieses Jahrbuch für 1908, T. 1, S. 532ff.

begleitet ihn auf Bl. Stieglitz südlich. Zu diesem Bogen gehören die in der oben erwähnten Arbeit beschriebenen vier im Sander liegenden Oser, der Gornitzer, Teerofener, Straduhner und Zaskerhütter Os, denen sich weiter östlich noch zwei kurze Paralleloser anreihen. Von diesen beginnt der Karlshorster Os (Bl. Radolin) an der Südwestecke des Karlshorster Waldes und zieht von hier $1^1/_2$ km nach Süden, um nach einiger Unterbrechung südlich vom Niekosker Mühlenfließ wieder einzusetzen. In südwestlicher Richtung zieht er von hier weiter und endigt am Zasker See. Der andere, der Lemnitzer Os, ist nur $1^1/_2$ km lang; er beginnt 1 km südwestlich von Lemnitz (auf Bl. Radolin) mit der Höhe 98,1 und zieht von hier in fast südlicher Richtung östlich am Lemnitzer Khf. vorbei; er endigt nördlich vom Buckow-Fließ.

Die kleine Hochfläche von Behle läßt am Südrande Endmoränen vermissen, hier sind sie durch Erosion zerstört worden. In demselben örtlichen Verhältnis wie der Woldenberger Bogen zum Driesener Bogen steht die mächtige Klein-Drensener Endmoräne zu der Stieglitzer; an beiden Stellen haben die nördlichen Staffeln nur verhältnismäßig kleine Sander gebildet. Die Klein-Drensener Endmoräne hat ihre Hauptentwicklung auf Bl. Kl. Drensen; sie besteht aus mächtigen Sandaufschüttungen und erreicht im Hasenberg 123,9 m, im Schottenberg und Grünen Berg je 112 m, in einer unbenannten Höhe westlich vom Springbruch 137 m und nördlich davon im Jagen 52 der Schlopper Forst sogar 137,8 m. Nach kurzer Unterbrechung beginnt dann in der Gegend des Buko-Fließes (Bl. Schönlanke und Arnsfelde) die Endmoräne wieder und zieht im Niekosker Bogen über Niekosken und die Karlshorster Forst nach Lemnitz zu (Bl. Radolin und Gr. Wittenberg) und weiter nach Osten, bis sie bei der Kapper Neumühle vom Tale des Lemnitzer Fließes unterbrochen wird. Die größten Erhebungen erreichen in diesem Zuge 120,62 m beim Kirchhof von Niekosken und 112,55 m in der Nordwestecke der Karlshorster Forst, die relativen Erhebungen sind also geringer als im Drensener Bogen.

Östlich vom Lemnitzer Fließ beginnt nun der Wittenberger

Bogen, der überall den Rand der Hochfläche gegen den südlich davon belegenen Sander einnimmt und sich in scharf ausgeprägten sandigen und kiesigen Erhebungen von Kappe über die Höhe 117 m zwischen Arnsmühl und Kegelsmühl (Bl. Gr. Wittenberg) südlich vom Krummfließ und Gr. Wittenberg bis in die Gegend vom Hasenberg hinzieht. Die räumlich sich dann anschließenden gewaltigen Endmoränen der Hundeberge, Springberge (161,3 m) usw. zwischen Springberg, Hasenberg, Gr. und Kl. Wittenberg, die im Dombrowaberge mit 207 m gipfeln, gehören wohl noch zu diesem Bogen und stellen nur eine etwas rückwärts liegende Staffel dar. Ihr Sander liegt nämlich von Kalthöfen bis Neufier (Bl. Schneidemühl) in derselben Höhenlage wie der Sander des Wittenberger Bogens und wird durch denselben von einem jüngeren Sander geschaffenen Erosionsrand wie dieser im Osten abgeschnitten.

Auf der Geschiebemergelhochfläche von Klappstein habe ich Andeutungen von Endmoränen nicht auffinden können; dennoch deutet die Endmoräne des Weberberges bei der Obermühle am Lemnitzer Fließ (etwa 1 km westlich von Gut Lemnitztal auf Bl. Gr. Wittenberg) wohl darauf hin, daß von hier aus eine Endmoräne sich ehemals südlich von der Klappsteiner Hochfläche nach Osten erstreckt hat.

Die 12 km breite Unterbrechung der Endmoräne durch den Küddow-Sander und das Küddowtal bei Schneidemühl verhält sich vollkommen analog zu der durch den Drage-Sander bei Friedrichsdorf. Östlich von ihr beginnen die Netzemoränen wieder mit dem bewaldeten Hügel am Schafstall westlich von Liebenthal (Bl. Morzewo) — Liebenthaler Staffel —, ziehen dann südlich von Morzewo weiter und erreichen hier nur 300 m vom Netzetal die Höhe von 141,07 m, während die Talfläche bei 50—55 m liegt.

Eine etwas jüngere Staffel (Erpeler Staffel) wird angedeutet durch die Höhen südwestlich von Stüsselsdorf an der Schneidemühler Chaussee und durch den Töpferberg im Jagen 79 der Kgl. Forst Selgenau (Bl. Schmilau), von hier zieht sie am Westende des Kops-Sees über die Höhe 116,51 bei Erpel nach SO.

Der Kops-See ist wieder ein Os-See, er wird am Nordufer von einem gut ausgebildeten Wallberge begleitet; die eigentümliche Art des Aufbaues der Endmoräne an seinem Westende deutet wohl auf eine Bildung an einem Eistore hin. Bei Rzadkowo vereinigen sich die beiden Züge der Endmoräne und erreichen in den Rzadkowoer Bergen Höhen bis zu 186,6 m. Diese gehören bereits zum Friedheimer Bogen, der sich von den Rzadkowoer Bergen über Friedheim weiter östlich bis nach Weißenhöhe erstreckt und nordöstlich davon in den Bergen westlich bei Miczychowko sein Ende erreicht. Nach einer Unterbrechung von etwa 4 km Breite beginnt dann südlich von Koiztowo der Wirsitzer Bogen, der sich fast in Form eines Viertelkreises von dort bis in die Gegend von Netzthal erstreckt. Die Endmoränen erreichen hier in ihren massigen Aufschüttungen Höhen bis zu 198 m. Eine Nachstaffel des Friedheimer Bogens — die Grabauer Staffel — wird in der Gegend dieses Dorfes gekennzeichnet durch die Höhen westlich davon beim Vorwerk Charlottenhof, nördlich von der Schneidemühler Chaussee, durch den Hünenberg südlich von Grabau und die Höhen des Kaiserswalder Forstreviers östlich davon. Bis auf die letzteren sind sie in die Karte versehentlich nicht eingetragen worden; bei Wirsitz enden meine Untersuchungen vorläufig. Hier treten die obersten Terrassen fast unmittelbar an die Netzemoränen heran und es wird dadurch die Vermutung nahe gelegt, daß wir es auch in diesen Stufen ursprünglich mit Sanderflächen zu tun haben. Das ganze Netzetal ist vermutlich von den Driesener Moränen her einmal oder öfter völlig zugeschüttet worden; in solchen wohl rasch vorübergehenden Zeiten bildeten sich dann oberhalb der Zuschüttung Stauseen, die heute durch ihre horizontalen Terrassen bezeichnet werden. Unterstützt wird diese Annahme von folgenden Tatsachen. Die sich entsprechenden höchsten Terrassen liegen auf den Blättern Gr. Drensen und Filehne so, daß nach dem Netzetal zu immer tiefere Stufen einsetzen. Ferner ist in diesen beiden Stufen, besonders auch in der südlichen, die Erscheinung der Eiskessel sehr verbreitet. In der ebenen oder schwach gewellten Sandfläche tritt unver-

mittelt und plötzlich ein tiefer steilwandiger, meist langgestreckter Kessel auf, ohne Zu- und Abfluß; meist liegen mehrere derartige Bildungen in unmittelbarer Nachbarschaft nebeneinander. Eine Erklärung der Entstehung dieser Bildungen ohne Zuhilfenahme von Eismassen, die die Sandbeschüttung an den betreffenden Stellen verhindert haben und deren Abschmelzen schließlich die Vertiefung erzeugt hat, ist kaum denkbar; und solche Eiskessel sind in Sandern eine sehr verbreitete Erscheinung. Sehr häufig beobachtet man, daß solche Eiskessel, deren reichliches Vorhandensein die Bezeichnung »Kesselebene« (»pitted plain« der Amerikaner) für solche Flächen rechtfertigt, reihenweise in der Richtung des Gefälles angeordnet sind. Zur Erklärung dieser Beobachtung kann man den isländischen »jökul hlaup« heranziehen. Bei einem solchen durch vulkanische Vorgänge erzeugten Gletscherausbruch werden die herausgeschwemmten Eismassen sich im großen ganzen reihenweise anordnen müssen. Nun ist ja freilich im norddeutschen Flachlande keine Rede von solchen ungeheuren Vorgängen; man kann aber sehr wohl annehmen, daß bei sehr starker Abschmelzung plötzliche Ausbrüche mit Abschwemmung größerer Eismassen stattgefunden haben können, wodurch sowohl die Kessel als ihre besondere Anordnung ihre Erklärung finden würden. Nur in der Nähe des Eisrandes können aber derartige Gebilde entstehen; eine nachträgliche Bildung von solchen Kesseln in einem Stausee erscheint ausgeschlossen. Man kann aus der guten Erhaltung der Eiskessel sogar den Schluß ziehen, daß der Stausee nur verhältnismäßig sehr kurze Zeit bestanden haben kann, wenigstens in der Spiegellage der Terrassen, in denen die Eiskessel sich vorfinden. Die tieferen Terrassen weisen nämlich derartige Erscheinungen nicht auf. Unter Berücksichtigung aller dieser Umstände wird man die Annahme, daß die ursprüngliche Anlage des Netzetales aus einer Reihe von Sanderflächen bestand, kaum von der Hand weisen können.

Von der Enge von Usch ab treten die Netze-Moränen ohne jede Sanderfläche bis in die Wirsitzer Gegend fast überall dicht an den Talrand heran. Die am Nordrande erhaltenen schmalen

Terrassenstreifen bei Hoffmannsthal und Netzthal sind Flußterrassen und liegen erheblich niedriger als die höheren Stufen westlich von der Uscher Enge. Am südlichen Talrande sind östlich von der Uscher Enge breite Terrassenflächen erhalten, die auf unserer Karte nicht mehr dargestellt sind; auch ihre Höhenlage ist niedriger als die der höheren Stufen westlich von der Uscher Enge. Es liegt die Auffassung nahe, daß es sich hier um in Terrassen abgestufte Bildungen eines Stausees handelt, doch läßt sich die Frage bei dem Fehlen von genügenden Karten bis östlich von Nakel vorläufig nicht entscheiden. Die Frage ist früher einmal Gegenstand einer heftigen Polemik zwischen Keilhack und Maas gewesen. Das heutige Fehlen von Sanderflächen in diesem Stücke der Netzemoränen läßt es anderseits nicht unwahrscheinlich erscheinen, daß auch hier die ehemaligen Sander in den heutigen Terrassen versteckt sind. Die ehemalige Existenz von Sanderflächen hier ganz verneinen zu wollen, dürfte kaum angehen. Es ist höchst unwahrscheinlich, daß so gewaltige Bildungen, wie es die Netzemoränen in diesem Abschnitte sind, keine Sander gebildet haben sollten.

Demgemäß ergibt sich folgendes Bild für die Entstehungsweise des Netzetales in unserem Gebiete:

Ein Zug von mächtigen Endmoränen, dessen Reste als die Netzemoränen uns erhalten sind, entsteht am damaligen Rande des bewegten Eises[1]).

Vor diesen Endmoränen werden Sander aufgeschüttet, die in breiterem oder schmalerem Zuge die Moränen begleiten. Mächtig breit werden diese Sanderflächen westlich von der Uscher Enge, vergleichsweise schmal sind sie östlich davon; in der Enge selber reichte vielleicht über das heutige Tal eine Eisbrücke zu dem toten Eise der Uscher Hochfläche herüber. Es fehlen in der Uscher Enge die höheren Terrassen[2]); westlich davon liegen die

[1]) Ich sage ausdrücklich: des bewegten; denn südlich von diesem Rande lagen damals noch weite Flächen toten Eises, deren Schmelzwasser bei der Ausgestaltung der heutigen Oberfläche wesentlich mitgewirkt haben.

[2]) Man vergleiche hier Keilhack's Geologisch-morphologische Übersichtskarte der Provinz Pommern.

zu unserem System der Endmoränen gehörigen Stufen von 75 bis 80 m abwärts; östlich davon waren bisher nur Stufen von 65 bis 70 m bekannt. Diese Terrassen würden also erst einer jüngeren Stufe der westlich von der Enge liegenden entsprechen, etwa der 60 m-Stufe. Nun setzt sich die Kolmarer Endmoräne, die seinerzeit von CRAMER aufgenommen ist, zwar nach Osten fort, es liegt aber zwischen ihr und dieser Fortsetzung auf Bl. Margonin eine über $^1/_2$ Blatt breite Lücke, die von fast ebenen Sanden ausgefüllt ist. Diese Sandflächen setzen sich auf den Blättern Samotschin, Jactorowo, Gromaden nach Osten fort und bleiben hier nördlich von der Kolmarer Endmoränenstaffel bei einer Höhenlage von etwa 90 m, während sie auf Bl. Kolmar in die Sander- und Talsandflächen südlich von dieser Staffel übergehen, die ihre Entwässerung nach Süden durch das Urstromtal der Flinta gefunden haben.

Der Abfluß der Wasser im Netzetale westlich der Uscher Enge erfolgte so, daß sie die Rinne benutzten, die zwischen den von Norden aufgeschütteten Sanderflächen und dem von Ost nach West früher schon aufgeschütteten langen Schuttkegel des Zwischenstromlandes sich bildete. Der Abfluß dieser Rinne wird vom Driesener Endmoränenbogen her — vielleicht auch anderswo — zuweilen verschüttet, es entstehen dadurch Stauseen, die indes nur eine kurze Lebensdauer haben. Eine teilweise Zerstörung der Sanderfläche erfolgt dadurch. Bei Wiederöffnung des Abflusses entstehen Flußterrassen, die in die Stauseeterrassen eingeschnitten sind. Schließlich wird durch Tieferlegen der Erosionsbasis das Netzetal bis zu den heutigen Steilrändern ausgeräumt; Schuttkegel werden von Norden her mehrfach in das Tal hineingeschüttet, so nördlich von Filehne, zwischen Driesen und Zantoch und anderwärts.

Die beiden Unterbrechungen an den Netzemoränen an der Drage und der Küddow haben dieselbe Veranlassung: in beiden Fällen liegt zweifellos eine Zerstörung erheblicher Endmoränenstücke vor, die ihre schließliche Ursache in einer örtlichen Änderung der Bewegungsrichtung des Eises besaß. Diese war ursprünglich, wie die Gesamtrichtung der Netzemoränen beweist,

fast nordsüdlich. In der Gegend des heutigen Drageunterlaufes bildete sich eine Änderung heraus, die dahin führte, daß westlich der Drage die Bewegung westöstlich, östlich davon ostwestlich wurde. Den Beweis dafür gibt die Richtung der jüngeren Endmoräne. Der Driesener Bogen geht, wie wir oben gesehen haben, nördlich vom Großen Lubow-See in eine fast nordsüdliche Richtung über, die Fortsetzung des Woldenberger Bogens bilden nach erheblicher Lücke die Endmoränen bei Regenthin, deren nördliche Fortsetzung erst wieder der Fürstenauer Bogen südlich von Neuwedell bildet. Die Endmoräne verläuft hier von Friedenau nördlich von Zatten nach der Ostseite der hier erhaltenen Hochflächeninsel im Bogen westlich von Mienken nach Neuwedell zu. Hier unterbricht die Rinne des Großen und Ruden-Sees die Moräne; nördlich davon beginnt ein neuer, wieder nur zum Teil erhaltener Bogen, der Neuwedeller, der vom Silberberg nördlich von der Stadt (121,6 m) am Rande des Dragetales entlangzieht. Er ist bis südlich von Röstenberg zu verfolgen, die Höhe 101,1 nördlich von diesem Orte an der NW.-Ecke des Ankrow-Sees gehört wohl auch noch dazu (fehlt auf der Karte).

Die Entstehung dieser Endmoräne ist wie gesagt nur dadurch verständlich, daß die Eisbewegung in dem Teile des Eislappens westlich der Drage westöstlich wurde. Östlich der Drage fand das Umgekehrte statt: Hier wurde die Bewegung des Eises ostwestlich und es entstand die Gegenmoräne zur Ostmoräne des Odergletschers.

Dieser ganze nordsüdlich gerichtete Zug der Endmoränen bildet die Ostgrenze des ältesten Odergletschers und eine Vorstaffel von dessen Hauptendmoräne. Die Gegenmoräne verläuft auf der Ostseite des Dragetales ebenfalls in südnördlicher Richtung. Vom Blatte Eichberg zieht sie sich im Schlopper Bogen am Rande der Hochflächen über die Selchower Abbaue (Bl. Schloppe), den Fuchsberg, die Höhen am Süd- und Ostrande des Gr. Zützer Sees und ist über die Schönower Abbaue zwischen Dolgen-See und Großen See nach Gollin (Bl. Tütz) zu verfolgen, wo sie in den massigen Aufschüttungen der Höhen östlich von Birkholz 131,3 m

erreicht. Eine etwas östlichere Nachstaffel auf Bl. Schloppe reicht vom Hausberge südöstlich von Schönow über den Plötzen-See und Schulz-See bis in die Gegend der Selchower Abbaue. Nach kurzer Unterbrechung durch einen jüngeren Sander, der die älteren Sanderflächen in ziemlich steilem Rande abschneidet, ist die Hauptstaffel dann bei Marthe wieder zu beobachten, hier bis 118,8 m aufsteigend. Die Endmoränen bei Marthe, vielleicht auch schon die Golliner, haben ursprünglich wohl eine Fortsetzung nach Nordwesten gehabt, die sie über die kleinen Hochflächenstücke bei Bußberg und östlich von Mienken mit der Staffel am Westrande der kleinen Denziger Hochfläche verband, dafür spricht die Erhaltung kleiner älterer Sanderflächen bei Marthe. Doch läßt sich natürlich etwas Sicheres bei der sehr starken Zerstörung dieser Endmoräne nicht aussprechen. Ob die kleinen Endmoränen nördlich von Tütz an der Lubsdorfer Chaussee (Bl. Tütz und Marzdorf) zur Hauptstaffel oder einer jüngeren gehören, muß vorläufig dahingestellt bleiben; die Endmoränen von Knakendorf (Bl. Spechtsdorf) bei Vw. Mariental aber (Heidberg, Spitzberg, Fichtberg, Buchweitzberg und Höhe 122,7 am Ostrande des Blattes) gehören zur Hauptstaffel. Diese — hier als Spechtsdorfer Endmoräne zu bezeichnen — läßt sich in der alten Richtung über die Höhen 123 und 138,7 in der Südostecke von Bl. Märkisch-Friedland noch bis in die Gegend von Henkendorf verfolgen; hier setzt ein neuer Bogen in ganz veränderter Richtung ein. Von hier bis Callies reicht die Märkisch-Friedländer Endmoräne, sie ist wie die Netzemoränen, wieder fast ostwestlich gestreckt und bildet die Nordgrenze der ersten Ausschmelzung, durch die in seiner ersten Anlage der Odergletscher entstand. Den großen recht gut individualisierten Eislappen östlich der Drage, dessen Begrenzung nach der ersten Ausschmelzung von Henzendorf über Selchowhammer und Schönlanke bis in die Gegend nördlich von Schneidemühl reichte, wollen wir als den Drage-Küddow-Gletscher bezeichnen; ob östlich von der Küddow ein ähnlicher Eislappen bestanden hat, muß vorläufig unentschieden bleiben, da die Verhältnisse hier noch viel zu wenig geklärt sind, um darüber ur-

teilen zu können. Die Märkisch-Friedländer Endmoräne zerfällt in mehrere Abschnitte. Der östliche reicht von Henkendorf bis zum Königssee westlich vom Gute Wilhelmshof (Bl. Märkisch-Friedland), wo die Endmoräne durch ein breites vom Gr. Lübbe-See kommendes Tal unterbrochen wird. Der zweite Abschnitt beginnt am Westrande dieses Tales östlich von Alt-Lobitz und zieht von dort in eine Nachstaffel nach W. bis in die Gegend von Callies. Der dritte Abschnitt bildet in der Hauptstaffel südöstlich von Callies einen schön ausgebildeten Bogen; eine Vorstaffel ist auf der Westseite der kleinen inselartigen Denziger Hochfläche (Bl. Callies) südwestlich von Callies zu beobachten. Die Fortsetzung und den Abschluß dieser Vorstaffel bildet wohl die Endmoräne bei Ankrow. Hier nähern sich die östlichen Endmoränen denen des Odergletschers am meisten, hier wird also auch die älteste Drage-Ausschmelzung zu suchen sein, wenngleich die heutige Drage am Westrande der Fürstenauer Hochfläche entlang fließt. Das Tal auf der Ostseite dieser Hochfläche ist viel besser entwickelt als das heutige schmale Dragetal auf der Westseite, die Umleitung ist also sicher viel später erfolgt. Die kleinen inselartigen Hochflächen östlich von Mienken und westlich von Grüneberg deuten wohl einen alten Zusammenhang der Denziger mit der Golliner Hochfläche an; zwischen je zwei Tälern ist ein solcher Hochflächenrest der Sandererosion entgangen. Zu der bei Callies beginnenden, im Callieser Bogen bis zum Großen Lübbe-See sich hinziehenden Endmoräne habe ich ein westliches älteres Gegenstück bisher nicht gefunden; erst die jüngere Ostmoräne des Odergletschers scheint hier die Gegenmoräne zu bilden. Dementsprechend würde der Callieser Bogen jünger sein als der Schlopper Bogen; es sieht also so aus, als ob die Märkisch-Friedländer Endmoräne die erweiterte erste Drage-Ausschmelzung im Norden abschließt.

Die weitere Abschmelzung des Eises erfolgte nun östlich und westlich der Drage in ganz verschiedener Weise. Im Westen weicht der Eisrand bis zur Hauptmoräne des Odergletschers zurück, eine Zwischenstaffel zwischen der geschilderten Endmoräne und

der Hauptendmoräne ist nicht zu beobachten. Der Drage-Küddow-Gletscher aber schmilzt in ganz andrer Weise zurück; hier sind nicht weniger als 4 Rückzugsstaffeln zu beobachten in einer Zeit, während deren der Eisrand des Odergletschers stehen bleibt. Die Hauptmoräne des Odergletschers läuft östlich der Oder von Zehden über Mohrin, Staffelde, Berlinchen, Schwachenwalde, Nörenberg nach Dramburg, hier suche ich die Fortsetzung der Hauptstaffel zunächst in der riesigen von Maas beschriebenen Endmoräne, die von Dramburg nach OSO. und O. über Virchow und Zastrow verläuft, von der dieser Teil auf unserer Karte angegeben ist. Der Odergletscher bestand also noch, als der Drage-Küddow-Gletscher den Zusammenhang mit dem Haupteise schon verloren hatte und nur noch als totes Eis vorhanden war. Seinen Grund hatte dieses Verhalten vermutlich in der größeren Mächtigkeit des Eises beim Odergletscher und das hing vielleicht mit dem Umstande zusammen, daß die im Osten vorliegende Aufwölbung des baltischen Höhenrückens der Ernährung des Eises hier Hindernisse bereitete, die in der Senke des Odergletschers nicht in der Weise vorlagen.

Die toten Eismassen des Vorlandes am Odergletscher waren so mächtig, daß sie, wie wir oben gesehen haben, die Beschüttung ihrer Hochflächen mit den Sandmassen des Sanders verhinderten und daß in ihren Spalten gewaltige Oser sich bildeten. Von diesen sind die auf das Vorland beschränkten oben schon erwähnt worden; der größte von ihnen reicht aber durch die Hauptmoräne des Odergletschers bis in das Hinterland hinein. Es ist der Marienwalder Os, der von Hitzdorf aus in zusammenhängendem Zuge nach SO. zieht. Er läuft hier zum Teil in mehrfachem Zuge am Boviser und Bückow-See, Cossin-See und Staritz-See entlang (Bl. Schwachenwalde), die also sämtlich als Osseen zu verstehen sind, und bildet dann von Marienwalde (Bl. Bernsee) ab den langen Rücken, auf dem dieses Dorf und das Dorf Diebelbruch z. T. liegen. Die Kranichswiese unterbricht ihn; südlich davon setzt er gleich wieder ein und zieht dann als »Langer Berg« bis an den Gutshof von Gramsfelde (Bl. Woldenberg). Hier setzt er

auf einige hundert Meter aus und zieht dann in scharfem Knick in der Richtung nach NNO. zum Kleinen Schlage-See (Bl. Bernsee) bei Lämmersdorf, an dessen Rinne er endigt. Das ganze Gelände, durch das dieser Os auf dem Blatte Bernsee zieht, und das großenteils aus Geschiebemergelflächen besteht, liegt mit durchschnittlich 64—74 m erheblich niedriger als der Sander, der nördlich unmittelbar daran grenzt und eine Höhenlage von 78—85 m im Durchschnitt besitzt. Die Grenze ist fast überall als scharfer Absatz im Gelände zu erkennen, sie zieht auf dem genannten Blatte von Lämmersdorf über Bernsee nach der Försterei Rohrbruch und verschwindet erst in der Gegend 2 km südöstlich von Plagow auf Bl. Schwachenwalde.

Westlich von Hitzdorf liegen bei Kranzin Wallberge eines Oses (auf der Karte nicht dargestellt), der seine Fortsetzung südlich von Sammenthin (Bl. Arnswalde) hat. Mit dem Marienwalder Os hängt dieser Os, der sich noch weit nach NW. über die Kartengrenze hinaus verfolgen läßt, nicht zusammen; es ist eine ganz andere Osrinne, um die es sich hier handelt. Dagegen liegen zwischen Arnswalde und Hitzdorf noch vereinzelte Wallberge, die in die Fortsetzung des Marienwalder Oses gehören. Ein anderer kleinerer Os endigt westlich von Rohrbeck in der Endmoräne, und östlich von Cölpin liegt zwischen der Bahnstation und Mürbenfelde ein Os im Sander. Weiter nördlich treten in der Jacobshagener Gegend die Oser zahlreich auf, hier zum Teil schon lange bekannt. Diese Erscheinungen sprechen für große Mächtigkeiten des toten Eises, dementsprechend gewaltig muß die Mächtigkeit des bewegten Eises gewesen sein.

Dem großen Reichtum an Osern der Flächen des Odergletschers hat die Fläche des Drage-Küddowgletschers nur wenig entgegen zu setzen. Außer den schon erwähnten Osern der Gegend von Selchowhammer und von Schönlanke habe ich hier nur den Schlopper Os und den Deutsch-Kroner Os sowie eine kleine Oslandschaft südlich von Arnfelde aufgefunden. Die geringere Mächtigkeit des Eises war die Ursache dieser Armut an Osern.

Die Rückschmelzung des Drage-Küddowgletschers vollzog

sich, wie gesagt, in einer Reihe Staffeln in der Weise, daß der Westrand zunächst stehen bleibt, während der Ostrand weiter zurückgeht. So sehen wir drei schmale Sander, die einander parallel sind und von NO. nach SW. ihre Längserstreckung haben, von Ost nach West aufeinanderfolgen, der erstere südöstlich von Schönlanke, der zweite von Zaskerhütte bis Gornitz, der dritte von Eichfier bis Hansfelde sich hinziehend. (Der Sander erstreckt sich etwas weiter als auf der Karte angegeben.) Die beiden ersten gehören noch zu Netzemoränen, da wir ja den Drensener Bogen mit dem Woldenberger parallelisieren. Der dritte löst aber bereits den größten Teil des Schlopper Bogens ab, die neue Endmoräne verläuft aus der Gegend von Hansfelde (Bl. Schloppe) (wo einige Endmoränenpunkte auf der Karte fehlen und hinter der Endmoräne ein hier nicht dargestelltes, heute trocknes Staubecken von $2^1/_2$ km Länge sich befindet) über Drahnow und Jagolitz (Bl. Kl. Drensen) nach NNO. Sie verläuft dann westlich von Eichfier (Bl. Ruschendorf) am Ostrande der kgl. Forst Schloppe, wird südöstlich von Mellentin durch den Schlopper Os unterbrochen und zieht sich dann in den Bergen um den Kanel-See weiter nach NO., hier Höhen von 125, 135, 142,6 m erreichend. An dieser Stelle liegen in den Endmoränen starke Blockpackungen, die oberflächlich von 2—3 m Sand überschüttet sind, darunter aber eine Mächtigkeit von mehreren Metern erreichen, sie werden durch den Kreis Deutsch-Krone abgebaut. Die Endmoränen erstrecken sich hier noch in die Marzdorfer Forst hinein und brechen dann ab. Der eben erwähnte Schlopper Os beginnt in der Gegend von Schloppe am Südufer des Großen Teiches und zieht von hier in Form von einzelnen Wallbergen stets im Tale oder am Talrande des Desselfließes nach O. und NO. über die Blätter Schloppe, Kl. Drensen, Ruschendorf. Beim Gute Eichfiermühle zerschlägt er sich in mehrere Paralleloser, bildet hier also eine Oslandschaft und hört mit dieser an den Mellentiner Abbauen in der Lücke der Endmoräne auf. Das Gefälle des Osgrabens hat sich anscheinend später umgekehrt.

Die nächste Endmoränenstaffel verläuft in zwei Bogen,

dem Tützer Bogen und dem Deutsch-Kroner Bogen. Die Südhälfte der Westmoräne hat nun ihre Rolle ausgespielt, die Nordhälfte aber von Tütz ab bezeichnet weiter den Westrand des stark zurückgeschmolzenen Drage-Küddow-Gletschers. Der Südrand des Tützer Eislappens wird durch eine Endmoräne bezeichnet, die an der Schlopper Chaussee südlich bei Tütz (Bl. Tütz) beginnt und sich von hier am Rande der Tützer Hochfläche zunächst nach Südosten erstreckt. Sie geht dann bald auf Bl. Ruschendorf über und nimmt hier eine mehr östliche Richtung an, die sie bis zum Dorfe Ruschendorf beibehält. Hier wendet sie sich wieder nach Nordosten und bleibt bis Neu-Preußendorf immer in der Nähe der Deutsch-Kroner Chaussee. Bei Preußendorf setzt eine kleine Nachstaffel an, die von Labsdorf und Emilienthal (Bl. Marzdorf) her über Harmelsdorf und die Gallberge zum Freuden- und Drei-Ruthenberge sich hinzieht. Der kleine Sander der Strauchheide südwestlich von den Gallbergen verdankt dieser Staffel seine Entstehung.

Am Kl. Drensen- und Nakel-See (Bl. Deutsch-Krone) unterbricht eine Schmelzwasserrinne, in die der schöne Deutsch-Kroner Os ausläuft, die Endmoräne. Hier setzt der Deutsch-Kroner Bogen an, eine mächtige Endmoräne, die die große Deutsch-Kroner Hochfläche im Westen begrenzt und einen ausgedehnten Sander geschaffen hat, dessen jüngste Abflußrinne das Trockental des Lemnitzer Fließes bildet. Die Endmoräne beginnt südlich von der Westspitze des Dyck-Sees (Bl. Deutsch-Krone) da, wo die letzten Wallberge des Deutsch-Kroner Oses zwischen Dyck- und Nakel-See sich aufbauen. Sie zieht von hier in südlicher Richtung über die Deutsch-Kroner Chaussee östlich und südlich beim Vorwerk Paulshof vorbei (Höhen 160, 162, 140 m) und umgibt dann auf Blatt Arnsfelde in weitem nach Nordosten offenen Viertelkreise die Dörfer Dyck und Arnsfelde. Sie zieht hier über den »Sandberg« westlich von Dyck (151 m), den »Sandberg« südlich von diesem Orte (141 m) und die Höhen 135, 131, 156,2 m. Südlich vom Westende dieser letzten Höhe wird sie am Ansatzpunkte der neuen südlichen Richtung von einer kleinen Oslandschaft unter-

brochen, an der das Trockental ansetzt, das die Endmoräne von hier aus westlich begleitet. Es sind 5—6 westöstlich sich erstreckende kleine Paralleloser mit kleinen Osgräben dazwischen, die die Oslandschaft hier bilden; der größte der Oser hat nur etwa 800 m Länge. Südlich von dieser kleinen Oslandschaft setzt gleich wieder die Endmoräne ein, die in gewaltigen Aufpressungen und Aufschüttungen hier den Rand der Hochfläche im Westen begleitet. Es sind hier außerordentlich massige Bildungen, die erst in südlicher, dann in mehr östlicher Richtung bis südlich vom Gute Adl. Rose sich verfolgen lassen. Die Höhen der Endmoräne erreichen nördlich von Vorwerk Rosenfier 148,23 m. Das Geschiebemergelgebiet dahinter steigt aber erheblich höher an und erreicht beispielshalber westlich vom Dorfe Rose schon 159 m.

Der Deutsch-Kroner Os beginnt am Wittkower Berge am Nordende des Padden-Sees bei Breitenstein (Bl. Breitenstein) und zieht von hier in schmaleren oder breiteren Wallbergen erst nach Norden, dann nach Westen sich wendend östlich am Sytow-See und südlich am Gr. Kameelsee vorbei auf Bl. Deutsch-Krone, wo er über die Höhe 124,5 bald das Ostende des Schloß-Sees erreicht. Die Halbinsel des Schloß-Sees in seiner nördlichen Bucht, auf der ein Teil der Stadt Deutsch-Krone steht, gehört dazu, dann zieht der Os am Südufer des Gr. Radun-Sees entlang bis zum Buchwald. Der Hartwigsberg am Nordufer ist wieder ein Wallberg; dann setzt der Os am Kleinen Radun-See wieder ein, zieht nördlich am See entlang, bildet die Halbinsel Klattenwerder und den Schloßberg, sowie die südwestliche Forsetzung dieser Höhen am Südufer des Dyck-Sees und endigt in den beiden Wallbergen zwischen diesem und dem Nakel-See. Ein nördlicher Nebenos aber wird südlich vom Forsthause Klotzow am Westende der nördlichen Bucht des Gr. Radun-Sees von der Bahn durchschnitten und zieht dann südlich am Mellen-See entlang; er endigt in den Wallbergen am Ostufer des Gr. Schmollen-Sees. Der Os besteht anscheinend größtenteils aus Aufschüttungen; besonders bemerkenswert ist die einseitige Überlagerung mit Geschiebemergel, die

man in den Aufschlüssen an dem kleinen See am Ostrande des Blattes Deutsch-Krone beobachten kann.

Auf die zuletzt beschriebenen Endmoränen des Tützer und Deutsch-Kroner Bogens folgt im Norden die durch die Petznicker Endmoräne (Bl. Petznick) und durch die Endmoränen des Hohenberges bei Neu-Lebehnke (Bl. Breitenstein), des Buchberges und Hohenberges zwischen Wissulke und Seegenfelde (Bl. Alt-Lebehnke und Breitenstein) angedeutete Stillstandslage des Eisrandes. In der Gegend von Callies entspricht dieser Staffel die Nachstaffel, die aus der Gegend von Gr. Spiegel nach Alt-Lobitz herüberzieht. Die von Callies im Bogen nach Norden ziehende und die Callieser Hochfläche westlich begrenzende Endmoräne, die in nördlicher Richtung bis in die Gegend von Carwitz am Gr. Lübbe-See sich verfolgen läßt, entspricht im Alter ihrer Anlage der Ostmoräne des Odergletschers, da sich westlich von ihr bis zum Odergletscher keine Endmoräne zu befinden scheint. Der hier von Osten, Norden und Westen aufgeschüttete Sander erreicht eine Breite von über 20 km und steht nach Süden durch die Enge von Wildforth und die von Nantikow mit den dortigen Sanderflächen in Verbindung. Die ausgedehnten Sanderflächen wurden außer vom lebenden Eise her auch von den abschmelzenden toten Eismassen ernährt, die die sämtlichen Hochflächen noch lange nach ihrer Loslösung vom lebenden Eise bedeckten. Erst bei der Tieferlegung der Erosionsbasis gegen den Schluß dieser Periode schneiden sich dann die Flußtäler in die Sanderflächen ein.

Damit haben wir die glaziale Entwicklungsgeschichte unserer Gegend bis in das Stadium geführt, in dem die große Dramburg-Zastrower Endmoräne aufgeschüttet wird und der letzte Rest des Drage-Küddow-Gletschers seinen Zusammenhang mit dem Haupteise verloren hat.

Druckfertig abgeschlossen am 30. Januar 1916, Druck verfügt am 30. März 1916.

Über das marine Pliocän der Bohrung von Nütterden bei Cleve.

Von Herrn **P. Oppenheim** in Berlin-Lichterfelde.

Hierzu Tafel 55.

Gegen den Schluß des Jahres 1911 machte G. Fliegel zuerst die Mitteilung, daß »auf deutschem Boden bei Cleve marines Pliocän aufgefunden sei, indem die Bohrung Nütterden der Geologischen Landesanstalt von 68—77 m Tiefe fossilreiche, glaukonitische Sande erbohrt habe«[1]). »Die Vermutung«, fährt er fort, »daß die artenarme Fauna pliocän sei, ist von Herrn P. Oppenheim, der die Bearbeitung freundlichst übernommen hat, bestätigt worden, indem er sie zum Mittelpliocän stellt«. Mannigfache andere Aufgaben hatten mich seither nicht zu einer eingehenderen Bearbeitung der interessanten Funde gelangen lassen und mich bisher außerstande gesetzt, den Beweis für meine seinerzeit von Herrn Fliegel mitgeteilte und inzwischen auch in weitere Publikationen, darunter Molengraaff's und van Waterschoot's Regionale Geologie der Niederlande, übergegangene Ansicht zu führen. Ich will nunmehr versuchen, das bisher Versäumte in

[1]) G. Fliegel, Die Beziehungen zwischen dem marinen und kontinentalen Tertiär im niederrheinischen Tieflande. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. Bd. 63, Monatsber. Nr. 11, S. 526, 1911. — Neue Beiträge zur Geologie des niederrheinischen Tieflandes. Stück I und II. Dieses Jahrb. für 1912, XXXIII, S. 431, 1913. — Geologisch-agronomische Karte der Gegend westlich von Cleve nebst Erläuterungen. S. 4, Berlin 1914. — G. A. F. Molengraaff und W. A. J. M. van Waterschoot van der Gracht: Niederlande. Handbuch der regionalen Geologie. I. Bd., 3. Abt., 12. Heft. S. 70, Heidelberg 1913.

den folgenden Blättern nachzuholen. — An sicher bestimmbaren Fossilien glaube ich unter den mir übergebenen Materialien die folgenden erkannt zu haben.

Cardita scalaris Leathes in Sowerby.

Taf. 55, Fig. 5—7.

1825. *Venericardia scalaris* J. Sowerby, The Mineral Conchology of Great Britain, V, p. 146, Taf. CCCCXC, Fig. 3.
1852. *Cardita scalaris* Leathes, S. Wood, A Monograph of the Crag Mollusca, II, p. 166, Taf. XV, Fig. 5.
1862. *Cardita scalaris* Sow., M. Hörnes, Fossile Mollusken des Tertiärbeckens von Wien, II, S. 279, Taf. XXXVI, Fig. 12a—c.
1881. *Cardita scalaris* Leathes, P. H. Nyst, Conchyliologie des terrains tertiaires de la Belgique[1]), p. 204, Taf. XXII, Fig. 8a—b.
1885. *Cardita scalaris* Leathes, J. Lorié, Contributions à la Géologie des Pays-Bas[2]), p. 40, Taf. II, Fig. 18.
1899. *Miodon scalaris* Sow., Sacco, I Molluschi dei terreni terziari del Piemonte e della Liguria, XXVII, p. 22, Taf. VI, Fig. 17—21.
1912. *Cardita scalaris* Leath., P. Tesch[3]), Beiträge usw., S. 30, Nr. 34.
1914. » » » P. Oppenheim bei Fliegel, Geologisch-agronomische Karte der Gegend westlich von Cleve, S. 4.

Trotzdem die Type unter dem mir übergebenen Material im allgemeinen nicht häufig ist, so gelangten doch eine ganze Reihe von Stücken zur Beobachtung, welche in ihrer sehr flachen Gestalt, den breiten, kaum bis über die Oberfläche hervorragenden, durch Zwischenräume von geringstmöglicher Breite getrennten Längsrippen, auf denen die Anwachsringe sehr regelmäßige, ebenfalls kaum erhöhte Rhomben abschneiden, und durch das im hohen Maße charakteristische Schloß durchaus der Type des Crags von Antwerpen entsprechen. Von der letzteren lag mir sowohl von der Schleuse bei Antwerpen als aus dem Pliocän der Niederlande reichliches Vergleichsmaterial vor. Abgesehen von dem geringen Durchmesser (5—6 mm) ist die Identität mit den Vor-

[1]) Annales du Musée royal d'Histoire naturelle de Belgique, Série paléontol. Tome III. Bruxelles 1881.

[2]) Archives Teyler (II) 2. Haarlem 1885.

[3]) P. Tesch, Beiträge zur Kenntnis der marinen Mollusken im westeuropäischen Pliocänbecken. Mededeelingen van de Rijksopsporing van Delfstoffen, No. 4. s'Gravenhage 1912.

kommnissen des Crag eine derartig vollständige, daß sich das Beibringen weiterer Belege für sie und an diese anschließende Erörterungen erübrigen.

Die Form wird von S. Wood a. a. O. als »sehr häufig im Coralline Crag von Gedgrave und Sudbourn und nicht durchaus selten in einem Teile des Red Crag (Sutton)« angegeben. Nyst selbst kennt sie a. a. O. aus dem Scaldisien jaune von Wyneghem und aus dem Scaldisien gris von Antwerpen. In den ebenfalls auf Nyst zurückzuführenden Listen über den fossilen Inhalt des Diestien und Scaldisien der Umgegend von Antwerpen, welche Dewalque's Prodrome[1]) begleiten, wird die Type auf S. 488 aufgeführt als fehlend im Diestien, sehr häufig im Crag gris und selten im Crag jaune. Auch van den Broeck kennt die Art weder aus dem Diestien, noch aus den Sanden von Edeghem, wie aus S. 56 hervorgeht, wo nur *Cardita Corbis* Phil. angegeben wird; dagegen zitiert er sie aus den verschiedenen Abteilungen des Scaldisien, so aus den Sanden mit *Isocardia cor* S. 110 und denjenigen mit *Trophon antiquum* S. 182 und 195[2]). Im Gegensatze dazu gibt F. W. Harmer[3]) *Cardita scalaris* Leathes aus dem Diestien sowohl von Belgien als von Holland an und betrachtet die Form augenscheinlich als noch nicht erloschen, heute noch existierend.

Es steht also fest, daß in der Type von Nütterden eine Form vorliegt, welche zuerst aus dem Crag von England beschrieben wurde und welche im Coralline-Crag häufig und im Red-Crag seltener sein soll; es steht weiter fest, daß diese Type sich im Pliocän von Holland und Belgien findet, fraglich ist, ob dieselbe Art oder eine Verwandte sich schon in den unteren Absätzen des Diestiens findet, mag man diese nun zum Pliocän oder Miocän zählen. Nach P. Lorié wie nach Tesch würde sie dort als

[1]) Prodrome d'une description géologique de la Belgique. Bruxelles 1880.

[2]) Ernest van den Broeck, Esquisse géologique et paléontologique des Dépots pliocènes des environs d'Anvers. Bruxelles 1876—78.

[3]) Les Dépôts tertiaires supérieurs du Bassin Anglo-Belge. Mémoires de la Société belge de géologie, de paléontologie et d'hydrologie, Tome X, p. 333, Bruxelles 1896.

Seltenheit auftreten, am häufigsten aber und nach Tesch anscheinend auch absolut häufig im Mittleren Pliocän, besonders in II A., also im Scaldisien, sein. Selbst wenn man diese Frage bejahen würde, muß darauf hingewiesen werden, daß die Gestalt der Type von Nütterden weit mehr an die Form des Crag erinnert, als an dasjenige, was die verschiedenen Autoren als *C. scalaris* Leathes aus den verschiedenen Horizonten des Miocäns beschrieben haben. Es handelt sich hier augenscheinlich um äußerst schwierig zu unterscheidende Formen. Was den spärlichen Überrest anlangt, mit welchem sie in die Gegenwart gelangen, wie *C. Corbis* Phil., so mag darauf hingewiesen werden, daß Weinkauff, der beste Kenner der Mittelmeerformen, in seinen Conchylien des Mittelmeers[1]) von dieser schreibt: »Ich kenne die Art nur aus einem schlecht erhaltenen Exemplare aus Dunker's Sammlung, vermag daher nichts über sie mitzuteilen, als daß sie nach Mac Andrew zu Tunis in 35 Faden häufig gefunden worden ist.« Nach Dollfus[2]) würde sich *C. Corbis* Phil. und ihre Verwandten, nämlich *C. nuculina* Duj. und *C. exigua* Duj., von *C. scalaris* Sow. und der ihr nahe stehenden *C. unidentata* Bast. aus dem Miocän des Bordelais durch ihre geringere Größe, ausgesprochen (meist 4—5-)eckige Gestalt, und die zartere Skulptur durchgreifend unterscheiden. *C. unidentata* Bast. selbst, welche Dollfus a. a. O. Taf. II, Fig. 15—16 abbildet, scheint relativ höher zu sein als *C. scalaris* und eine unregelmäßigere Gestalt zu besitzen. Vielleicht ist auch die Skulptur zarter; jedenfalls aber ist die Wölbung der Schale größer als bei der typischen *C. scalaris*, und zumal in dem letzteren Punkte entspricht die Type des Bordelais demjenigen, was mir als *C. scalaris* aus dem Wiener Becken von Steinabrunn vorliegt. Demgegenüber aber ist die von Hörnes a. a. O. gegebene Figur wieder wesentlich

[1]) H. C. Weinkauff, Die Conchylien des Mittelmeeres, ihre geographische und geologische Verbreitung, I, S. 158, Cassel 1867.

[2]) Gustave F. Dollfus, Étude critique sur quelques coquilles fossiles du Bordelais. Actes de la Société Linnéenne de Bordeaux, Tome LXII, p. 11 des Separatums. 1909.

gleichseitiger und regelmäßiger, auch in der Skulptur gröber, obgleich das Originalexemplar ebenfalls aus Steinabrunn stammen soll, wie denn auch M. Hörnes geneigt ist, alle diese Formen, d. h. die miocänen des Bordelais und des Piemont, mit der Art des Crag, zusammenzuziehen, während er die Typen der Touraine und die rezente Art des Mittelmeeres augenscheinlich für selbständig hält. Dazu trennt nicht nur Dollfus, wie wir sahen, sondern auch Cossmann[1]) die Art des Bordelais von der echten *C. scalaris* Leathes. Ein Teil der Merkmale, die er dafür angibt, wie besonders die größere Wölbung der pliocänen Art, ist zweifellos, wie wir sahen, nicht ganz richtig. Am eingehendsten haben sich letzthin G. F. Dollfus und Ph. Dautzenberg mit diesen so nahe verwandten, zwischen den Gattungen *Cardita* und *Astarte* vermittelnden Formen beschäftigt[2]) und diese in guten Abbildungen und trefflichen Beschreibungen nebeneinander gestellt. Es ist mir erst dadurch möglich geworden, hier die einzelnen Formen, für welche eine Untergattung *Pteromeris* Conrad angenommen wird, artlich voneinander zu unterscheiden, trotzdem von seiten der Verfasser selbst hier hinzugefügt wird: »Le sous-genre *Pteromeris* renferme des formes d'une délimitation spécifique difficile.«

Nach dieser Darstellung läßt sich also die Gruppe der *C. Corbis* Phil., welche die Arten der Touraine mitumfaßt, durch das mehr oder weniger bedeutende Zurücktreten der Radialskulptur zugunsten der Anwachsringe von dem Typus der *C. scalaris* unterscheiden. Es wird hier auf frühere Beobachtungen von Nyst und von Lorié zurückgegriffen und die Anwesenheit der *C. Corbis* in den »sables profonds de la Hollande et de la Belgique« bestätigt. Nach dem hier, wie immer bei Dollfus, so äußerst sorgfältigen Synonymieregister würde diese Art in den Faluns der Touraine

---

[1]) Cossmann et Peyrot, Conchologie néogénique de l'Aquitaine. Actes de la Société Linnéenne de Bordeaux, Tome LXVI, II, p. 81, Bordeaux 1912.

[2]) Conchyliologie du miocène moyen du bassin de la Loire. Mémoires de la Société géologique de France, Paléontologie, Tome XX, Fasc. 1—2, p. 300 ff., T. XXIII, Fig. 1—36, Paris 1913.

einsetzen, im Pliocän in Andalusien, Süditalien und Algerien auftreten und in der Jetztzeit ziemlich selten sein. Auch fände man sie an den südlichen Küsten des Mittelmeeres und im Atlantischen Ozean im Golfe von Gascogne und an den Canarischen Inseln. Die Unterschiede von *C. scalaris* Sow. sind hier nur kurz gestreift. Dagegen wird auf Beobachtungen hingewiesen, welche Dollfus einige Jahre früher hinsichtlich der Sowerby'schen Art niedergelegt hat[1]). Hier wird mit Recht die *C. Corbis* Phil. im Gegensatze zu der *C. scalaris* als eine kleinere, beinahe kreisförmige, gewölbte, dicke Art bezeichnet, mit sehr zarter und fast ausschließlich konzentrischer Ornamentik. Die vom Autor hier aus dem Pliocän von Aguasanta in Portugal auf Taf. V, Fig. 8—11 abgebildete Form ist die typische *C. scalaris* Leathes. Diese wäre nach Dollfus besonders bekannt aus dem Pliocän Englands, setze sich von dort nach Belgien hin fort, Lorié habe sie in den Tiefbohrungen Hollands (Gedgravien) aufgefunden und Dollfus selbst im Rédonien des Cotentin (Gourbesville usw.). Das von Sacco behauptete Auftreten der Art im Miocän des Piemont wäre sehr zweifelhaft. Die Art erreiche nicht die Gegenwart und man könne sie als besonders auf das Untere Pliocän beschränkt bezeichnen. Es wäre hier vielleicht noch der atlantische Typus der Form beizufügen, der um so hervortretender wäre, wenn sich die auf sie bezogenen Formen des Piemont auf eine andere Art zurückführen ließen.

Nach allen diesen Vorbemerkungen dürfte man wohl berechtigt sein, in den durchaus der echten *C. scalaris* Sow. entsprechenden Formen von Nütterden ein typisch pliocänes Element dieser Fauna zu erblicken. In den Niederlanden würde das von Lorié beobachtete Auftreten in 67—75 m u. NN. bei der Bohrung Goes nach Tesch für Unteres, in 241—265 m bei der Bohrung Utrecht für Mittleres Pliocän sprechen, und die Type in diesem letzten Niveau häufig sein.

---

[1]) Gustave F. Dollfus et I. C. Berkeley Cotter, Mollusques tertiaires du Portugal, Le Pliocène au nord du Tage (Plaisancien). Commission du service géologique du Portugal, p. 45, Lisbonne 1909.

Astarte incerta S. Wood.

Taf. 55, Fig. 3—4.

1856. *Astarte incerta* S. Wood, A Monograph of the Crag Mollusca, II, p. 186, Tome XVII, Fig. 4.
1881. » » » » P. H. Nyst, Conchyliologie des terrains tertiaires de la Belgique, p. 196, Taf. XXI, Fig. 7a—c.
1912. » » » » P. Tesch, Beiträge usw. S. 32—33, Nr. 43.
1914. » *Galeottii* Nyst bei Fliegel, Geologisch-agronomische Karte der Gegend westlich von Cleve, S. 4 (nach der Bestimmung von P. Oppenheim).

Diese feinrippige Art liegt in zahlreichen Exemplaren vor, welche sich bis auf ihre geringere Größe in nichts von den Formen des englischen und belgischen Crags unterscheiden. Ich besitze in meiner eigenen Sammlung zahlreiche Vergleichsstücke aus Sutton wie aus Antwerpen selbst. Der Durchmesser der Stücke ist in der Breite nur 12, in der Höhe nur 10 mm. Von verwandten Typen scheint *A. obliquata* Sow. ungleichseitiger zu sein und eine breitere und mehr einspringende Lunula zu besitzen. Übrigens möchte ich nach meinen Materialien fast vermuten, daß diese Unterschiede nicht durchgreifend sind. Für den Zweck unserer Untersuchung ist diese Frage aber ohne Bedeutung; denn nach der Liste, welche P. H. Nyst in Dewalque's Prodrome d'une description géologique de la Belgique[1]) über die Fauna des Crags von Antwerpen gibt, finden sich beide in demselben Niveau, d. h. in beiden Abteilungen des Scaldisien, und zwar ist *A. incerta* am häufigsten in den obersten Schichten[2]). Auch nach van den Broeck[3]) finden sich beide Arten vergesellschaftet in den Sanden mit *Trophon antiquum* von Austruweel und zwar ist auch hier *A. incerta* weit häufiger als *A. obliquata*, während beide Arten anscheinend in gleicher Häufigkeit[4]) aus den gleichen Schichten von den neuen Hafenanlagen (Nouveaux Bassins) von Antwerpen selbst angegeben werden. Bei F. W. Harmer[5]) findet sich auf

[1]) 2. Ausgabe, Bruxelles, 1880.
[2]) a. a. O., S. 487—488.
[3]) a. a. O., Dépots pliocènes des environs d'Anvers, p. 195.
[4]) a. a. O., S. 183.
[5]) a. a. O., Les Dépôts tertiaires supérieurs du Bassin Anglo-Belge, p. 315 ff.

S. 319 nur *A. obliquata* Sow. aufgeführt, und zwar aus dem Scaldisien und Poederlien Belgiens. Nach Tesch a. a. O. S. 11 u. 33 ist die Art »überall häufig im Mittleren Pliocän, besonders in IIB«, welches auf S. 11 als Poederlien bezeichnet wird. Sie ist »wahrscheinlich nur eine Varietät der *A. Galeottii*«, mit welcher ich selbst die Vorkommnisse von Nütterden bei meiner ersten, vorläufigen Untersuchung vereinigt hatte, die aber nach den Abbildungen bei Nyst[1]) breiter und niedriger ist.

Abgesehen von den feineren, artlichen Unterschieden ist das Auftreten dieser ganzen Gruppe von Astartiden im höchsten Maße wichtig für die Bestimmung des Niveaus von Nütterden, da sie einen nördlichen, fast borealen Charakter besitzt und nicht unterhalb des Diestien in unseren Gegenden auftritt. Die dem letzteren angehörigen Formen sind aber, wie wir oben gesehen haben, im einzelnen spezifisch wohl unterscheidbar. Es würde also das Auftreten der *A. incerta* Wood in den Sanden von Nütterden an und für sich allein genügen, um diesen ein mittelpliocänes (Scaldisien) Alter zuzuschreiben.

Corbula gibba Olivi sp.

1850. *Corbula striata* Walker, S. Wood: A Monograph of the Crag Mollusca, II, p. 274, Taf. XXX, Fig. 3.
1881. » » » Nyst, Conchyliologie des terrains tertiaires de la Belgique, p. 237, Taf. XXVI, Fig. 2a—g.

Die Synonymie dieser weitverbreiteten und häufigen Art findet sich erschöpfend auf über drei Quartseiten in der Monographie von Dollfus und Dautzenberg a. a. O. S. 82 ff. zusammengestellt[2]).

Die Art ist in Nütterden ebenso zahlreich vertreten wie an den meisten übrigen Fundpunkten des Pliocäns, während sie im Miocän etwas seltener, aber immerhin noch häufig genug ist, so daß sie nur innerhalb sehr weiter Grenzen stratigraphischen

[1]) a. a. O. (Terrain scaldisien), p. 199, Taf. XXII, Fig. 3. — Die oberoligocäne *A. gracilis* Goldf., mit welcher S. Wood (a. a. O., Crag Mollusca II, p. 185) identifizierte, ist in Gestalt und Skulptur gänzlich verschieden.

[2]) Conchyliologie du miocène moyen du bassin de la Loire. Mémoires de la Société Géologique de France, Paléontologie. Mémoire No. 27. Paris 1902.

Wert besitzt und für die Entscheidung der uns hier beschäftigenden Frage ziemlich wertlos ist. Es sei daher auch nur der Vollständigkeit halber angegeben, daß sie NYST a. a. O. S. 332 vom Diestien an durch die Stufen des Scaldisien bis zur Gegenwart herauf verfolgt, und daß sie auch nach DEWALQUE's Prodrôme S. 484, wo sie ausdrücklich vom Bolderberg und von Edeghem zitiert wird, dieselbe Verbreitung besitzt. Sie ist zweifellos ein sehr alter Bestandteil der europäischen Tertiärfauna. Ihre Ahnen lassen sich nach DOLLFUS a. a. O. S. 86 bis in das Untereocän der Sande von Cuise zurückverfolgen, und schon vom Unteroligocän an treten im europäischen Tertiär Formen auf, welche von ihr kaum zu unterscheiden sind[1]).

Der zeitlich vorausgehende Name *Corbula striata* WALKER ist, wie DOLLFUS und DAUTZENBERG a. a. O. angeben, als nicht nach den Regeln der binominalen Nomenklatur LINNÉ's gebildet, zugunsten der 1792 aufgestellten Bezeichnung OLIVI's einzuziehen.

Mactra ovalis SOWERBY.

Taf. 55, Fig. 1—2.

1852. *Mactra ovalis* Sow., S. WOOD, A Monograph of the Crag Mollusca, II, p. 246, Taf. XXIII, Fig. 1a—d.
1881. » *solida* LINNÉ, P. H. NYST, Conchyliologie des terrains tertiaires de la Belgique III, p. 216, Taf. XXVI, Fig. 3a—b.
1885. » » » var. *elliptica* P. DE LORIÉ, Contribution à la géologie des Pays-Bas a. a. O. p. 68, No. 60.
1909. » (*Spisula*) *solida* LINNÉ, G. F. DOLLFUS, Le Pliocène au nord du Tage, a. a. O. p. 15, Taf. I, Fig. 20—27.
1912. » *ovalis* Sow., P. TESCH, Beiträge usw., S. 52, No. 105.
1914. » *triangula* RENIERI: P. OPPENHEIM bei FLIEGEL, Geolog.-Agronom. Karte der Gegend westl. von Cleve, S. 4.

Es ist dies bei weitem die häufigste Form in Nütterden, die zusammen mit *Corbula gibba* OL. und *Ditrypa subulata* DESH. die Hauptmasse der organischen Reste dieser Sande ausmacht; doch

[1]) *Corbula descendens* von KOENEN: Das Norddeutsche Unteroligocän und seine Molluskenfauna, VI. Abhandl. zur geol. Spezialkarte von Preußen und den thüringischen Staaten X, Heft VI, S. 1297, T. 91, Fig. 13—16, 1894. Es ist augenscheinlich hier ein leichter Irrtum, wenn DOLLFUS a. a. O., obgleich er *Corbula descendens* von KOENEN nennt, hier nur vom Mitteloligocän, den Sanden von Fontainebleau spricht.

bleibt auch sie relativ klein und erreicht gewöhnlich nur 15 mm in der Breite und 12 mm in der Höhe. Fragmente deuten allerdings auf Stücke von 20 mm Breitendurchmesser. Diese gehören aber zu den Ausnahmen. Mir liegt reiches Vergleichsmaterial aus dem Red Crag von Bawdsay in Suffolk vor, während bei Antwerpen selbst Mactriden seltner zu sein scheinen. Die Type besitzt eine ausgesprochene Tendenz zur Unregelmäßigkeit, insofern das Vorderende sich vorstreckt und etwas breiter wird als das mehr zugespitzte und verschmälerte Hinterende. Dies findet sich aber auch bei den Exemplaren aus dem Crag, zumal bei jüngeren Stücken, sehr ausgesprochen, wie denn auch Wood Ähnliches als *Mactra constricta* aus dem Red Crag von Sutton angibt, eine Form, bei welcher allerdings gerade die jungen Exemplare regelmäßiger sein sollen. Jedenfalls zweifle ich nicht an der spezifischen Identität der Type des englischen Pliocän. Ob diese nun mit der rezenten *Mactra solida* L. identisch ist oder nicht, ist eine weitere Frage, deren Beantwortung, wie die in diesem Punkte etwas widerspruchsvollen Beobachtungen in der oben zitierten Veröffentlichung von Dollfus beweisen, nicht ganz leicht ist. Jedenfalls ist auch *Mactra solida* L. eine ganz moderne Art, die nicht weit in der Zeit zurückreicht und für deren Auftreten schon im Miocän, wie auch aus den Bemerkungen von Dollfus hervorgeht, noch keinerlei sichere Beweise vorliegen. Ihr Erscheinen im italienischen Pliocän ist ebenso unsicher wie ihr Auftreten im heutigen Mittelmeere, aus welchem sie Weinkauff[1]) nur als zweifelhafte Art anführt, während Arnould Locard[2]) sie nur als »plus rare dans la Méditerranée« bezeichnet und der Marquis de Monterosato[3]) sie von Malaga angibt; aber sie bewohnt, wie Dollfus a. a. O. verzeichnet, heute den Sandstrand des Atlantischen Ozeans von den Küsten Norwegens bis zu denen Portugals und tritt hier bekanntlich als eine der charakteristischen Erscheinungen in größter Zahl auf. Dollfus hat ihre Anwesenheit in den gehobenen, pleistocänen Bänken Portugals erkannt.

[1]) Die Conchylien des Mittelmeeres I, S. 49.
[2]) Les Coquilles marines des côtes de France, p. 265, Paris 1892.
[3]) Journal de Conchyliologie p. 26, 1898.

Die fossile *Mactra ovalis* Sow., welche sich jedenfalls durch ihre ganze Physionomie doch recht wesentlich von der rezenten Art unterscheidet, wird von Nyst[1]) aus beiden Stufen des Scaldisien angegeben; dagegen nicht aus dem Diestien, aus welchem von Mactriden überhaupt nur *Mactra triangula* Rén. aufgeführt wird. Das letztere steht im Einklange mit den Beobachtungen von van den Broeck, welcher a. a. O.[2]) auch ausschließlich diese letztere Mittelmeerart von dort kennt, wobei hervorgehoben werden mag, daß diese neuerdings von hervorragenden Conchyliologen mit der nordischen *M. subtruncata* Da Costa vereinigt wird, so von Sacco[3]), Dollfus und Dautzenberg[4]) und Cossmann[5]). Jedenfalls ist die Form von Nütterden, ganz abgesehen von Abweichungen in ihrer Gestalt schon durch die dafür viel zu geringe Wölbung ihrer Rückenpartie mit diesem bereits im Unteren Miocän einsetzenden Formenkreise nicht zu vereinigen. Nach P. Tesch wäre *M. ovalis* Sow., welche »wahrscheinlich eine dünne Form der *M. solida*« wäre, sehr häufig im Oberen Scaldisien (Poeldérien), seiner Stufe IIb. Im Unteren Pliocän, dem Diestien, soll die Art nicht auftreten.

Es bleibt also als Resultat unserer Untersuchung bestehen, daß diese häufigste Muschel der Sande von Nütterden der pliocänen *Mactra ovalis* Sow. entspricht und mit ihr in den Formenkreis der rezenten *Mactra solida* Linné gehört, daß mithin ihr reiches Auftreten in den durch die Bohrung bei Cleve aufgeschlossenen Sanden mit Sicherheit dafür spricht, diesem ein pliocänes Scaldisien-Alter zuzuschreiben.

---

[1]) in Dewalque's Prodrome d'une description géologique de la Belgique, p. 484.

[2]) Dépôts pliocènes des environs d'Anvers, p. 58,

[3]) I Molluschi dei terreni terziarii del Piemonte XXIX, p. 25, Taf. VI, Fig. 3—6, 1901.

[4]) Conchyliologie du miocène moyen du bassin de la Loire. Mémoires de la Soc. géol. de France, Paléontologie, Mémoire 27, p. 115 ff, Paris 1902. wie: Le pliocène au nord du Tage, p. 16.

[5]) a. a. O. Cossmann et Peyrot, Conchyliologie néogénique de l'Aquitaine, p. 186.

Natica millepunctata Linné.

1881. *Natica millepunctata* Linné, Nyst, Conchyliologie des terrains tertiaires de la Belgique, p. 65, Taf. V, Fig. 5a—b.
1912. » » » P. Tesch, Beiträge usw. S. 66, Nr. 144.

Die spärlichen Naticiden-Reste von Nütterden sind nur 5—6 mm hoch, sehr zerbrechlich und daher in den systematisch wichtigen Mündungsverhältnissen meist ungünstig erhalten. Das eine Stück zeigt aber deutlich den Nabelpflock in der für *N. millepunctata* Linné charakteristischen Form, dazu eine schwache Vertiefung hinten an der Naht, wie sie die Art im Crag von Antwerpen gern, wenn auch nicht stets, besitzt. Ich glaube daher, daß dieses Stück und einige ähnliche zu der pliocänen und rezenten Art zu stellen ist. Drei andere Naticiden-Schälchen ohne Pflock, also echte *Naticina*-Arten, dürften dagegen wohl zu *N. Alderi* Forbes (gleich *N. varians* Duj.)[1]) gehören. Ich habe sie s. Z. (vergl. Fliegel a. a. O. S. 4) als *N.* cf. *proxima* Wood bestimmt. *N. millepunctata* L. ist nach Tesch a. a. O. »sehr häufig im Mittleren Pliocän (besonders in IIb)«, also im Oberen Scaldisien (= Poeldérien). Sie werde von Lorié auch aus Ib, also dem Unteren, und IIIA, dem Oberen Pliocän, erwähnt.

Ditrypa cornea L.

G. Rovereto, Studi monografici sugli Anellidi fossili. Palaeontographia italica, Volume X, p. 29, Pisa 1904. (Mit erschöpfender Synonymie.)

Die glatten Wurmröhren, welche früher entweder als Dentalien (*Dentalium coartatum* Brocchi, *D. incrassatum* Sow., *D. subulatum* Desh., *D. incurvum* Bronn) oder als *Ditrupa subulata* Desh. resp. *Ditrupa incurva* Bronn in der Literatur aufgeführt werden, sind auch in Nütterden sehr häufig und erfüllen die ganze Sandmasse. Bei der Umgrenzung und Ausdehnung, welche Rovereto, wohl der beste Kenner dieser Anneliden-Gruppe, der Art beimißt, und welche sie vom Unteren Eocän, den Sanden von Cuise bis in die Gegenwart heraufreichen läßt, hat sie natürlich jeden Wert

[1]) A. v. Koenen: Die Gastropoda holostomata und tectibranchiata, Cephalopoda und Pteropoda des Norddeutschen Miocän. N. Jahrb. f. Mineral. usw. Beil.-Bd. II,S. 234 T. V. (IV), Fig. 11—14, Stuttgart 1882.

für stratigraphische Zwecke verloren. Man sollte a priori meinen, daß eine derartige Zusammenfassung zu weit gehen müßte, und es wäre eine interessante Aufgabe, ad hoc die einschlägigen Untersuchungen des italienischen Autors nachzuprüfen. Solange dies aber nicht geschehen ist, und so weit ich weiß, liegen derartige Gegenuntersuchungen noch nicht vor, muß man die Auffassung Rovereto's zugrunde legen und kann es daher vorläufig nur als Kuriosum aufführen, daß die gleichen Wurmröhren in Dewalque's »Prodrome d'une description géologique de la Belgique« p. 492 als *Ditrupa (Dentalium) subulata* Desh. aus dem Scaldisien, und zwar seiner unteren Abteilung, zitiert werden, während sie im Diestien Antwerpens fehlen sollen.

Fliegel nennt a. a. O. die Fauna von Nütterden »artenarm«. Dies ist sie auch, wenn auch mit einer gewissen Beschränkung. Wohl überwiegen in den glaukonitischen leicht tonigen Sanden einige wenige Arten so ausschließlich, daß es eines sehr sorgfältigen Suchens bedarf, um außer ihnen noch weiteres zu finden. Es sind dies außer den Ditryparöhren zumal die Schalen von *Mactra ovalis*, *Corbula gibba* und *Astarte incerta*. Man wird an den Strand unserer Ostsee und wohl auch einzelner Stellen der Nordsee erinnert; aber man findet, wie erwähnt, unter den an und für sich sehr zerbrechlichen und wohl infolge des Bohrprozesses noch weiter verletzten Materialien, gelegentlich auch andere, so: große Schalenstücke, welche einer Veneride angehören könnten, Fragmente einer *Solen-* resp. *Ensis*-Art, Reste einer kleinen Schnecke, die vielleicht zu den Bucciniden gehört, den letzten Umgang einer *Ringicula*, wahrscheinlich von *R. buccinea* Brong., Tafeln von Balanen und Fischreste, das Ganze derartig schlecht erhalten und fragmentär, daß ich eine weitere Bestimmung nicht wage. Ist es doch wohl auch unnötig, sich mit diesen Problematicis abzuquälen; denn die sicher bestimmbaren Fossilreste sprechen beredt genug und sind in voller Harmonie miteinander. Alle finden sie sich, soweit es sich nicht um durchlaufende und daher für stratigraphische Zwecke wertlose Formen handelt, in dem Crag von Antwerpen und von England wieder.

Alle scheinen sie darzutun, daß hier Scaldisien, nicht Diestien vorliegt, also Mittel-, nicht Unterpliocän, wenn man mit van den Broeck resp. neuerdings Tesch wie van der Waterschoot van der Gracht davon ausgeht, daß die schwarzen Sande von Antwerpen resp. die dunkelgrünen Glaukonitsande der Bohrungen in der Provinz Zeeland[1]) mit *Pectunculus pilosus* und *Panopea Menardi* oder *Pecten radians*, *Tellina compressa* usw. bereits dem Pliocän angehören, wie denn auch der nordische Charakter, speziell von *Mactra ovalis* und *Astarte incerta*, für ein relativ jugendliches Alter des Horizontes zu sprechen scheint. Nach den genauen Angaben bei Tesch würde zudem die überwiegende Mehrzahl der bei Nütterden beobachteten Formen ihre Hauptverbreitung in IIb, dem Oberen Scaldisien oder Poederlien, besitzen, mithin schon einem ziemlich hohen Horizonte des Pliocäns angehören. Jedenfalls ist mit der Bohrung von Nütterden bei Cleve das marine und zwar hier anscheinend mittlere Pliocän in einwandfreier, kaum anzuzweifelnder Ausbildung innerhalb der bisherigen Grenzen des Deutschen Reiches nachgewiesen, wo es, vielleicht neben dem immerhin in seinem Alter noch nicht ganz gesicherten, jedenfalls aber wohl älteren Limonitsandsteine von Sylt, bisher noch recht isoliert dasteht als Zeuge und Überrest einer von Westen her erfolgten marinen Transgression.

[1]) a. a. O., Niederlande, S. 71.

Druckfertig abgeschlossen am 2. November 1915, Druck verfügt am 19. April 1916.



Die Blankeneser Berge (ältere Endmoräne), von Norden gesehen.
Profillinie nicht durch Erosion zerschnitten.



Zerteilung der Blankeneser Endmoräne durch Erosion am Elbgestade.

TII 15057



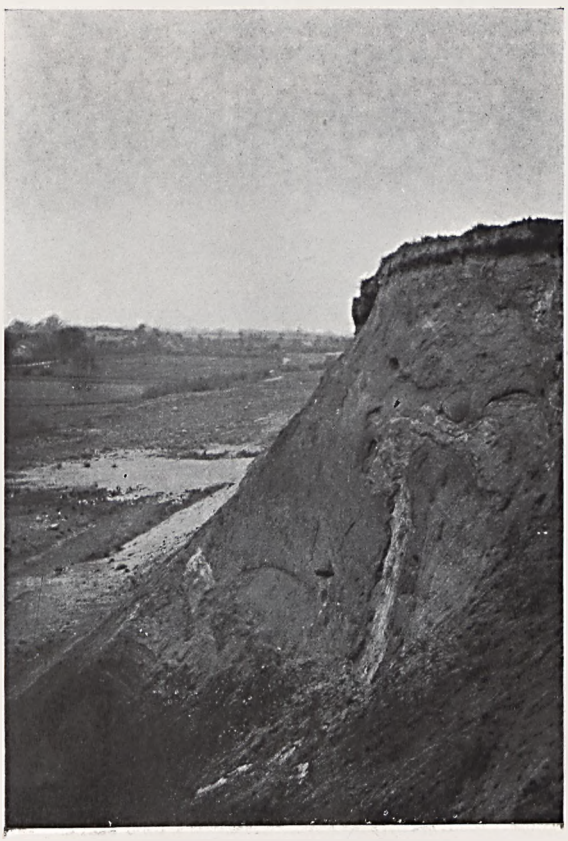
Inneres der Blankeneser Endmoräne.
Kiesgrube bei Rissen.
Die Sandschichten sind bis ungefähr auf die Gleissohle entkalkt.
Im Hintergrund die Grundmoränenplatte der Gegend von Schulau-Utersen.



Aufgestauchter altinterglazialer Meereston.
Neue Tongrube der Zementfabrik bei Utersen.
Die mächtige Tonscholle steigt, links von Sand überlagert, aus der Tiefe zu Tage.



Stauchwellen des von Torf und Geschiebelehm bedeckten altinterglazialen Meerestones. Riedemann'sche Tongrube, Unter-Glinde.



Grundmoräne der vorletzten Vereisung. Boberg bei Hamburg. Geschiebemergel mit eingefaltetem Tertiärsand.

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
1565



Jungdiluviales Torfflöz im Elbgestade bei Schulau.
Das von steinigem Kies und Flugsand bedeckte Flöz überlagert den mächtigen Geschiebemergel der vorletzten Vereisung.



Querschnitt der jungen Endmoräne bei Ahrensburg.
Bahneinschnitt bei Vierbergen.
Über der Grundmoräne die Sand- und Kieswellen der Endmoräne.



Stein- und Kieslager der jungen Endmoräne.
Vierbergen bei Ahrensburg.



Waldtorf des älteren Alluviums unter dem Elbspiegel.
Schulau. (Aufgenommen bei tiefster Ebbe. Das von Süßwasserkalk begleitete Flöz fällt flußwärts ein.



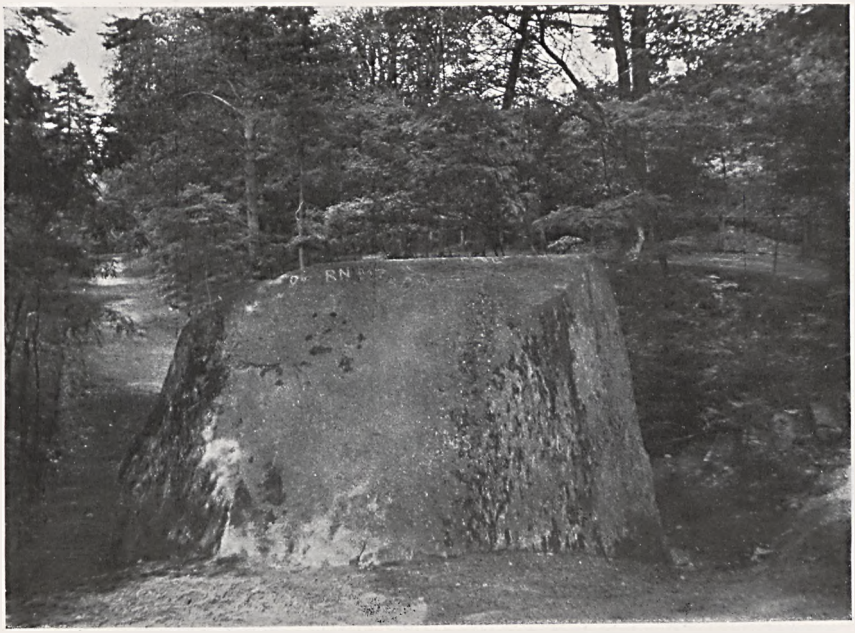
Therese Wahnschaffe phot.

Figur 1. **Blick vom nördlichen Plateaurand über das Urstromtal bei Fürstenwalde nach den Rauenschen Bergen (rechts) und den Dubrowbergen (links) auf der südlichen Hochfläche.**



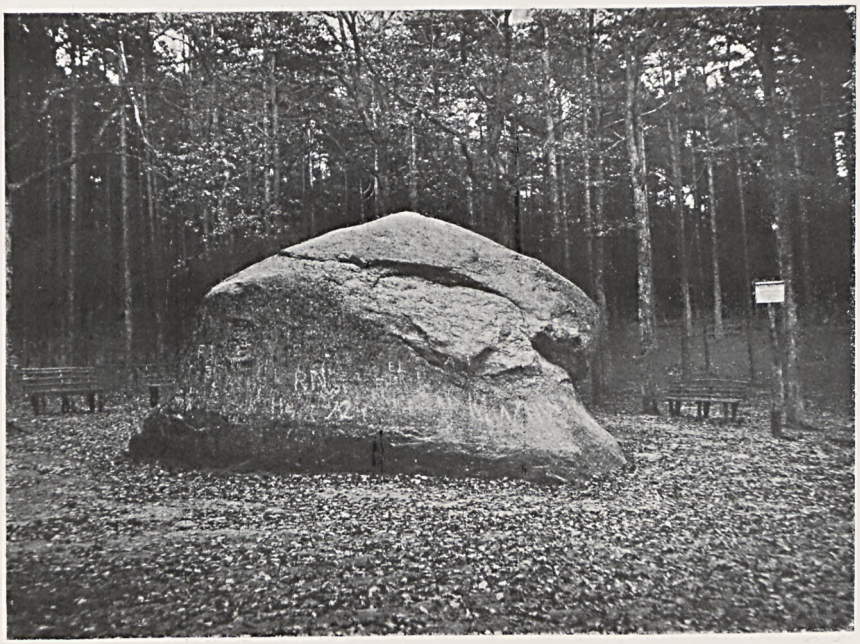
Therese Wahnschaffe phot. 1909.

Figur 2. **Endmoränenkiese auf den Rauenschen Bergen.**



Th. Wahnschaffe phot. 1909.

Figur 3. **Der Große Markgrafenstein,** von Süden gesehen.



Th. Wahnschaffe phot. 1909.

Figur 4. **Der Kleine Markgrafenstein,** von Westen gesehen.



Th. Wahnschaffe phot. 1907.

Figur 5. **Die Soldatenberge bei Petersdorf mit ebenem Diluvialplateau.**



Th. Wahnschaffe phot. 1909.

Figur 6. **Die Endmoräne der Dubrowberge mit Sander.**



Th. Wahnschaffe phot. 1909.

Figur. 7. **Die Endmoräne der Lauseberge mit vorgelagertem Sander.**



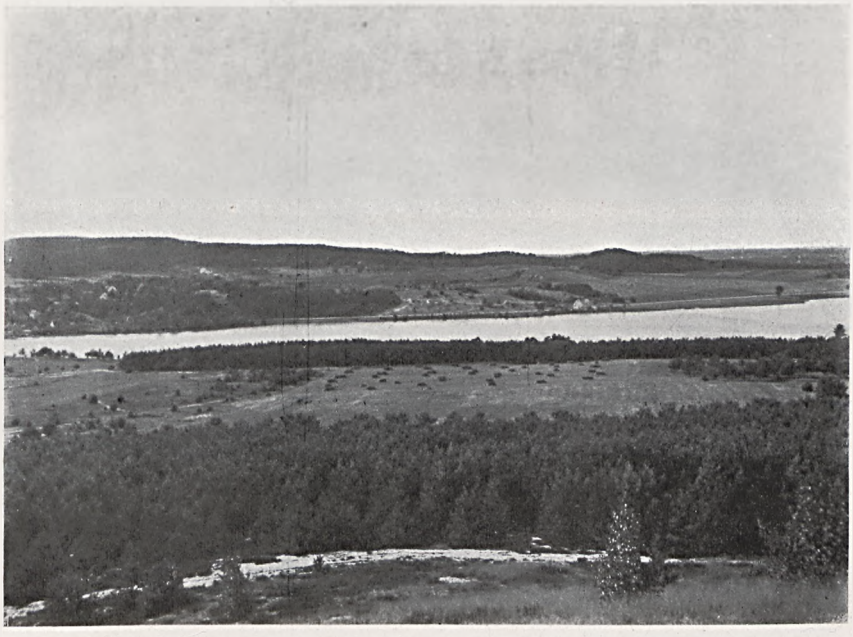
Th. Wahnschaffe phot. 1906.

Figur 8. **Die Endmoräne der Alaunberge mit Sander.**



Th. Wahnschaffe phot. 1906.

Figur 9. **Alter Aufschluß in der Blockpackung des Bordelberges.**



Th. Wahnschaffe phot.

Figur 10. **Blick von den Soldatenbergen nach Norden über das ebene Plateau und den Petersdorfer See auf den Ostabhang der Rauenschen Berge.**



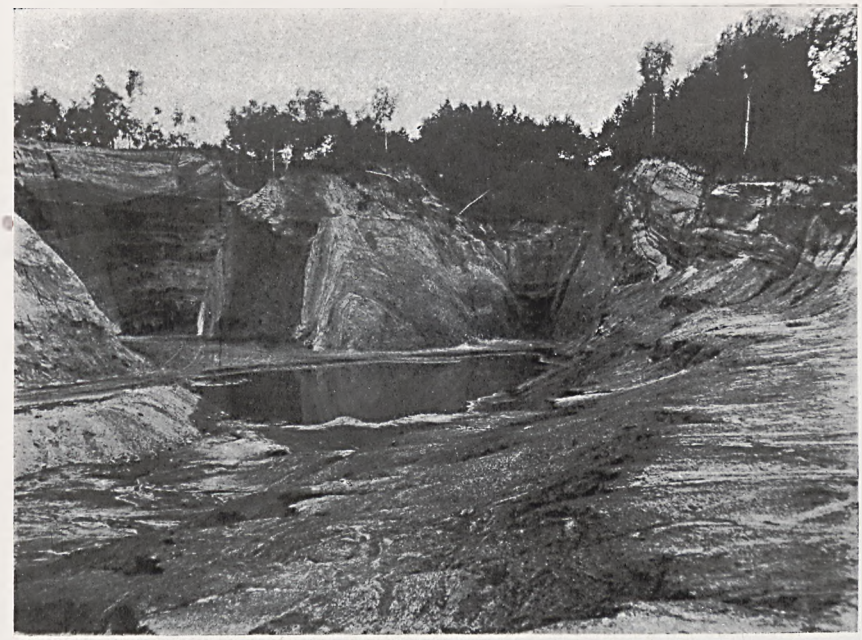
Th. Wahnschaffe phot. 1911.

Figur 11. **Nordbucht des Scharmützelsees mit den Rauenschen Bergen im Hintergrunde.**



Th. Wahnschaffe phot. 1913.

Figur 12. **Der Tschetschsee bei Lagow mit der Endmoräne des Buchwaldes im Hintergrunde rechts.**



Th. Wahnschaffe phot. 1910.

Figur 13. **Westlicher Teil der Grube Dinklage am Petersdorfer Wege.**



Th. Wahnschaffe phot. 1905.

Figur 14. **Formsande mit zahlreichen kleinen Verwerfungen (Grube Dinklage).**



Th. Wahnschaffe phot. 1910.

Figur 15. **Aufgepreßtes Braunkohlenflöz mit den hangenden Formsanden (rechts) und der Verwerfung mit abwärts geschleppten Schichten (links). Grube Dinklage.**



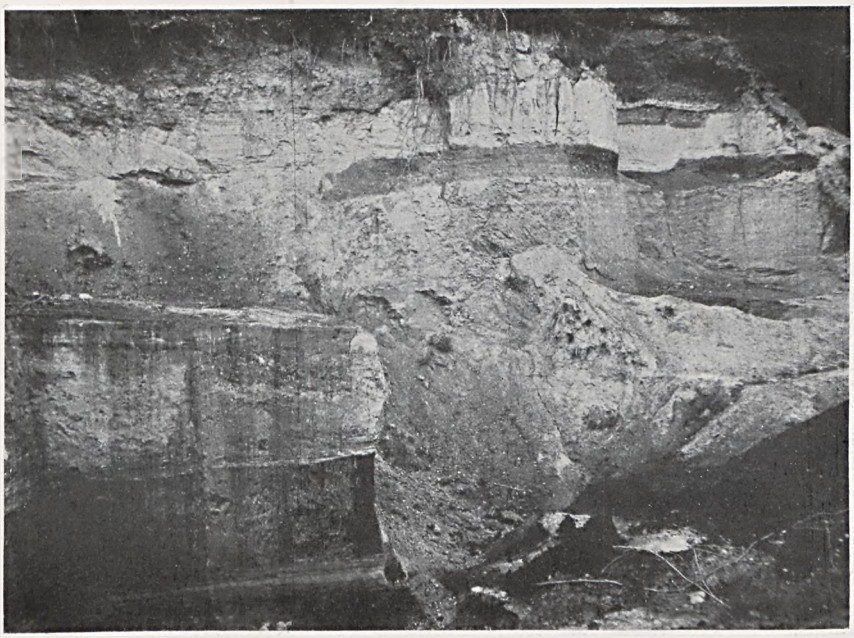
Th. Wahnschaffe phot. 1905.

Figur 16. **Tertiärsattel (rechts) und steilgestellte Diluvialschichten in der Grube von August Dinklage.**



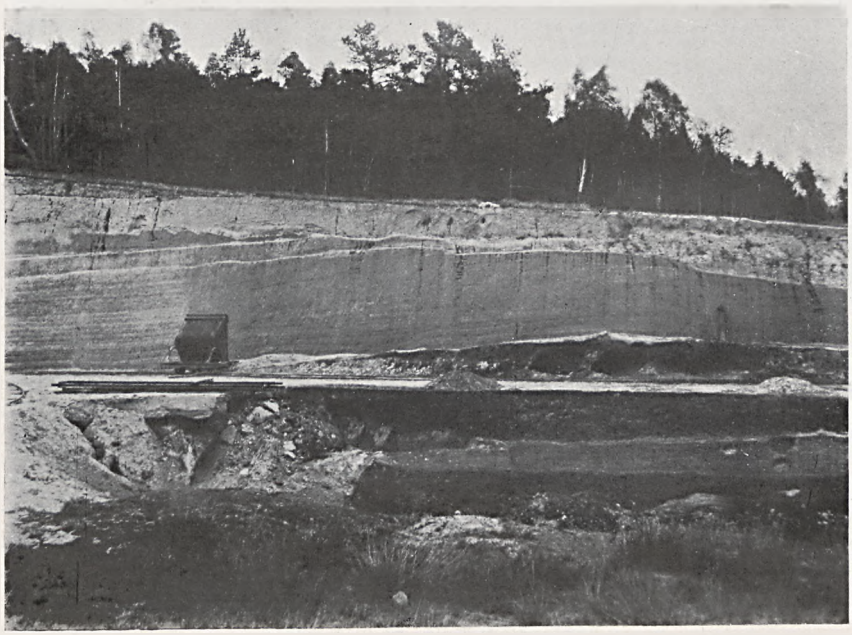
Th. Wahnschaffe phot. 1909.

Figur 17. **Flach gelagerte Miocänschichten (Formsandgrube).**



Th. Wahnschaffe phot. 1909.

Figur 18. **Braunkohlenflöze im Liegenden des Formsandes. (Tiefere Ausschachtung der Formsandgrube.)**



Th. Wahnschaffe phot. 1909.

Figur 19. **Flacher Tertiärsattel in der Grube bei Petersdorf.**



Th. Wahnschaffe phot. 1905.

Figur 21. **Geschiebemergelsattel bei Sauen, von tertiären Letten überlagert.**



Th. Wahnschaffe phot. 1906.

Figur 22. **Aufgepreßter Älterer Geschiebemergel unter tertiären Letten und Sanden (Grube Saarow).**



Figur 24.

Braunkohle auf Unterem Geschiebemergel in der Grube Saarow.

Th. Wahnschaffe phot. 1906.



Th. Wahnschaffe phot. 1909.

Figur 25. **Aufgepreßte tertiäre Sande und Letten (Grube Saarow).**



Th. Wahnschaffe phot.

Figur 26. **Aufsattelung von Formsanden und Letten (Grube Saarow).**



Th. Wahnschaffe phot. 1906.

Figur 27. **Durch Eisdruck zerrissenes Braunkohlenflöz im Miocän bei Silberberg.**



Th. Wahnschaffe phot. 1907.

Figur 28. **Steil aufgepreßtes Miocän bei Silberberg, Westwand.**



Th. Wahnschaffe phot. 1906.

Figur 29. **Gefaltete miocäne Letten und Sande am Nordabhange des Dachsberges östlich von Diensdorf.**



Th. Wahnschaffe phot. 1906.

Figur 30. **Aufgepreßte Formsande östlich von Pieskow.**

Jahrbuch der Königlich Preußischen Geologischen

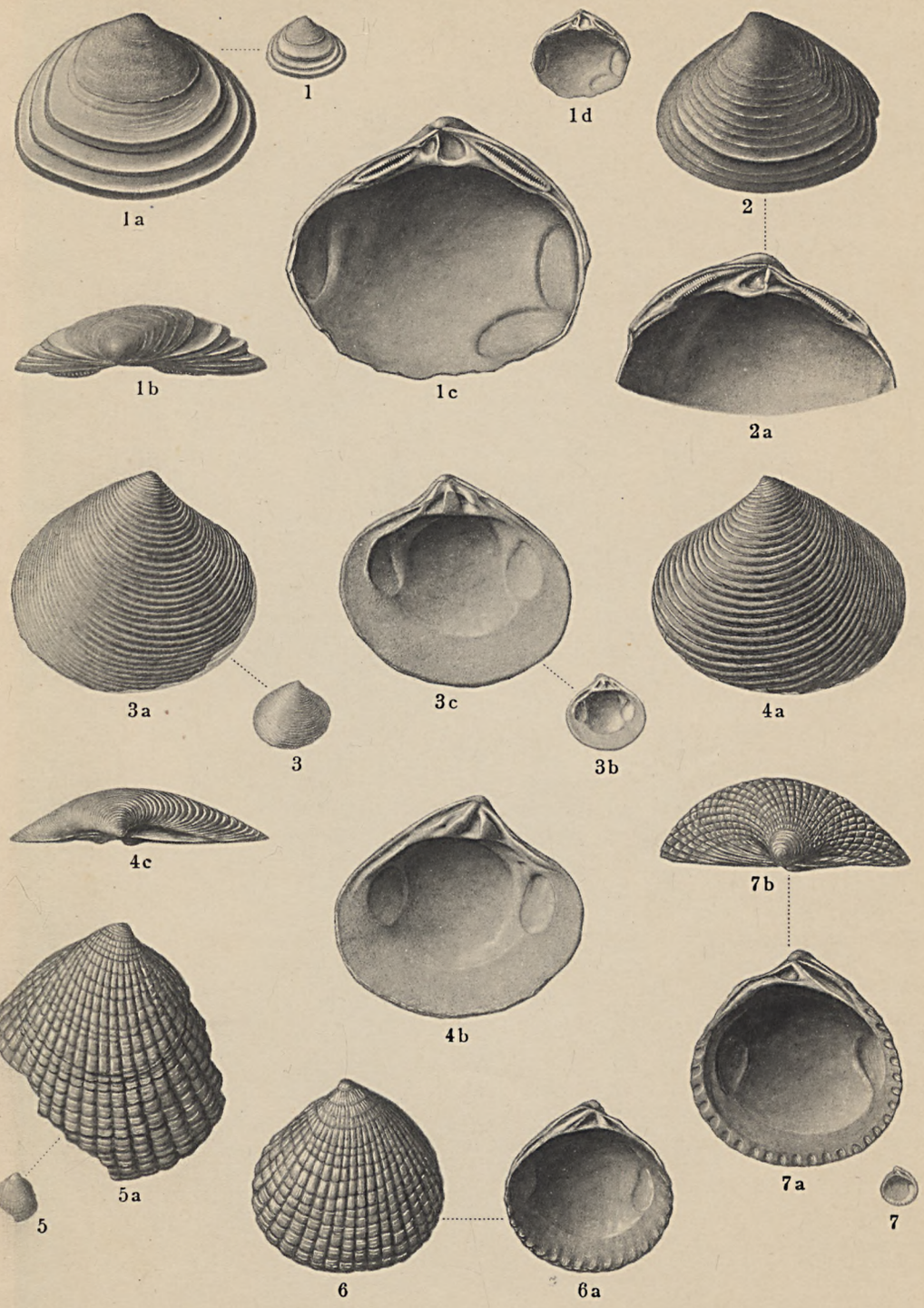


POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
T.H. 15008

Tafel 55.

Fig. 1—2. *Mactra ovalis* Sowerby . . . . . S. 429
Fig. 3—4. *Astarte incerta* S. Wood . . . . . S. 427
Fig. 5—7. *Cardita scalaris* Leathes in Sowerby . . S. 422

Die Originale befinden sich in der Sammlung des geologischen Landesmuseums zu Berlin.



gez. v. A. Schmitson.

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.

Amtlicher Teil.



Den Heldentod erlitten im Kampfe fürs Vaterland:

Dr. Erich Meyer, Bezirksgeologe, Kriegsfreiwilliger, Gefreiter, geboren am 25. Juli 1874 in Königsberg, verwundet am 12. März 1915 im Gefecht bei Polin (Galizien) und gestorben am 14. März 1915.

Dr. Johannes Schlunck, Geologe, Unteroffizier d. L., geboren am 9. Februar 1876 in Walsleben, Kreis Osterburg (Altmark), gefallen bei Trojany am 8. März 1915.

Dr. Otto Renner, Geologe, Leutnant der Reserve, geboren am 31. Januar 1888 in Göttingen, gestorben infolge schwerer Verwundung im Feldlazarett zu Seclin am 25. Juni 1915.

Dr. Karl Münk, Chemiker, Leutnant der Reserve, geboren am 3. Juli 1882 in Bünde i. W., gefallen bei Flirey-Essey am 8. April 1915.

Bericht über die wissenschaftlichen Ergebnisse der geologischen Aufnahmen im Jahre 1915.

1. Rheinprovinz.

Herr P. G. Krause berichtet über Unter-Devon, Perm und Diluvium auf Blatt Mechernich.

Das zwischen Frohnrath im S. und Gemünd im N. liegende westliche Randgebiet vom Blatt Mechernich wurde aufgenommen. Es zeigt in ausgezeichneter Weise, weithin auch auf das Nachbarblatt übergreifend, die Oberflächenformen der Abtragungs- oder Fastebene, in die auch die dem Unterdevon aufgesetzten und nicht verworfenen Teile der Buntsandsteindecke miteinbezogen sind.

Durch die junge Erosion tief eingeschnittener Täler wird diese Hochfläche derart gegliedert, daß baumastartig von einer ungefähr in einem nach W. offenen Bogen verlaufenden S.-N.-Mittellinie als Wasserscheide in nordwestlicher Richtung zum Olef-Tale und in nordöstlicher Richtung zum Urftgebiete Talfurchen ausstrahlen.

Das Unterdevon dieses Gebietes läßt zwei verschiedene Gesteinsabteilungen unterscheiden, nämlich:

1. Die Stufe des sog. Billicher Wald-Quarzites i. e. S. von A. Fuchs, die aus einer Folge von rötlichen bis roten, plattigen bis bankigen Sandsteinen bis quarzitischen Sandsteinen mit gelegentlichen Einlagerungen von rötlichen bis violettroten, auch wohl blaugrauen, dünnblättrigen, tonigen Schiefern besteht. Während in den letzteren sich hin und wieder unbestimmbare pflanzliche Reste finden, sind die verschiedenen Sandsteine dieser Stufe sehr arm an Versteinerungen. Außer der schon in einem früheren Berichte hieraus erwähnten *Rensselaeria confluentina* A. Fuchs gelang es, durch ein paar Einzelfunde in dem infolge meist dichter Waldbedeckung aufschlußlosen Gebiet eine Anzahl weiterer Formen festzustellen, die nach einer vorläufigen Bestimmung u. a. folgende Arten enthalten:

Homalonotus rhenanus Koch
Myophoria minima A. Fuchs
Ctenodonta Maureri Beush.
Ctenodonta migrans Beush.
Prosocoelus Beushauseni A. Fuchs
Pterinea costata Goldf.
Spirifer incertus A. Fuchs
Chonetes semiradiata Sow. (nach Fuchs).

Diese Formen sprechen ebenfalls für das schon früher aus stratigraphischen Gründen, nämlich dem Auftreten des Koblenz- oder Schneifel-Quarzits, wie er an verschiedenen Stellen des Blattes, so besonders am Pflugberg bei Mechernich und bei Frohnrath, z. T. in unmittelbarem Verbande damit steht, geschlossene Unter-Koblenz-Alter dieser Ablagerungen.

2. Eine zweite, zunächst als grüngraue Gesteinszone bezeichnete Schichtfolge. Sie setzt sich aus grauen bis bräunlichgrauen oder grünlichen, plattigen Sandsteinen bezw. Grauwacken und grünlichen, sandigen bis tonigsandigen, auch blaugrauen tonigen Schiefern zusammen, die in engem Verbande mit der vorher geschilderten roten Gesteinszone des Billicher Waldquarzites stehen. Auch hier sind Versteinerungen ganz außerordentlich selten. Außer einer *Renssellaeria confluentina* A. Fuchs ist nur noch ein einziges bestimmbares Stück nach A. Fuchs auf *Ctenodonta tenuidens* A. Spriest. zu beziehen.

Zum Perm stelle ich das bisher schon von Straßbüsch bekannte und von v. Dechen und Blanckenhorn dem Unteren Buntsandstein zugerechnete, eigentümliche rotbunte Kalkkonglomerat. Da ich an anderer Stelle näher darauf einzugehen gedenke, sei hier nur erwähnt, daß ich noch zwei weitere Vorkommen dieses Gesteins, nämlich westlich von Ober-Golbach und nördlich von Broich, aufgefunden habe.

Der Faltenbau des Unterdevons, wie er in den großen Sätteln mit flachen Südflügeln und entsprechenden Mulden von Broich usw. zur Geltung kommt, wird durch ein System von Querstörungen in NW.-Richtung zerstückelt und verwickelt, was natürlich auch in der Spezialfaltung zum Ausdruck kommt.

Von Belang ist noch eine zwischen Schleiden und dem Ruppenberge auftretende flache Überschiebung von N. her. Über ihr Alter ist noch nichts sicheres festzustellen.

Ein jüngeres System von NNO.-Brüchen hat auch die Buntsandsteindecke vielfach verworfen und zum Teil ihren Westrand bedingt, wie dies modellartig schön an der kleinen Scholle NO. vom Wichelsberg zu sehen ist.

Auch ein kleiner Buntsandstein-Grabeneinbruch am Rathberg wird durch Störungen dieser Richtung bedingt. Daneben scheinen aber noch einmal einzelne, NW. gerichtete Bruchlinien den Buntsandstein betroffen zu haben, wie z. B. bei Ober-Golbach.

Die schon erwähnte Spezialfaltung ist in einer schmalen Zone in dem Hohlweg oberhalb von Nierfeld am Südostausgang in der grünen Gesteinszone aufgeschlossen.

Diluvium. Die stufenweise erfolgte Austiefung der Täler läßt sich durch mehrere Schotterterrassen im Olef-Tal gut nachweisen.

Von Olef talabwärts ist am östlichen Talgehänge eine ausgezeichnete Schotterterrasse, die zwischen 360—380 m liegt, zu verfolgen. Eine etwas höhere Stufe ist südöstlich von Nierfeld in dem Wegezwickel zwischen 390 und 400 m gut aufgeschlossen. Zu dieser gehören auch wohl die Schottervorkommen, die sich an der Wehrley südöstlich von Olef in gleicher Höhenlage finden.

Vereinzelte Schotter sind dann noch beim Berge 451 westlich von der Mönichshardt als bisher höchste diluviale Stufe zuerwähnen.

Herr Zimmermann II berichtet über die Aufnahme des Blattes Bonn.

Die Kartierung im Bereiche des Blattes Bonn erstreckte sich auf die geologische Aufnahme des Devons, des Tertiärs und des Diluviums und Alluviums.

Das Devon (Siegener Stufe) setzt sich aus glimmerhaltigen Grauwackensandsteinen und Grauwackenschiefern zusammen, die sich im Bereiche des Blattes Bonn als fossilarm erwiesen.

An Tertiärbildungen treten in dem kartierten Gebiet blaugraue bis schwarze Tone auf, die mit feinkörnigen, glimmerhaltigen Quarzsanden wechsellagern, denen ein miocänes Alter zuge-

schrieben werden muß. Ihr Vorhandensein läßt sich meist nur durch Bohrungen feststellen, da sie zum größten Teil, unter der Decke der Hauptterrasse bezw. des Lösses verhüllt, nicht zutage treten.

An diluvialen Bildungen finden sich Lößablagerungen, ferner Lehm-, Sand- und Kiesababsätze der Haupt-, Mittel- und Niederterrasse, von denen die Niederterrasse noch heute den Überschwemmungen des Rheins ausgesetzt ist. Es läßt sich die Auflagerung von verschieden-alterigen Lößbildungen auf der jüngsten Mittelterrasse feststellen. Die jüngere Stufe der Niederterrasse, die schon bei den Aufnahmearbeiten im Jahre 1911 rechtsrheinisch in der näheren Umgebung von Bonn auf größere Entfernung verfolgt wurde, tritt auch linksrheinisch in der weiteren Umgebung von Bonn mit deutlich erkennbaren Rändern auf.

Die alluvialen Bildungen setzen sich aus Ton-, Lehm-, Sand- und Kiesablagerungen zusammen, die im Rheinalluvium einen hohen Kalkgehalt besitzen können, dagegen im Siegalluvium kalkfrei sind.

Herr Leppla berichtet über die Übersichtsaufnahmen im Soonwald im Sommer 1915.

Die Arbeiten für die Übersichtskarte im Maßstab 1 : 200000 (Bl. Mainz) wurden im Vorsommer 1915 innerhalb der Meßtischblätter Simmern, Gemünden, Kirchberg und Pferdsfeld fortgesetzt. Sie erstreckten sich zunächst auf die Verfolgung des nördlichen Quarzitzuges Simmerkopf-Wildburg-Koppenstein bis über das Simmertal nach SW. hinaus zum Lützelsoon und über die südliche und nördliche Nachbarschaft.

Bunte Schiefer der Gedinnestufe sind mit Ausnahme einer kleinen Stelle im Lamettale nirgends mehr beobachtet worden. Ich fasse dieses Vorkommen als dem Kern einer steilstehenden Sattelfalte angehörig auf, die nach SW. zu im Lützelsoon allmählich untertaucht und den Quarzit damit ganz zum Verschwinden bringt. Da zu beiden Seiten dieses Sattels jüngere Schiefer und Quarzite sich anlegen (also Oberer Taunusquarzit und Hunsrückschiefer), wie der Querdurchbruch des Simmertales zwischen Gehlweiler, Königsau und Heinzenberg beweist, so kann die eben angenommene Sattelfalte des nördlichen Quarzitzuges nicht die Ur-

sache des Auftretens von Bunten Schiefern am NW.-Rande des mittleren Quarzitzuges Alteburg-Opel sein. Ich habe das bereits in meinem vorigen Bericht bezweifelt. Es folgt somit, daß der NW.-Rand dieses Quarzitzuges einer streichenden Verwerfung entsprechen muß. Übrigens bricht dieser Zug zwischen Schwarzerden und Kellenbach an einer Querstörung jäh ab und sinkt in die Tiefe.

Es ergibt sich weiter, daß die nahezu 25 km lange talartige Oberflächenmuldung zwischen dem mittleren und nördlichen Quarzitzug des ganzen Soons vom Simmertal über Leidenshaus, Glashütte, Seibersbach bis zum Guldenbach und Dachsweiler höchstwahrscheinlich von Hunsrückschiefern und anderen ihnen im Alter nahestehenden, kleinstückig zerfallenden und daher leicht abtragbaren Schiefern (des Oberen Taunusquarzits und der Koblenzstufe) im Untergrund aufgebaut wird.

Daß auch der NW.-Rand des nördlichen Quarzitzuges Simmerkopf-Koppenstein-Lützelsoon wahrscheinlich durch eine streichende Störung zwischen Taunusquarzit und Hunsrückschiefer begründet wird, ergibt sich aus dem Mangel an Oberem Taunusquarzit zwischen den eben genannten Schichtenreihen. Die Folgerung steht im vollen Einklang mit den übrigen Beobachtungen am ganzen Nordrande des Taunusquarzits zwischen Saar und Wetterau. Im ganzen dürfte also der Soonwald einen ähnlichen Schuppenbau in den hinteren oder nördlichen Quarzitzügen aufweisen, wie ich ihn bei meinen Sonderaufnahmen im benachbarten Rheingau (Bl. Preßberg-Rüdesheim, 1904) annehmen mußte.

Der nördliche Quarzitzug wird von zahlreichen Querbrüchen und mitunter solchen von W.—O.-Richtung in einzelne Gebirgsklötze zerlegt, die vom Koppenstein nach SW. zu staffelförmig absinken und damit das Verschwinden des Taunusquarzits am Lützelsoon erklärlich machen. Zwischen dem Koppenstein und der Wildburg ist die Querzerstückelung besonders stark und insofern wenig regelmäßig, als gehobene und gesunkene Gebirgsklötze scheinbar miteinander mehrmals abwechseln. Immerhin macht sich auch hier ein staffelförmiges Emporheben nach NO. zu bis zum Lametbach und darüber hinaus noch bemerkbar.

Der schon früher durch H. Grebe bekannte streichende Gang

eines felsitischen bis mikrogranitischen Gesteins (nähere Untersuchungen fehlen noch) im Hunsrückschiefer von Gehlweiler wurde auf 1 km Länge verfolgt, ohne daß Berührungswirkungen zwischen eruptivem und Nebengestein beobachtet werden konnten. Eher sind diese an dem basischen Eruptivgestein (Proterobas) vorhanden, das ebenfalls streichend auf mehr als 1,5 km Länge zwischen Kellenbach und Heinzenberg die Hunsrückschiefer durchbricht.

Alte diluviale Aufschüttungen (Schotter) wurden links von der Simmer, bis zu 380 m ü. NN. und nahezu 80 m über deren Talsohle reichend, bei Mengerschied festgestellt. Von hier ab talabwärts sind alte Talstufen in verschiedenen Höhenlagen deutlich zum Ausdruck gelangt.

Der Quarzitschutt zu beiden Seiten der Quarzitrücken spielt auch hier eine große Rolle. Die Anschnitte bei Gemünden erreichen mit 6 m Höhe noch nicht seine Sohle. In seiner Unterlage sind die als Oberflächenbildungen anzusehenden Brauneisenerze in und über dem Hunsrückschiefer mehrfach aufgeschlossen.

2. Provinz Hessen-Nassau.

Herr M. Blanckenhorn berichtet über Ergebnisse der geologischen Revisionsaufnahme des Blattes Schwarzenborn (Knüllgebirge) im Sommer 1915.

Meine Feldarbeit im Sommer 1915 galt der Revisionsaufnahme des (früher von O. Lang kartierten) Blattes Schwarzenborn, welches den Zentralteil des Knüllgebirges in Niederhessen zur Darstellung bringt. Es wurde zunächst der westliche und südliche Teil, im ganzen $^2/_3$ des Blattes aufgenommen, das heißt der westliche Abfall und die Hochregionen des Knüll.

Der Sockel dieses vulkanischen Gebirges wird von Buntsandstein, an einigen von Störungen betroffenen Stellen auch von Unterem Muschelkalk gebildet, darüber erscheint Tertiär, besonders miocäne Ablagerungen, denen sich Basalttuffe anschließen, dann erfolgten zahlreiche meist deckenförmige Basaltergüsse verschiedener Art, endlich diluviale und alluviale Bildungen.

Buntsandstein.

Vom Buntsandstein kommt in dem Aufnahmegebiet nur Mittlerer und Oberer in Betracht.

Mittlerer Buntsandstein.

Der Mittlere Buntsandstein ist in seiner Gesamtheit vertreten und läßt sich in ähnlicher Weise gliedern wie auf den westlich benachbarten Blättern Ziegenhain und Gilserberg, nämlich in den (unteren) Horizont der Gervillienplatten oder sm_1 Denckmann's, dann einen Wechsel von grobkörnigen Sandsteinen, Stubensand und feinkörnigen dünnschiefrigen Sandsteinen oder sm_2, endlich Bausandstein (sm_3 bei Denckmann). Doch zeigt die mittlere Abteilung im SO. des Blattes Schwarzenborn bereits eine beträchtliche Abweichung und größere Mächtigkeit und Mannigfaltigkeit als auf den Blättern Ziegenhain und Gilserberg. Es gelang mir insbesondere auch in dieser Abteilung, und zwar in ihrem obersten Teil, einen wichtigen höheren Fossilhorizont, reich an *Gervillia Murchisoni*, nachzuweisen. Er dürfte in seiner Lage den »Oberen Muschelbänken« des Mittleren Buntsandsteins der Mansfelder Mulde[1]) genau entsprechen.

Im Gegensatz zum Unteren Buntsandstein, der nur aus feinkörnigem Sandstein und Letten aufgebaut ist, charakterisiert sich der Mittlere Buntsandstein bekanntlich überall und so auch hier durch das Vorkommen von grobkörnigem Sandstein und Sand neben feinkörnigem. Das zeigt sich schon in den allertiefsten Lagen, wodurch eine scharfe Abgrenzung gegen den Unteren Buntsandstein ermöglicht wird.

1. Die unteren Gervillienschichten (sm_1).

Der untere Gervillienhorizont hat bezüglich seiner Mächtigkeit hier nicht die Bedeutung wie bei Treysa. Mit Sicherheit wurde er als fossilführend überhaupt nur an 2 Stellen des Blattes Schwarzenborn nachgewiesen: etwa 110 m östlich von der Ide-Mühle und neben der Untersten Mühle, beide im sogenannten Grund, dem Tal, das von der Stadt Schwarzenborn nach Grebenhagen hinabführt und der Efze von links zugeht.

[1]) Vergl. E. Wüst, Die Fossilführung des Mittleren Buntsandsteins der Mansfelder Mulde. Zeitschr. für Naturw. S. 124 (16). 1907.

An der Untersten Mühle gleicht das Böschungsprofil an der Straße Schwarzenborn-Grebenhagen dem der Gervillienplatten vom Steinatal unter der Daubenmühle (Blatt Ziegenhain). Man könnte hier auch an Unteren Buntsandstein denken, wenn nicht die Petrefakten vorkämen. Es ist ein Wechsel von roten Schieferletten und roten glimmerreichen Sandschiefern mit 8—17 cm starken Bänken aus feinkönigem rotem Sandstein. Letztere zeigen auf ihrer oberen Schichtfläche gewöhnlich Wellenfurchung, auf der Unterseite Fließwülste. Mit dem Hammer lassen sie sich in ebenflächige Platten zerspalten, und auf diesen erscheinen dann die Steinkerne und Abdrücke der *Gervillia Murchisoni*. Die bröckligen dünnschiefrigen roten sandigen Schieferletten mit viel Glimmer enthalten Estherienreste mit konzentrischen Anwachsrippen. Die größeren erreichen 10 mm in der Längsrichtung und gehören sicher zu *Estheria laxitexta* Sandb. Die kleineren, welche schlecht erhalten und daher schwer bestimmbar sind, entsprechen vielleicht der *Estheria Albertii* Voltz sp. (= *E. Germari* Beyr.).

Folgt man der genannten Straße von der Untersten Mühle an aufwärts, so trifft man 110 m vor der Idemühle an dem von rechts aus dem Wald herabkommenden Wege das zweite Vorkommen des unteren Gervillienhorizonts mit Petrefakten, hier aber ohne die glimmerreichen roten Schieferletten, welche die Estherien führen. Die roten glimmerhaltigen feinkörnigen Sandsteinplatten enthalten große Gervillien im Innern und auf ihrer Schichtunterseite schöne gekröseartige Fließwülste. An der Verlängerung des Seitenweges nach links gegen das Mühlengebäude sieht man auch unter dem eben beobachteten Gervillienhorizont noch grobkörnige fossilleere Sandsteinbänke von 1,70 m, welche hier etwa 4 m unter der Straße den Beginn des Mittleren Buntsandsteins bezeichnen mögen. Demnach käme dem untern Gervillienhorizont im ganzen mindestens die Mächtigkeit von 5—6 m zu.

2. Die Stufe der grobkörnigen Sandsteine, feinkörnigen ebenplattigen Sandsteine und Stubensande bis zum oberen Gervillienhorizont einschließlich (sm2).

Diese mittlere Abteilung des Hauptbuntsandsteins läßt sich petrographisch von der unteren, dem unteren Gervillienhorizont, nicht

trennen, denn sowohl die roten, schiefrigen, ebenflächigen Sandsteine als die grobkörnigen kommen in beiden in gleicher Weise vor. Das trennende Moment ist vorläufig nur das Vorkommen oder Fehlen der Gervillien und Estherien abgesehen von dem oberen Gervillienhorizont (unter dem Bausandstein), der mit dem gleichen Recht von der Abteilung sm2 noch abgetrennt werden könnte, wie der untere. Man wäre deshalb auch berechtigt, den unteren Gervillienhorizont einfach mit sm2 zu vereinigen und in dieser großen Abteilung (mit der Signatur sm1) selbst zwei Fossilhorizonte unten und oben als bloße Grenzlagen auszuscheiden. Dann entspräche die Bezeichnung sm1 (im Gegensatz zu dem Bausandstein = sm2) gerade dem Begriff, den v. Koenen und andere gewöhnlich damit verbinden.

Außer den grobkörnigen, nur undeutlich geschichteten Sandsteinen und den feinkörnigen, wohlgeschichteten enthält unsere mittlere Abteilung noch lose Sande, die »Stubensande« Denckmann's, von teils grobem teils mittlerem Korn. Lose Sande trifft man freilich auch im oberen Hauptbuntsandstein, dem Bausandstein sm3, doch sind sie hier gewöhnlich anders gefärbt, nämlich weiß oder violett, aber nicht hellrötlich, gelb oder gebändert wie die Stubensande. Die im sm2 selteneren Lettenlagen sind rötlich, während die Tone und Tongallen des Bausandsteins vorherrschend graugrün gefärbt sind.

An und über der Ide-Mühle und Göttingsmühle konnte über dem unteren Gervillienhorizont diese Schichtenfolge von unten nach oben beobachtet werden:

0,35	m	Bank mittelkörnigen, buntgestreiften Sandsteins
0,02—0,30	»	Zwischenlage aus rötlichem Sandsteinschiefer und roten Letten
0,45—0,60	»	grobkörnige Sandsteinbank mit roten Tongallen
1—2	»	roter schiefriger Sandstein und Letten
2—3	»	feste grobkörnige Sandsteine mit Tongallen bilden den oberen Steilabfall über der Straße bis zur Waldkante.

In dem Waldstreifen und auf den folgenden ersten Äckern treten neben weiteren grobkörnigen Sandsteinen besonders harte, quarzitische, dünnschiefrige, ebenflächige Sandsteinplatten auf, welche keine Gervillien führen, aber sonst wie die Gervillienplatten alle charakteristischen Merkmale von Uferbildungen zeigen, nämlich

erhabene, zuweilen gegabelte Leisten aus hartem, schwach eisenschüssigem Sandstein (Trockenrisse oder Netzleisten), Ripplemarks, gekröseartige Fließwülste (immer auf den Unterseiten), Steinsalzpseudomorphosen (desgleichen), behöfte, d. h. von ringförmigen Vertiefungen umgebene Warzen[1]). An dem Fahrweg, der von Grebenhagen nach Hergetsfeld hinaufführt, fand ich in einem solchen feinkörnigen glimmerreichen Sandstein neben braunen Tongallen einen wohlerhaltenen Steinkern und Abdruck eines *Pleuromoia*-Stammes[2]).

Die grobkörnigen Sandsteine setzen sich aus gerollten, abgerundeten Quarzkörnern zusammen, die aber vielfach neue glitzernde Krystallflächen infolge nachträglicher Krystallisation angesetzt haben.

Schon in der unteren Hälfte der Abteilung schieben sich zwischen die festeren Bänke auch lose buntgebänderte Sande ein. In der oberen Hälfte herrschen diese groben Stubensande sogar vor.

60—70 m über dem Unteren Gervillienhorizont folgt endlich als Abschluß der Abteilung sm_2 der Obere Gervillienhorizont. Hier herrschen wieder durchaus die feinkörnigen, schiefrigen, ebenflächigen Sandsteinplatten, aber im Gegensatz zum unteren Gervillienhorizont fehlen die roten Letten und weichen glimmerigen tonigen Sandsteinschiefer mit Estherien völlig. In diesem Schichtenkomplex beobachtet man zum letzten Mal die feinen Trockenrisse oder Netzleisten, die Fließwülste und Steinsalzpseudomorphosen. Fundstellen von Gervillien traf ich auf dem linken nördlichen Ufer des mühlenreichen Tals zwischen Schwarzenborn und Grebenhagen am Südabhang des Weymerod und Eschenbergs im

[1]) Von den sogenannten »fossilen Regentropfen«, die man jetzt lieber mit Martin auf das Aufsteigen von Gasblasen zurückgeführt hat, die aber neuerdings Dörpinghaus (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. Bd. 67, Monatsb. S. 191, 1915) als Äsungslöcher kleiner Fische deutet, unterscheiden sich jene Warzen wesentlich durch das Vorhandensein des deutlichen umgebenden Grabens ringsum und das Fehlen eines flachkugeligen zentralen Eindrucks, an Stelle dessen gerade die warzenförmige Erhöhung steht.

[2]) Auch E. Wüst gibt *Pleuromoia Sternbergi* Münst. sp. besonders aus den Schichten zwischen den unteren und oberen Muschelbänken mit *Gervillia Murchisoni* im Mittleren Buntsandstein der Mansfelder Mulde an (a. a. O. S. 124, 1907).

ganzen fünf, auf der gegenüberliegenden Talseite auf dem Nordabhang der Söhre zwei.

Die Stufe des Stubensandes und der feinkörnigen schiefrigen Sandsteine verbreitet sich aber auch weiter über das Efze-Tal bis zum Ostrande des Kartenblattes. Der Zahnsberg, Rauschenberg und Warzenberg, d. i. die Reihe von Bergen auf dem östlichen Ufer der oberen Efze, setzen sich daraus zusammen. Beim Aufstiege der neu angelegten Straße Grebenhagen-Salzberg in der Weindelle, d. h. dem bewaldeten Seitental, in welchem künftig auch die Eisenbahn nach Hersfeld zum Tunneleingang hinaufführen wird, hat man die charakteristischen, feinkörnigen, dünnschiefrigen, ebenflächigen Sandsteine bis zur Sattelhöhe am Rauschenberg. Besonders am Ostabfall dieses Berges lassen sich die prächtigsten Proben von Fließwülsten, wurstförmigen Tondüten, Steinsalzpseudomorphosen sammeln. Aber zwischen den feinkörnigen Bänken treten auch hier grobkörnige Lagen auf.

Kleine Steinbrüche zur Gewinnung von Straßenschotter und von Bausteinen durch Abbau einzelner Bänke von 50—70 cm Stärke sind am SW.-Fuß des Zahnsbergs, am Hohen Rain und auf der Heide über Grebenhagen angelegt, Sandgruben für Stuben- und Mauersand trifft man überall »am Sand« im S. des Eschenbergs, auf dem Zahnsberg usw.

3. Der Bausandstein (sm_3 Denckmann's = sm_2 v. Koenen's).

Die obere Hälfte des Mittleren Buntsandsteins nimmt die Stufe des sogenannten Bausandsteines ein. Sie hat in der östlichen Hälfte des Blattes Schwarzenborn etwa die gleiche Mächtigkeit wie die beiden tieferen Stufen sm_1 und sm_2 zusammengenommen, d. h. ca. 70 m, tritt aber an Oberflächenverbreitung hinter sm_2 etwas zurück. In der Westhälfte des Blattes schwillt sie, wohl auf Kosten der tieferen Stufen, die hier oberflächlich überhaupt kaum mehr vertreten sind und schon am Ostrande des westlich benachbarten Blattes Ziegenhain bedeutend zurückgingen, bis auf 80—90 m an.

Diese obere Abteilung des Mittleren Buntsandsteins besteht aus fein-, mittel- und grobkörnigen Sandsteinen von blaßroter, hellgrauer, weißer, gelbweißer oder violetter Farbe. Die Grund-

bestandteile sind farblose, durchscheinende oder hellrötliche abgerundete Quarzkörner, denen sich häufig kaolinisierte Feldspäte als weiße Pünktchen und glitzernder Kaliglimmer beigesellen. Besonders charakteristisch ist das Vorkommen von groben Geröllen aus milchweißem Quarz, seltener auch Kieselschiefer, Adinolschiefer, Quarzit, die man fast überall antrifft, freilich oft nur ganz vereinzelt, an anderen Stellen so reichlich, daß man von Konglomeraten sprechen kann. Letzteres ist namentlich in den höheren Lagen der Fall, so auf dem linken Ufer der Ohe im N. des Bärbergs zwischen Ropperhausen und Kämmershagen und auf der Nordseite des Hergetsgrunds. Die Größe der Quarz- und Quarzitgerölle erreicht 5 cm im Durchmesser. Auf der Ostseite des Knüll sind die Gerölle viel spärlicher als auf der Westseite.

Ein weiteres Unterscheidungsmerkmal der Bausandsteinzone ist das Vorkommen von Spuren ehemaliger im Gestein verteilter Carbonate in Gestalt von kleinen und größeren Hohlräumen. Am meisten fallen die großen kugeligen Löcher der Kugelsandsteinlagen auf. Im Innern des Gesteins erscheinen sie als kugelige Partien losen oder schwach verkitteten Sandes von gelbbrauner oder rostiger Farbe, der natürlich an der Oberfläche herausfällt. Der Sand war ursprünglich verfestigt durch ein carbonatisches Bindemittel, das nachträglich ausgelaugt wurde. Diese Kugeln haben im selben Stück immer den gleichen Durchmesser, der aber örtlich zwischen 0,6 und 4 cm schwankt. Sie wurden beobachtet am Westrand der Karte auf dem rechten Steinaufer in der Umgebung der Hergertsmühle, auf dem rechten Ufer des Grenzebachs, im Steinbruch am SW.-Hang des Judensteins, am O.-Abhang des Waldknüll, am Sand im S. des Eschenbergs, endlich am N.-Hang der Söhre östlich Schwarzenborn.

Ähnlicher Entstehung sind die feineren, meist dunkler gefärbten Poren oder Löcher, welche, wenn regelmäßig im Gestein verteilt, dasselbe wie von Ameisen zerfressen aussehen lassen. Hier handelt es sich um ehemalige kleinere Konkretionen oder Krystalle von Carbonaten, von denen bei der späteren Auslaugung höchstens die Oxyde und Hydroxyde übrig blieben. Waren Eisen-

oder Manganverbindungen dabei, dann zeigt sich das Gestein bedeckt mit lauter dunklen, in der Mitte löchrigen Tupfen von bräunlicher oder schwarzer Farbe. Solche fleckigen »Tigersandsteine« traf ich am N.-Hang der Söhre östlich Schwarzenborn, am Sand im S. des Eschenbergs, im Steinbruch im O. des Eschenbergs und am Osthang des Rauschenbergs an der Straße Salzberg-Grebenhagen. Im Steinatal liegen an der Hergertsmühle große Blöcke aus mürbem, hell rötlichem, glimmerhaltigem Sandstein, welche Kugellöcher und kleine Poren teils ohne besondere Färbung, teils von rostig-gelbem Aussehen nebeneinander enthalten.

Die Farbe des Bausandsteins ist Schwankungen unterworfen, doch im ganzen heller als die der tieferen Stufe. Auffällig weiße schiefrige Sandsteine und entsprechenden groben Sand trifft man im Dorfe Ropperhausen, im Ohetal östlich Ropperhausen, am Nordhang der Söhre und westlich Salzberg. Violette Sandsteine gibt es in dem Steinbruch im W. des Judensteins, am Osthang des Waldknüll, auf dem anschließenden Sattel zum Weymerod und bei Salzberg. Violette Sande reich an Glimmer schließen in vielen Fällen den Bausandstein nach oben ab und werden unter der Bezeichnung »Silbersand« gewonnen.

Bausandsteinbrüche sind an den meisten in Betracht kommenden Bergen angelegt, so am S.-Fuß des Großen Schembergs, auf dem bewaldeten Hügel im SO. des Schembergs, im SO. des Sterkelsbergs, am Südwestfuß des Judensteins, am Ostfuß des Lambertsbergs, im O. des Forsthauses Seigertshausen, am Ostabfall des Waldknüll, am Westrande des Weymerodplateaus und im O. des Eschenbergs. Einen der besten, lehrreichsten Aufschlüsse liefert der Bruch auf dem Sattel des Weymerod zwischen Schwarzenborn und Hergetsfeld, der gerade die obersten 10 m der Bausandsteinstufe, oben noch von Tertiär und Diluvium bedeckt, erschließt.

Die Tone oder Lettenzwischenlagen sind innerhalb der Bausandsteinzone schwach vertreten und zeichnen sich vorherrschend durch graugrüne Farbe aus. Dasselbe gilt von den Tongallen.

Sichere Spuren organischer Reste wurden, wie das gewöhnlich im Bausandstein Deutschlands der Fall ist, nicht angetroffen. Dagegen fehlt es keineswegs an unsicheren Spuren (von Würmern?), und diese dienen als ganz besondere Kennzeichen gerade dieser Stufe. Sie bestehen aus tiefen Furchen oder Schnitten von Halbmond- bis Halbkreisform senkrecht zur Schichtoberfläche. Ihre Länge beträgt 3—5 cm; in der Mitte ihrer Erstreckung sind sie jedesmal am stärksten eingetieft. Sie machen, wenn mehrere zusammentreffen, den Eindruck von künstlich mittels eines Meißels mit halbkreisförmiger Schneide eingravierten Buchstaben- oder Runenstrichen alter Inschriften. Ursprünglich als Tierfährten oder auch als Spuren von Tongallen gedeutet, lassen sie sich besser auf Wirkung grabender Strandwürmer zurückführen. Es ist bekannt, daß »Würmer aus der Annelidengruppe der Chaetopteriden, z. B. die *Arenicola*« der Nordseewatten, »bogenförmige oder U-förmige Wohnröhren mit zwei Ausgängen an der Oberfläche senkrecht in den Boden graben«[1]). Auch die Rhizocorallien des Unteren Muschelkalks und anderer Formationen und das, was man unter den Namen *Glossifungites*, *Corophioides* und *Gyrolithes* aus verschiedenen Formationen beschrieben hat, werden von Th. Fuchs (a. a. O.) als solche durch Würmer geschaffene Aushöhlungen gedeutet. Unsere Wurmspuren können also gewissermaßen als Vorläufer der Rhizocorallien gelten. Ich fand sie schon wiederholt im Buntsandstein Hessens und des Rhöngebiets, so auf den Blättern Ostheim v. d. Rhön (an der Königsburg), Gudensberg (bei Wolfershausen an der Eder), Ziegenhain (nördlich Treysa), und zwar immer nur in der Stufe des Bausandsteins. Auch im württembergischen Schwarzwald sind sie wohlbekannt. Eine nähere Beschreibung und Abbildung dieser Gebilde durch Professor Andrée in Königsberg steht demnächst zu erwarten.

Auf Blatt Schwarzenborn entdeckte ich sie in typischer, unverkennbarer Gestalt am Westabhang des basaltischen Hardtwaldes auf dem rechten Steinaufer unweit des Westrandes des Blattes und zwar auf mehreren dort herumliegenden Blöcken.

[1]) Th. Fuchs, Studien über Fucoiden und Hieroglyphen. Denkschr. math.-phys. Kl. k. k. Akad. Wiss. Wien, S. 426. 1895.

Der Obere Buntsandstein, Röt (so).

Das Auftreten von Röt beschränkt sich in dem bis jetzt näher untersuchten Teil des Blattes Schwarzenborn auf 7 meist kleinere Flecken oder Streifen am N.- und W.-Fuße des Knüllgebirges; nur eine dieser Stellen gehört dem eigentlichen Gebirge an und liegt auf der Wasserscheide zwischen Rinne und Ohe. Meist hängen diese Vorkommen ebenso wie die des Muschelkalk mit dem Auftreten von Störungen zusammen und werden wenigstens an einer Seite von Verwerfungslinien begrenzt.

Regelmäßige Auflagerung auf dem Bausandstein wird deutlich nur im NW. des Dorfes Ropperhausen und regelmäßiger Übergang in Wellenkalk nur im N. der Hergertsmühle beobachtet.

Die tiefsten Teile des Röts bilden ziemlich mächtige graugelbe bis graugrüne Letten. Dann folgen die roten Letten als Hauptmasse des Röts. Zwischen denselben bemerkt man nur ab und zu graugrüne mit dünnschiefrigen Tonquarzitbänkchen.

Steinsalzpseudomorphosen und organische Reste wurden nirgends gefunden. Die Muschelkalkgrenze wird durch gelbe Ockerkalke bezeichnet.

Die Mächtigkeit dürfte 40 m kaum übersteigen.

Der Muschelkalk.

Vom Muschelkalk ist in dem untersuchten Gebiet nur der Untere oder Wellenkalk anstehend vertreten.

Der Wellenkalk (mu).

Der Wellenkalk tritt uns nur in der Umgegend von Seigertshausen entgegen beim Aufbau von 4 Schollen, die durch Querverwerfungen voneinander getrennt in NO.-SW.-Richtung aufeinander folgen und hier zusammen einem kürzeren Graben angehören.

Eine ganze Zahl kleiner Steinbrüche, die das Material für die Kalköfen von Seigertshausen lieferten, zeigt die übliche Ausbildung des Wellenkalks. Die Mehrzahl derselben gehört dem Unteren Wellenkalk an. Beachtenswert sind darin einige etwa 5 cm dicke Petrefaktenbänke, welche namentlich *Myophoria vulgaris*, *Hörnesia*

socialis, *Pseudomonotis Albertii* und *Dentalium* sp. teils auf der Oberfläche der Platten, teils im Innern als Steinkerne enthalten. Andere Bänke liefern *Omphaloptycha gregaria* und Brut von *Lima striata* (?).

Der westlichste dieser Steinbrüche im NO. der Hergertsmühle erschloß die oberen Lagen des Unteren Wellenkalks mit den ersten oolithischen Bänken in folgendem Profil von oben nach unten:

Wellenkalk 4,50 m	2,50 m	ebenflächige Kalkschiefer, zuunterst Wellenkalk
	0,68 »	Wechsel von 3 Lagen diskordant schiefrigen, flasrigen Wellenkalks mit gewöhnlichem Wellenkalk, in der Mitte eine 0,10 m starke bituminöse Kalkbank
	1,30 »	Wellenkalk
Obere Oolithbank 0,82 m	0,07 »	feste, graue, gefleckte Bank mit *Pecten discites*
	0,05 »	mergelige Zwischenlage
	0,70 »	gelbe Dolomitbank, ursprünglich wohl oolithisch, nachher dolomitisiert, krystallinisch. Darin *Pecten discites* und Crinoidenstielglieder
	2,10 »	gelbliche und graue, dünnblättrige, meist ebenflächige Kalkschiefer
	2,65 »	hellgrauer Wellenkalk, von vielen Wülsten durchzogen
Untere Oolithbank	0,35—0,47 m	harte, im Bruch violette, oolithisch schaumige Bänke, bituminös, mit Muscheldurchschnitten auf der Oberfläche
	0,20 m	Wellenkalk
	0,37 »	gelber, harter, dichter Kalkstein.

Auf dem Boden des Steinbruchs liegen außer Blöcken der Dolomitbank noch Stücke eines violettgrauen Oolithkalks mit rostiggelb gefärbten Oolithkörnern, ganz erfüllt von *Pecten discites* und Crinoidenstielgliedern. Sie mögen der Unteren Oolithbank angehören.

Die zweite oder Obere Oolithbank zeigt in Niederhessen vielfach Neigung zur Dolomitisierung besonders da, wo Verwerfungen in unmittelbarer Nähe liegen.

Schon auf Blatt Homberg a. d. Efze war das zu erkennen. Im Homberger Graben an der von Homberg nach Hebel führenden Straße gegenüber Berge auf dem rechten Efzeufer beobachtet man in einem alten Steinbruch östlich der Straße ein Schichtenprofil, das in Reihenfolge und Beschaffenheit der Schichten ganz dem mittleren Teil des obigen entspricht:

oben 0,30—0,35 m dunkelgelber, grobkörniger Dolomit, teilweise schaumig oolithisch mit *Myophoria orbicularis*. Obere Oolithbank
1,90 m ebenschiefriger grauer Kalk
0,50 » Wellenkalk mit viel Wülsten
0,50 » Ockerkalk
2,00 » Wellenkalk mit viel Wülsten.

Darunter folgt auch hier anscheinend die fossilführende Untere Oolithbank mit Myophorien, *Pecten* und *Gervillia mytiloides*.

Die Mächtigkeit des Unteren Wellenkalks (bei Seigertshausen) kann man auf 30 m schätzen.

Der Obere Wellenkalk ist an dem Steilgehänge zwischen Hergerts- und Happelsmühle nur mit seiner Basisregion, d. h. den Terebratelbänken, in einem kleinen mittleren Steinbruch zwischen dem beschriebenen und dem großen Bruch am Kalkofen, der selbst infolge Verwerfung wieder dem Unteren Wellenkalk zufällt, erschlossen.

Das Profil zeigt von oben nach unten:

	2,20 m	Oberer Wellenkalk
Obere Terebratelbank	0,65 »	Pentacrinitenbank mit *Pentacrinus*-Stielgliedern, vielen Schalen einer kleinen Terebratel (! nicht *vulgaris*) und einem Fischflossenstachel
	0,35 »	Zwischenlage
	0,09—0,10 m	harte Petrefaktenbank, nicht (!) oolithisch, grau, mit rostigen Fossilflecken, kavernös. Große Exemplare von *Pecten discites* und *Myophoria laevigata*, ferner *Hörnesia socialis*, *Myophoria elegans*, *Pecten discites*, *Terebratula* sp., *Dentalium* sp.
Mittel 2,90 m	2,72 m	Wellenkalk
	0,18 »	Wechsel von 2 Lagen diagonal geschichteten, diskordant schiefrigen Kalks mit Wellenkalk
Untere Terebratelbank	0,26 »	violette oolithische Bank, in 3 Lagen geteilt, mit *Pecten discites* und Spuren kleiner Terebrateln
	0,28 »	nicht oolithischer Wellenkalk
	0,05 »	feste, z. T. oolithische krystallinische Petrefaktenbank
	0,15 »	bröcklige Zwischenlage
	0,60 »	harte oolithische oder schaumige Bank. *Dentalium*
	0,32 »	harte, feste, unregelmäßig bröcklige Zwischenlage
	0,70 »	harter, rauher Kalk in mehreren Lagen, z. T. von Bohrgängen durchzogen.

Darunter gewöhnlicher Unterer Wellenkalk mit einzelnen Steinkernen von *Myophoria orbicularis* und *Hörnesia socialis*.

Lagerungsverhältnisse und Tektonik der Triasschichten.

Die Lagerungsverhältnisse der Triasglieder sind recht verschieden. Horizontale Lagerung ist nur ganz im allgemeinen vorherrschend.

Im Dorfe Seigertshausen und auf dem Kalkhügel Hardt südlich davon herrscht ausgeprägtes NNO.-Einfallen in den vier durch Verwerfungen getrennten Schollen. Da hier eine Wanderung in N.-S.-Richtung vom Ostende Seigertshausens zum Steinatal quer zu diesen Verwerfungslinien trotz jenes Einfallens ruckweise in immer jüngere Schichten vom sm3 bis zum mu2 führt, liegt ein staffelförmiges Absinken nach S. vor. Andererseits zeigen die Querprofile in SO.-NW.-Richtung an, daß am Steinatal von der Hergertsmühle an aufwärts und weiter im Grenzebachtal oberhalb Seigertshausen eine Grabensenkung in der Richtung SW.-NO. vorliegt, bei der jüngere Schichten, Röt und Wellenkalk, die Mitte, Bausandstein die beiden Außenränder einnehmen. Dieser Graben von Seigertshausen wird äußerlich bezeichnet durch die Erweiterung der beiden Täler der Steina und des Grenzebachs zu breiten Becken in SW.-NO.-Richtung. Getrennt sind dieselben durch einen niedrigen flachen Sattel aus Rötschichten.

Mit Beginn des Miocäns befand sich in dieser Grabensenke das Sammelbecken für die Quarzitsande, deren Reste in Gestalt gewaltiger Quarzitblöcke noch überall den Boden beherrschen. In noch späterer Zeit setzten der Grenzebach und die Steina beim Eintritt in die Becken mächtige Alluvialdeltas ab.

Es ist noch nicht ganz klar, hat aber wenig Wahrscheinlichkeit für sich, daß der Seigertshäuser Graben in direktem innerem Zusammenhang steht mit dem großen Graben, der jenseits des Knüllgebirges bei Steindorf-Rückersfeld ansetzt, von da zum Efzetal bei Reddinghausen, weiter über den Remsfelder Tunnel nach Beisheim, Wichte, Altmorschen, Lichtenau, Eichenberg usw. verläuft, um als Leinetalgraben zu endigen.

Auf der Ostseite des Knüll finden wir zunächst wieder horizontale Lagerung des Buntsandsteins bei Schwarzenborn. Von der Ide-Mühle ab aber unterliegt sie mehrfachem Wechsel. Auf der

linken Talseite des »Grundes« herrscht erst westliches, von der Göttingsmühle etwa an bis Grebenhagen SO.-Einfallen. Auf der südlichen Talseite, d. h. im N. und NO. der Söhre haben wir uns in der Verlängerung der Söhreachse eine SSW.-NNO. gerichtete Verwerfung zu denken, die allerdings durch diluviale Schotterbedeckung größtenteils verhüllt ist. Ihre Annahme wird durch den Umstand gerechtfertigt, daß östlich davon die Grenze zwischen sm_2 und sm_3 viel tiefer liegt als westlich und daß an Stelle der bisherigen horizontalen Lagerung ein Einfallen der Schichten nach OSO. zum Efzetal eintritt.

Auf der Ostseite der Efze bilden Warzenberg, Zahnsberg und Rauschenberg eine zusammenhängende Masse von sm_2, in der die Schichten im allgemeinen horizontal liegen oder schwach nach OSO. einfallen.

In der SO.-Ecke des Kartenblatts in der Umgegend von Salzberg tritt dann wieder eine merkliche Störung ein. Wir nähern uns hier dem Oberaula-Salzberger Muschelkalkgraben, der in SW.-NO.-Richtung auf den drei Blättern Neukirchen-Niederaula-Ludwigseck verläuft. Die NW.-Seite des Grabens wird oberhalb Salzberg (namentlich auf Blatt Neukirchen) durch eine im Geisbachtal verlaufende Verwerfung zwischen sm_2 und so bezeichnet. Von ihr zweigt auf Blatt Schwarzenborn am Ostfuß des Rauschenbergs eine zweite Störung in NNO.-Richtung ab, die in halber Höhe des Abhangs gegen O. umbiegt und an der sm_2 auf sm_3 stößt.

Auf der Westseite des Knüllgebirges steigt die Trias in Gestalt des Bausandsteins im Steinatal bis zu 495 m, im Ohetal am Bilsteinskopf zu 460 m Meereshöhe empor, auf dem Sattel zwischen Ohe und Rinne südöstlich Leuderode am Ochsenkopf in Gestalt von Röt (so) bis zu 471 m, auf dem Ostabfall des Knüll am Waldknüll als Bausandstein etwa bis zu 555 m Höhe. Bei den drei südlicheren Punkten dürfte es sich um die allerobersten Schichten des Bausandsteins handeln, die also am Waldknüll mindestens etwa 60 m höher ansteigen als im Westen. Röt und Muschelkalk, die ursprünglich auch hier vorhanden waren, sind der spätmeso-

zoischen vortertiären Denudation zum Opfer gefallen. Ob dieser Höhenunterschied der obersten Triasvorkommnisse zwischen Ost und West schon in der vorbasaltischen Tertiärzeit bestand, ist nicht sicher, da nachträgliche tertiäre Hebungen oder Senkungen im Anschluß an die gewaltigen Basalteruptionen denkbar, ja wahrscheinlich sind. Eine Rekonstruktion einer präbasaltischen oder gar präoligocänen Landoberfläche findet deshalb meiner Meinung nach in der heutigen Höhenlage der Triasoberfläche allein eine zu unsichere Grundlage, um mehr als den Rang einer gewagten Hypothese beanspruchen zu können.

Das Tertiär.

Oligocän (bo).

Die ältesten Tertiärablagerungen auf Blatt Schwarzenborn treten an den tiefsten Stellen des Kartenareals im äußersten NW. jenseits der Eisenbahn Frielendorf-Sondheim bei Verna und Wernswig zutage. Sie gehören dem Mitteloligocän an und bestehen aus marinem Septarienton und darüber folgendem[1]) limnischem Melanienton.

1. Septarienton (bom).

Der Septarienton, der auf dem westlich anstoßenden Blatt Ziegenhain große Verbreitung hat, tritt von dort auf dem linken Ufer der unteren Ohe nördlich Allendorf noch ein Stückchen in das Blatt Schwarzenborn hinein und reicht dort beinahe bis an den Bach selbst. Es ist grünschwarzer Ton mit kleinen lößkindelartigen Kalkkonkretionen. Versteinerungen wurden innerhalb des Kartenblattareals nicht mehr angetroffen, fanden sich aber dicht westlich davon in beträchtlicher Menge.

2. Melanienton (μ).

Der Septarienton auf dem linken Oheufer wird an den letzten westlichen Gärten von Verna bedeckt von gelbem und weißem, mit Feinsand wechselndem Ton ohne Kalkkonkretionen, der schon als Melanienton angesehen werden kann[1]).

[1]) Vergl. dazu meinen Bericht über die Aufnahmen auf Blatt Ziegenhain im Jahre 1914 nebst »Nachtrag«. Dies. Jahrb. f. 1914, Bd. XXXV, Teil II, S. 594, 615 ff.

Im N. von Wernswig traf ich früher nahe am Südrande des Blattes Homberg a. d. Efze auf dem rechten Ufer des Osterbachs typischen graubraunen, gelben und weißen Melanienton mit Schalen von *Melania horrida*, *Melanopsis Kleini* und *Paludina lenta*. In der südlichen Fortsetzung dieses Vorkommens findet sich auf demselben Bachufer im O. von Wernswig auf Blatt Schwarzenborn derselbe gelbe und weiße Ton, hier allerdings ohne Fossilien.

3. Oberoligocän (boo).

Marines Oberoligocän wurde wohl in großer Verbreitung auf Blatt Ziegenhain in Gestalt von blaugrünen oder grünlichgelben, Glaukonit führenden Sanden und darüber braunem Ton mit Eisensteinkonkretionen nachgewiesen, aber nicht mehr auf Blatt Schwarzenborn, ebensowenig wie übrigens auf Blatt Homberg a. d. Efze.

Miocän (bm).

Die Ablagerungen des Miocäns sind auf Blatt Schwarzenborn zusammen mit dem Basalt sehr verbreitet vom Westrande bis zu den basaltischen Höhen des Knüll. Nur am Ostrande des Blattes fehlen sie, wenn man von einigen Quarzitblöcken in der äußersten SO.-Ecke absieht, ganz. Eng ist ihre Verknüpfung mit dem Basalt, dessen Decken sie vor Zerstörung schützten.

Es sind durchweg Süßwasserablagerungen, aber vielgestaltig an Art: Sand, Grus, Kies, Sandstein, Quarzit, Ton, Letten, Ocker, Blätterschiefer, Braunkohlen, Basalttuff; wechselvoll sind auch die Farben, doch überwiegt weiß, gelb, rot und braunschwarz.

Wie auf den benachbarten Blättern Ziegenhain und Homberg a. d. Efze lassen sich die miocänen Tertiärablagerungen im allgemeinen in zwei Hauptstufen zusammenfassen: die vorherrschenden meist groben Sande mit Quarzit- und Sandsteinbildungen unten und die Stufe der vorherrschenden Tone, Feinsande, Braunkohlen und Ockerbildungen oben. Der zweiten Stufe gehören auch die Basalttuffe und die ersten Basaltergüsse an, aus deren Zersetzungsprodukten die Tone teilweise hervorgegangen sind.

Kartographisch lassen sich beide Stufen nur an wenigen Stellen scharf voneinander abgrenzen, nämlich da, wo die Unteren

Sande auch wohlerhalten sind. Die Quarzite sind überall verbreitet, auch da, wo die obere tonige Stufe allein herrscht, und bilden oft genug die einzigen Überbleibsel der früher auch hier vorhanden gewesenen unteren Sandstufe. Man kann also aus ihrem Auftreten allein noch nicht auf heutiges Vorkommen der tieferen Stufe schließen.

A. Die Unteren Sande, Quarzite und Sandsteine (bms).

Die nachträgliche Verfestigung der abgelagerten Sande zu Quarziten vollzog sich in der Regel unregelmäßig, so daß keine völlig durchgehenden Quarzitlager zustande kamen, sondern mehr einzelne Blockmassen, die freilich oft große Dimensionen (bis zu 6 m Länge bei 1—$1^1/_2$ m Dicke) erreichen. Das Bindemittel der richtigen Quarzite, »Feuerwacken« oder »Weißwacken«, ist amorphe Kieselsäure, die in Lösung zugeführt und zwischen den Quarzkörnern ausgeschieden wurde. Aber daneben gibt es vielfach auch echte Sandsteine mit weniger festem und dichtem, tonigem oder eisenschüssigem Bindemittel.

Es würde zu weit führen, die einzelnen Vorkommnisse der Reihe nach zu beschreiben. Ich beschränke mich auf die wichtigsten.

Größere Bedeutung gewinnt die untermiocäne Sandstufe an der Straße Frielendorf und Schachtebachhof von der Wasserscheide an, dann auf dem rechten Schachtebachufer im Walde »Breiteseite« und im Ohetal zwischen dem westlichen Kartenrand und der Ringsmühle bis zum Eisenberg. Im allgemeinen herrscht ockergelber Sand, der in der Sandgrube westlich vom Schachtebachhof 8 m mächtig ansteht. Er zeigt weißgelbe und braune Streifen und Bänder aus Eisensandstein. Diese Sande verfestigen sich am Oheufer zu dicken, ockergelben, zuweilen auch ziegelroten Sandsteinbänken oder zu weißen, rosenroten und ockergelben, sandsteinartigen schlechten Quarziten, welch letztere im Walde an den Quellen des Schachtebachs ein romantisches Felsenmeer mit 6 m großen Blöcken bilden. Auf dem rechten Oheufer sieht man sowohl westlich vom Schachtebachhof als unweit der Ringsmühle deutlich, wie die Abteilung der gelben, weiß und rot ge-

streiften Sande und Sandsteine überlagert wird von Letten und wie gerade an der Grenze der beiden Stufen der gelbe, bald weichere, bald härtere Ocker erscheint. Hier wäre eine scharfe Abgrenzung beider Miocänstufen wohl möglich.

Ihr Maximum erreicht die Häufigkeit der Quarzite im Becken von Seigertshausen in den Schuttdeltas des Grenzebachs und Steinatals und deren ganzer östlicher Umgebung. Auf dem linken Steinaufer südlich und östlich der Happelsmühle sind die Quarzite im Boden der dortigen Wiesen und Felder so dicht gesät, daß der Stockbohrer nur an wenigen Stellen zwischen ihnen tiefer eindringt und man fast ein großes zusammenhängendes Lager annehmen kann. Weiter östlich im Walde nehmen tertiäre helle, grobe und feine Sande zusammen mit Quarzkies und sandigem Ton ein breites Band zwischen dem Buntsandstein am Steinatal und Lindenrain einerseits und den Basaltdecken des Silberrains, Wickenbergs und Hohen Stein andererseits ein. An einigen Stellen sieht man auch die Auflagerung und den Übergang des Tertiärsandes in anstehenden Buntsandstein. Die losen weichen Sande sind besonders beliebt bei den Füchsen und Dachsen zur Anlage ihrer ausgedehnten Baue.

An mehreren Stellen dieser feuchten, humusreichen Wälder konnte an tieferen Wegegräben etwa 30 cm unter der Oberfläche eine Art Ortsteinbildung festgestellt werden, indem unter einer Schicht losen gebleichten Sandes und einer folgenden dünnen orangefarbenen Übergangsschicht eine hellbraunrote bis zinnoberrote festere Lage sichtbar wurde, in welche wegen ihrer Härte der Bohrer nicht mehr eindringen konnte.

An den höheren Bergen des eigentlichen Knüll wurden keine groben Sande, tertiären Sandsteine und Quarzite mehr beobachtet, sondern nur noch Feinsand, Ton, Basaltgrus und Tuff.

Das gleiche gilt für den Ostabfall des Gebirges bis zum Ostrand des Kartenblattes.

B. Die obere Abteilung des Miocäns mit Tonen, Feinsanden, Braunkohlen, Ocker und Basalttuff (bmt).

1. Das Braunkohlenbecken von Frielendorf.

Die Braunkohlen führenden Schichten des Frielendorfer Beckens an der Grenze der Blätter Ziegenhain und Schwarzenborn sind durch 4 Tagebaue, unterirdischen Bergbau, etwa 18 Schächte (abgesehen von den Wetterschächten) und zahlreiche Tiefbohrungen, die teils übertage, teils unterirdisch angesetzt wurden, genügend aufgeschlossen. Sie enthalten 2 abbauwürdige Kohlenflöze, mehrere z. T. brauchbare Tonlager sowie eine Ockerschicht, außerdem noch Schichten weißen Sandes und sandige unreine Braunkohlenlagen bezw. durch Kohle geschwärzten Sand. Ein Vergleich der verschiedenen Schacht- und Bohrprofile ergibt einen erheblichen Wechsel. Die Kohlenflöze sind ziemlich beständig, besonders das am weitesten verbreitete obere Flöz I, doch sind beide sehr verschieden mächtig. Die Stärke des unteren Flözes II schwankt zwischen 2 und 15,80 m, die des oberen I zwischen 2 und 39,20 m. Das obere wichtigere Flöz hat seine größte Entwicklung von 29—39 m im nordöstlichen Teil des Grubengebiets am NW.-Rande des Rabenwaldes.

Das Durchschnittsprofil ist folgendes:

5—15 m	Deckgebirge oder Abraum, bestehend aus Basalt, der, wenn noch frisch, senkrechte oder infolge Gehängerutschung schwach geneigte Säulen bildet, sonst zu Grus verwittert ist, ferner wechselnde Lagen von Ton und Sand, wovon eine 2—3 m starke Lage blauen Tons lokal abgebaut wird
22—26 »	oberes Flöz I
4—7 »	Mittel oder Zwischenlage von Sand und Ton, wovon der untere graue Ton als feuerfester Ton gewonnen wird. Lokal schwillt das Mittel an, so an der Flözstörung im NO.-Teil des großen Tagebaues bis zu 21,50 m
10 »	unteres Flöz II
	Liegendes: Sand und Ton.

Die Schichtenfolge läßt sich heute am besten übersehen und messen an der südlichen Wand des großen Tagebaues, in deren Nähe sich früher das Bohrloch 161 befand. Nach Angaben des Herrn Inspektors Hempel und meinen eigenen Messungen haben wir dort von oben nach unten:

15—18	m	Basalt (Dolerit) in schiefstehenden Pfeilern, teilweise mürbe zu Grus verwittert
0,25—0,30	»	gelben Ockerton
1,50	»	graugrüne Mergel mit Kieselkalkkonkretionen
2—3	»	blauen Ton
0,5	»	Sand
1	»	Kohle
0,25	»	weißen Sand
1	»	Kohle
0,10	»	weißen, sandigen Ton
26	»	Flöz I
5	»	sandigen Ton, mit Kohle gemischt
2	»	grauen, feuerfesten Ton
13	»	Flöz II
0,5	»	Ton
0,5	»	Kohle
		wasserführenden Sand als Liegendes.

Was die Lagerungsverhältnisse betrifft, so herrscht im allgemeinen ein Einfallen von O. nach W., so daß die Flöze gegen O. emporsteigen. Auch kleine Störungen sind vorhanden, wie man am großen Tagebau sehen kann. Aus einem Vergleich der Bohrprofile und den Querprofilzeichnungen ergibt sich, daß da, wo die Basaltdecken stark werden, die Flöze jedesmal um so tiefer liegen, als ob erstere einen Druck ausgeübt hätten. Die Auflagerung des Basalts ist besonders an der ganzen SW.- und SO.-Wand des großen Tagebaus zu beobachten.

Von den beiden Flözen sind seit 1822—1900 16 Millionen Hektoliter Braunkohle gewonnen worden. Die heutige Gewerkschaft Frielendorf, welche auch eine große Brikettfabrik angelegt hat, produziert täglich etwa 30 Doppelladungen Briketts und 50 Doppelladungen Rohkohle (hauptsächlich durch Tagebau).

Die oberen Teile des Flözes I liefern Mulm, der zur Herstellung der Farberde, dem Casseler Braun, einer beständigen Farbe, dient, die durch eine Fabrik in Spieskappel in verschiedenen Schattierungen von hell- bis schwarzbraun hergestellt wird (Frielendorfer Vereinigte Farbwerke von W. Urban und Co., A.-G., Cassel). Diese Farbwerke beuten besonders die zwei kleineren Tagebaue auf der NW.-Seite des Bahndammes (auf Blatt Ziegenhain) aus, von denen einer noch im Betrieb ist.

Im unteren Teil des Flözes I kann man an der SW.-Wand des großen Tagebaues schöne und wohl bestimmbare Pflanzenreste sammeln, die allerdings beim Trockenwerden schnell zerfallen. Die Dicotyledonenblätter sind nicht bloß als Abdrücke, sondern vollständig erhalten, so daß sie sich von der Oberfläche der Kohle ablösen. Recht häufig sind gewisse Nüsse, Coniferenäste und Zapfen relativ seltener. Baumstämme aus Lignit und große Stücke Bastkohle liegen herum. Die reiche Flora ist noch nicht untersucht, doch steht eine Bearbeitung derselben durch Herrn Sanitätsrat Dr. med. Menzel in Dresden bevor.

Bemerkenswert ist noch das häufige Vorkommen von Schwefelkies (Markasit), der an die Luft gebracht sich in Eisenvitriol umwandelt und dabei solche Hitze entwickelt, daß kleine Brände unter Rauchentwicklung entstehen. Mehrere Bohrlöcher trafen im Liegenden des Flözes II unter 1,50—2,30 m Ton eine förmliche Sandsteinbank mit Schwefelkies als Bindemittel eines weißen, feinen Sandes an, die so hart war, daß sie mit Spülbohrung nicht durchstoßen werden konnte.

2. Das Becken des unteren Rinnetals (zwischen Rodemann und Willingshain-Sondheim).

Das untere Rinnetalbecken ist von den i. J. 1915 untersuchten Tertiärgebieten der Karte Schwarzenborn bis jetzt das einzige, in welchem (außerhalb des Frielendorfer Kohlenbeckens) noch das Vorkommen von Braunkohle nachgewiesen wurde, freilich in kaum abbauwürdiger Menge und Tiefenlage. Die Frielendorfer Gewerkschaft hat das durch eine Anzahl Tiefbohrungen festgestellt. Auch hier sind zwei Flöze vorhanden, vermutlich die direkten Fortsetzungen der beiden Flöze von Frielendorf. Abweichend gegenüber dem Frielendorfer Becken ist die Beteiligung von Basalttuffen am Aufbau des Deckgebirges. Diese Tuffe treten auch oberflächlich zutage längs des ganzen N.- und NO.-Randes des basaltischen Aschbergzuges. Braunkohle wurde vorgefunden in den Bohrlöchern 139, 141—148 und 150. Als Beispiel greife ich das Bohrloch 143 heraus, gelegen »am Kleehof« im SO. vom Wasserbehälter Sondheim am Innenwinkel einer tief in den Wald einspringenden Wiese.

Die Decke besteht wesentlich aus Basalttuff und ist deshalb lokal beträchtlich angeschwollen; der Komplex des oberen Flözes I ist geringmächtiger als der von II.

Decke 43,70 m	0,50 m	Mutterboden
	32,50 »	schwarzbrauner und anders gefärbter Basalttuff und bunte Sande
	10,70 »	weißer, brauner und grauer Sand und Ton, z. T. mit Kohle durchsetzt
Flöz I 4,50 m (1,90 m)	1,55 »	Braunkohle, unrein, tonig und sandig
	1,50 »	graubrauner Sand
	1,10 »	grauer Ton mit Kohleteilchen
	0,35 »	reine Braunkohle
	2,95 »	grauer und brauner fetter Ton
Flöz II 5,40 m (5 m)	2,40 »	reine Braunkohle
	0,40 »	grauer, fetter Ton
	2,60 »	reine, trockne, feste Braunkohle
	6,10 »	graubrauner und grauer Ton und Sand
	62,65 m	

3. Das Becken der oberen Ohe südöstlich Frielendorf mit den Ockergruben am Ringsberg.

Schon auf dem rechten Ufer der Ohe trifft man unterhalb des Schachtebachhofs über den vorerwähnten gelben Sanden und Sandsteinen eine Ockerlage, ockergelben Ton an, der den Übergang zu den folgenden Letten bezeichnet. Am Ringsberg treten diese tonigen Lagen wieder auf dessen SW.-Seite hervor, während im N., O. und S. die Sande und Sandsteine herrschen. Die an der Grenze zwischen dem eisenschüssigen Sandstein und den Letten liegende, etwa 1 m starke Ockerschicht wird in der Ockergrube Marie der Vereinigten Farbwerke W. Urban & Co. gewonnen. Die Ockermasse ist bald weicher, tonig, bald härter bei erhöhtem Eisengehalt. Die am Ausgang der 2 Stollen und der 2 Schächte liegenden Halden zeigen den Abraum aus schiefrigen, grauen bis schwarzen Letten und Blätterschiefer, welche sich durch Führung pflanzlicher und tierischer Reste auszeichnen. Am häufigsten sind eiförmige, $1^1/_2-2$ mm große, flachgedrückte Pflanzensamen mit teils längsgestreifter, teils feingekörnelter Oberfläche, welche ganze kohlige Schichten zusammensetzen. Dazu gesellen sich Nüsse und Dicotyledonenblätter. Von tierischen Organismen sind zu erwähnen

rundliche *Sphaerium*-artige Muscheln und Schnecken der Gattungen *Paludina, Planorbis* und *Hydrobia*. Die Schnecken erscheinen als brōcklige Steinkerne aus Lettenmasse oder auch in goldfarbigem Schwefelkies. Kleine zarte Nädelchen von Gips bedecken die Schichtflächen, auch findet man große, glashelle Zwillingskrystalle von Gips in Schwalbenschwanzform.

4. Rosengrund und Schwärzwiesen oberhalb Hergetsfeld.

Auf dem Hochplateau des Knüllgebirges trifft man in dem neuerdings verkoppelten Rosengrund und den Schwärzwiesen im O. des Obersten Bilstein und im N. des Hermannsbergs in den frischen Aufschlüssen der Drainagegräben tertiäre Basaltkiese (d. h. kleine verwitterte Basaltbrocken, z. T. lose angehäuft, z. T. mit tonigem Bindemittel) von verschiedener Farbe an. Diese Kiese wechseln ab mit weißen, grauen und schwärzlichen Tonen, welche z. T. kohlige Reste enthalten, und mit weißen Feinsanden. Da die typisch tertiären Tone nicht bloß unter, sondern auch über den Kiesen liegen, müssen letztere auch noch tertiären Alters sein und zwar wesentlich fluviatiler Entstehung, da die Basaltbrocken durch fließendes Wasser transportiert und zusammengeschwemmt erscheinen. Den Tonen und Kiesen sind an einzelnen Stellen auch violettrote Basalttuffe eingeschaltet.

5. Söhre.

Auf der basaltischen Söhre südöstlich Schwarzenborn verdient das durch erhöhte Bodenfeuchtigkeit gekennzeichnete Vorkommen von lichten Tonen mit großen Quarzkörnern auf dem Hochplateau mitten im Walde zwischen den zwei dortigen großen Basaltdecken als trennendem Glied besondere Beachtung.

6. Rote Bolus-Tone an verschiedenen Plätzen.

An vielen Stellen des Blattes Schwarzenborn wird die obere Abteilung des miocänen Tertiärs durch intensiv rot gefärbte Tone vertreten, welche, vielfach über den groben Sanden der unteren Stufe liegend, den Übergang zu den Basaltdecken vermitteln. Sie enthalten gewöhnlich noch etwas grobe Quarzkörner und verwitterte bunte Brocken von Basalt und Tuff beigemengt und

scheinen im wesentlichen aus verschleppten und verwitterten Tuffablagerungen hervorgegangen zu sein, so daß man sie auch als Boluston bezeichnen könnte. Ihre Farbe schwankt zwischen violettrot, rosa, ziegelrot, zinnoberrot, orangerot und ockergelb. Am Weymerod führen sie kleine, braune Toneisensteinkonkretionen. Man findet diese roten Tone stets als Streifen nahe der Basaltgrenze, so am Südrande der Basaltdecke des östlichen Braunsberges, am Nordostfuß des Leidenberges, auf der Südseite des Ochsenberges, im O. und N. des Judensteingipfels und im W., SO. und NO. des Weymerod.

C. Die Basalttuffe (tB).

Basalttuffe sind im Gebiete des Blattes Schwarzenborn in unregelmäßiger Weise verbreitet, ebenso wie die Basalte. Sie nehmen vielfach teil an der Zusammensetzung der zuletzt besprochenen Miocänabteilung und bilden weiter als Unterlage der nachfolgenden Basaltlavaergüsse den Unterbau vieler Basaltberge oder endlich trennende Zwischenlagen zwischen zwei Ergüssen.

Wir treffen sie in dieser Weise an längs des ganzen Nordrandes des Aschbergzuges im S. des unteren Rinnetals, am Großen Schemberg, am Nordrande des Bärberges und Haideberges, am W.- und S.-Rande des Schmalen Trisch, am Westhang des Schwarzenborner Kopfes, in der ganzen Umgegend des Silberberges, im O. des Hilpertshains und Obersten Bilsteins, im NO.-Teile des Weymerod, im NO. der Söhre, aber besonders reich entwickelt in der Zentralregion des Knüllgebirges, auf den Abhängen und dem Plateau am Knüllköpfchen und Waldknüll, endlich als Untergrund der Stadt Schwarzenborn.

Es sind teils geschichtete, dann in der Regel mürbere Gebilde, teils ungeschichtete vulkanische Agglomerate, letztere oft von großer Festigkeit. Beide Arten zeichnen sich durch Reichtum an den verschiedenartigsten Einschlüssen aus und gehen ineinander über.

Auffällig ist, daß der ganzen basaltischen Landschaft bei Frielendorf richtige Tuffe zu fehlen scheinen. Die Verzeichnisse

der Tiefbohrungen nennen allerdings wiederholt Basalttuff und auch an den Wänden der Tagebaue glaubt man dies Gestein zu erkennen. Bei näherer Prüfung aber erweisen sich diese Vorkommnisse fast immer als Zerfallprodukte von doleritischem Basalt, doch soll die Möglichkeit nicht bestritten werden, daß auch dort an einzelnen Stellen Tuff im Untergrunde vorhanden ist.

Das beste Beispiel für das Vorkommen wohlgeschichteten Tuffs bietet der Große Schemberg, übrigens auch der einzige Platz, wo Tuff in ausgedehnten Steinbrüchen früher (als Baustein) abgebaut worden ist. Er enthält hier viele kleine rote Brocken von Röt und Bausandstein. Bei den reichlich als bindende Zwischenmasse vertretenen bräunlich gelben, mattgelben bis gelbweißen bol-artigen Verwitterungsprodukten und den grauen, gelben oder orangefarbenen Glaslapillis hat der Tuff im ganzen einen hellen Farbenton. Eingestreut sind schwarze Krystalle von Hornblende, Augit und Magnesiaglimmer. Beachtung verdient das Auftreten von Pflanzenresten, besonders Abdrücken von Dicotyledonenblättern ähnlich wie beim Tuff vom Eichelskopf, Sipperhausen und Holzhausen auf Blatt Homberg a. d. Efze.

Im W. und S. des Schmalen Trisch unterlagert ziegelroter oder buntgefleckter erdiger Tuff die älteren dortigen Basaltlager und schiebt sich auch trennend zwischen dieselben ein. Er zeichnet sich aus durch Auftreten von feinblasigen Rapilli, losen Hornblendekrystallen und Trümmern eines verwitterten dichten Hornblendebasalts, des einzigen dieser Art auf Blatt Schwarzenborn. (Nach einem Dünnschliff erwies sich das letztere Gestein als feldspatfreier, olivinführender Limburgit.)

Am Nordrande des Waldstreifens genannt Bruckerod, der sich östlich vom Obersten Bilstein zu den Schwärzwiesen hinzieht, und auf dem steilen Ostabfall des Waldknüll, auch auf dem Knüllplateau im W. des Waldknüll und am Fuß des Knüllköpfchens zeichnen sich die roten, buntgefleckten Tuffe oder Aschenagglomerate durch die Fülle und Mannigfaltigkeit ihrer Einschlüsse in der rosafarbenen Grundmasse aus. Außer angeschmolzenen Stücken von lichtem oder rotem Buntsandstein bis zu Faustgröße, manch-

mal mit dicker, glänzender, gelber Glasoberfläche, violettem und braunem Eisensandstein, Brocken von rotem Ton, Quarz und andern fremden Gesteinen trifft man auffallend leichte Bomben bis zu Kopfgröße mit abwechselnd blasenreichen und blasenarmen Lagen, schwere Bomben aus feinporöser Lava mit Quarzeinschlüssen, Schlacke mit strickartigen Oberflächenerscheinungen und schwarzen Basalt.

Das Eigenartigste aber sind braune bis kopfgroße Gesteinsknollen aus Glasbasalt. Diese eckigen kantigen Blöcke sind gewöhnlich von mehreren ebenen Flächen begrenzt wie facettiert. Die Oberfläche nimmt eine braune, eisenoxydhydratreiche Verwitterungskruste ein, die aus einer äußeren rostroten, schaligen, beim Anschlagen sich leicht ablösenden und einer lehmgelben, weicheren, inneren Lage besteht. Der Kern ist graubraun oder rotbraun und springt gewöhnlich zunächst in glatt scheinenden grauen Flächen auf, die den Eindruck erwecken, als habe man es mit muschelig brechendem Hornstein zu tun. Diese glatten Flächen sind aber anscheinend Kluftflächen, die als Folge der Verwitterung schon präexistierten. Erst weiteres Zerschlagen ergibt, daß der eigentliche frische Bruch sich in dunkelbraunen, rauhen, körneligen Flächen vollzieht, die an solche von Porphyrpechstein und Perlit erinnern. Wir haben hier Auswürflinge aus palagonitischem Glasbasalt vor uns.

Schon makroskopisch erblickt man einige Mineralbildungen darin. In der peripherischen, eisenreichen Krustenpartie fallen goldgelbe Würfelchen oder Pentagondodekaeder von Pyrit auf. Das häufigste Mineral des Inneren erwies sich nach den Dünnschliffen als Olivin, dessen Krystalle an ihren Rändern vielfach angefressen oder auch innen von Glasmasse erfüllt sind. Mehr vereinzelt sind große Augite. Außerdem treten noch feine, helle Leisten auf, deren mineralische Natur noch nicht ergründet wurde. Die gelbbraune Grundmasse zwischen diesen Krystallausscheidungen zeigt lagenartige Verteilung ihrer Farbe. Durchsichtige, honiggelbe Partien sind aus der dunkleren Masse durch Verwitterung hervorgegangen, durchschwärmen und umschließen sie, aber ohne daß

eine scharfe Grenze bemerkbar wäre. Feine schwarze Linien (mikrolithische Ausscheidungen und linear angeordnete Gasbläschen) zeigen wellenförmigen fluidalen Verlauf. Zu den genannten Mineralausscheidungen kommen nun noch die vielen fremden Einschlüsse, welche dem glasigen Gestein fast den Charakter eines Tuffs verleihen. Als solche stellte ich fest: Olivinfels, körnigen Basalt, dunkle blasige limburgitische Basaltbomben, deren Poren z. T. durch weiße Substanz erfüllt sind, hellrote poröse bimssteinartige Bomben von feinblasiger Struktur (bestehend aus heller Glasmasse mit Eisenerzstaub und Augitkörnchen), Quarzgerölle, Quarzitfragmente mit Schmelzkruste, roten, zu Jaspis umgewandelten Ton, endlich Brocken aus Quarz und Tonjaspis zusammen. Zu erwähnen bleibt noch das auffällig hohe spezifische Gewicht dieser Gesteinsknollen.

Die Basalte.

Die Basalte sind die wichtigsten Gesteine auf Blatt Schwarzenborn. In ihrem Auftreten sind sie das eigentlich Bestimmende in der Landschaft und Oberflächenkonfiguration. Denn das Knüllgebirge ist in erster Linie wie der Habichtswald, der Vogelsberg usw. ein vulkanisches Gebirge, und die es aufbauenden Gesteine sind eben (abgesehen von den Tuffen) nur Basalte in ihren verschiedenen Modifikationen. Fast alle Berge sind gekrönt von Basalthauben und lassen auch auf ihren Hängen noch tiefere Basaltlager als Stufenabsätze heraustreten. Die einzige Ausnahme von dieser Regel bilden die Buntsandsteinberge im O. des Blattes in der Umgebung des Efzetals.

Die unbedingt vorherrschende Erscheinungsweise der Basalte sind Lager bezw. Decken und Ströme, die in petrographischer Beschaffenheit wechselnd sich mehrfach übereinander wiederholen und von Tuffzwischenlagen oder anderen tertiären (miocänen) Sedimenten getrennt sein können. Mehr vereinzelt erscheinen Quellkuppen und Gänge. Als erweiterte Gangteile von elliptisch-eiförmiger Gestalt, nach O. Lang's Bezeichnung »Gangstöcke«, möchte ich die Basaltvorkommnisse vom Bilsteinskopf, Knüllköpfchen und Waldknüll auffassen, von denen das erstere sich in der Richtung

SSO.-NNW., die beiden anderen von SSW. nach NNO. gestreckt zeigen und das Vorhandensein von Spalten in dieser Richtung andeuten. Alle drei haben das Gemeinsame, daß sie aus Basaltplatten sich aufbauen, die fast steil gestellt sind und in der betreffenden Längsachse des Berges parallel zu den ehemaligen seitlichen Erkaltungsflächen verlaufen.

Die Absonderung der Basalte ist in diesem großen Gebiet natürlich recht verschieden. Schöne Säulen beobachtet man in dem Frielendorfer Tagebau an dem Doleritstrom, der das dortige Braunkohlengebirge überflossen hat, in dem Steinbruch am Nordfuß des Rabenwaldes und in dem schönen Hövermann'schen Bruch am Eschenberg bei Appenfeld. Undeutliche dicke senkrechte Pfeiler mit teilweise abgerundeten Seiten glaubt man noch an verschiedenen kleineren Aufschlüssen erkennen zu können. An allen diesen Punkten stehen die Säulen oder Pfeiler senkrecht, zum Zeichen daß Decken oder Ströme vorliegen. Nirgends in dem untersuchten Gebiet wurde bisher die meilerartige oder umgekehrt fächerförmige Stellung der Säulen, das Kennzeichen primärer Kuppen, wahrgenommen. Freilich ist auch die Zahl der größeren Steinbrüche in demselben gering.

Plattige Absonderung erscheint in dem Steinbruch nordöstlich Frielendorf, südsüdöstlich Allendorf, in den großen Brüchen am Radenberg bei Lenderscheid usw. Die drei Gangstöcke mit senkrecht stehenden Platten wurden schon erwähnt.

Im übrigen beobachtet man gewöhnlich großblockige Absonderung oder auch unregelmäßige Zerklüftung.

Die mikroskopische Prüfung der Basalte ist noch nicht ganz abgeschlossen, auch chemische Analysen sind noch nicht zur Ausführung gekommen, weder Bauschanalysen noch Teilanalysen. Die bisherige vorläufige optische Untersuchung von etwas über 100 Dünnschliffen hat ergeben, daß auf Blatt Schwarzenborn, wie zu erwarten war, die nämlichen Basaltarten vertreten sind wie auf dem nördlich benachbarten Blatt Homberg an der Efze. Es lassen sich mindestens 8 Gruppen deutlich unterscheiden und auch in ihrer Verbreitung auf der Karte einigermaßen festlegen:

A. Dolerite

(im Sinne von Sandberger-Streng-Bauer) = Trapp der großherzogl. hessischen Geologen.

Unter diesem Namen verstehen wir die sauersten und feldspatreichsten der Feldspatbasalte mit intersertaler oder ophitischer Struktur, bei denen nach erfolgter Ausscheidung der Erze, des Apatits und des Olivins im Magma die weitere des Plagioklas der des Augits voranging, während bei den gewöhnlichen Feldspatbasalten erst der Augit, dann der Plagioklas sich ausschied, und welche von Eisenerz Ilmenit oder Titaneisen (teilweise neben Magnetit) enthalten. Fast stets ist Apatit reichlich vorhanden. Die Dolerite sind in der Regel grau oder schwarz und zwar von gleichem Korn, selten porphyrisch mit einigen großen Einsprenglingen von Olivin. Die idiomorphen Feldspatleisten von 0,5—2,0 mm Länge, mit der Lupe besonders in den hellen dünnen Verwitterungsrinden erkennbar, bilden $^1/_2$—$^3/_4$ der Gesteinsmasse. Augit vorwiegend nur in Form kleiner Körner, die höchstens $^1/_4$ der Gesteinsmasse bilden. Größere Augite mit korrodiertem Kern selten. Olivin ist relativ spärlich. Olivinfelseinschlüsse selten. Quarzeinschlüsse sind meist vorhanden und noch gut erhalten, gewöhnlich mit deutlicher hellgrüner faseriger Augit-(Porricin-)kruste umgeben.

Die Dolerite sind widerstandsfähiger als andere Gesteine gegen Verwitterung. Echter Sonnenbrandzerfall ist selten und nur bei dem sogenannten Zwischentypus beobachtet, dagegen trifft man oft konzentrisch schalige Kugelbildung.

Die Absonderung vollzieht sich in der Regel großblockig oder in Säulen, nur bei Doleriten des Zwischentypus teilweise auch plattig.

Eine Scheidung der Dolerite in echte mit Ilmenit allein und in solche des »Zwischentypus« mit Ilmenit und Magnetit empfiehlt sich nicht, da beide Varietäten zu schnell ineinander übergehen. Das Gleiche gilt für die Trennung nach der Korngröße in grob-, mittel- und feinkörnige, die oft an einer und derselben Stelle, ja im selben Block miteinander wechseln.

Ebenso zweifelhaft scheint mir endlich eine Zweiteilung in kompakte, die außer Blasen keine Hohlräume aufweisen, und in solche mit gelockerter Struktur oder mit Hohlräumen, in welche die Hauptbestandteile (Feldspat, Augit, Titaneisen, Magnetit, Apatit) als Krystalle mit ihren Enden frei hineinragen. Diese Hohlräume sind nicht nachträglich durch Verwitterung, sondern bei der Erstarrung gebildet, indem die erstarrende Masse den ganzen ihr zur Verfügung stehenden Raum nicht ausfüllte. Ich fand derartige Dolerite des sogenannten Londorfer Typus (im Vogelsberg) mehr blockweise, so am SO.-Rand des Hilpertshains und am Schmalen Trisch.

Gewöhnliche Dolerite sind auf dem untersuchten Teil des Blattes Schwarzenborn verbreitet an folgenden Plätzen:

Ronneberg, Gipfel und Plateau des Aschbergs, Markwald, Strom vom Frielendorfer Tagebau, Hügel südlich von Frielendorf im W. des Schachtebachhofs, Teil der Cappeler Mark, Nordfuß des Lerchenbergs, Ringsberg, Kleiner und Großer Schemberg, Gipfel der Blattscheide, Judenkanzel, NW.-Teil des Braunbergs, untere Lage des Rotköpfchens, Ostvorsprung des Silberbergs oberhalb des Wolfsborns, Südwesteck des Hilpertshains; größere Teile des Schmalen Trisch (Lager b—d und f zum Teil), Basislager im W. des Schwarzenbörner Kopfs, Ostfuß des Eschenbergs.

B. Ganz grobkörnige halbporphyrische Dolerite.

Eine Sonderstellung gegenüber den gewöhnlichen dunklen körnigen Doleriten nehmen auf jeden Fall die ganz grobkörnigen halbporphyrischen Gesteine des Klapperbergs und einiger Blöcke am Eschenbergfuß ein, und zwar nicht bloß nach der Korngröße, sondern auch nach dem ganzen Verhalten der Grundmasse besonders des Augits. Glasbasis scheint überhaupt nicht vorhanden. Alle Bestandteile, namentlich auch der Augit, sind fast gleichmäßig grob auskrystallisiert, so daß man von einem Gegensatz zwischen Grundmasse und Einsprenglingen eigentlich nicht sprechen kann, wenn man nicht die vorherrschende weiße (aber ebenfalls grobkörnige) Feldspatmasse, in der die dunklen Bestandteile schwimmen, als

solche bezeichnet. Diese weiße, sogenannte Grundmasse setzt sich wesentlich aus Plagioklasen, durchzogen von großen Apatiten zusammen; aber an einigen Stellen (wenigstens am Klapperberg), jedenfalls in gewissen Schlieren oder »Feldspataugen« scheinen auch Sanidin und Nephelin[1]) beteiligt, so daß diese Gesteine dann auch Beziehungen zu den Trachydoleriten und Basaniten hätten. Die Augite bilden große Krystalle teilweise mit Neigung zu sternförmiger Gruppierung und Verwachsungen mit Olivin. Die Ausscheidungsfolge von Augit uud Plagioklas weicht offenbar von der der echten Dolerite ab. Das Erz ist Ilmenit allein oder Magnetit mit Ilmenit.

Am Klapperberge treten uns diese grobkörnigen Dolerite gleich in zwei sehr verschiedenen Varietäten entgegen, einer dunklen diabasartigen mit Ilmenit und einer weißen granitartigen mit vorherrschendem Magnetit neben Ilmenit. Aber die letztere, welche ich kurzweg als Weißen Dolerit bezeichnen möchte, birgt in sich wieder Ausscheidungen echt porphyrischer Struktur mit relativ kleinkörniger Grundmasse und gröberem Olivin, Augit und Erz dazwischen. Am Eschenberg beschränkt sich das Vorkommen ganz grobkörniger, weißer oder weißschwarz gefleckter Dolerite (mit Ilmenit) auf einzelne Blöcke, die zwischen solchen aus anderem feinkörnigem Dolerit am Nord- und Ostfuß abgestürzt liegen, deren Anstehendes aber noch nicht gefunden wurde.

Besonders charakteristisch für den grobkörnigen Weißen Dolerit vom Klapperberg und Eschenberg ist das Auftreten von Hohlräumen mit frei hineinragenden Krystallenden, wie wir solche im kleinen auch schon bei dem dunklen gewöhnlichen Dolerit A vom Hilpertshain kennen lernten. Aber hier erreichen die Krystalle 5—7 mm Größe. Man kann dann in bequemster Weise die großen Plagioklase, die Augitsäulchen, die stahlblauen Titaneisentafeln, die Magneteisenoktaeder und Apatitnadeln mit bloßem Auge unterscheiden.

---

[1]) Auf Natrongehalt sind noch keine Nachprüfungen mit Salzsäure gemacht.

C. Feldspatbasalte (Bf)

(= feldspatreiche Basanite Bt_1 und Bt_2 O. Lang's[1]).

Struktur intersertal, z. T. isomer körnig (Spitzenbergtypus Lang's), z. T. unvollkommen porphyrisch (Hesselntypus Lang's). Plagioklas in kleinen Leisten, kein Feldspat als Füllmasse. Erz nur Magnetit reichlich in kleinen staubförmigen Körnchen zerstreut, zuweilen Biotit, Glas braun oder farblos.

Absonderung plattenförmig oder säulenförmig. Neigung zum Sonnenbrand, speziell beim körnigen Spitzenbergtypus.

Außerordentlich verbreitet: Radenberg, Steinbruch am N.-Fuß des Rabenwaldes, desgleichen im NO. von Frielendorf, Sterkelsberg, Beisiegel, Westfuß des Silberbergs, Bilsteinskopf, Oberster Bilstein, Haideberg, Bärberg, Südliche Teile des Judensteins, Oberer Teil des Rotköpfchens, Lager e des Schmalen Trisch, zweites Lager und Gipfel des Schwarzenbörner Kopfs, Plateau des Weymerod und des Eschenbergs, östliches Basislager der Söhre, Silberrain u. a. O.

D. Hügelskopftypus

(nach W. Schultz[2]), O. Lang und Reuber[3]) (Bh).

Eine besondere Abart des Feldspatbasalts (Bt_4 bei O. Lang). Farbe blauschwarz. Struktur körnig. Augite reichlich, nur in einer Generation, die freilich lange Zeit hindurch ununterbrochen angedauert haben muß, da es Individuen in allen Größen, von mikroskopischen Dimensionen bis zu 2 mm Länge gibt; braun bis violett, zonar gebaut mit farblosem Kern und violettem Rand (Titanaugite); Krystalle gewöhnlich von sanduhrförmigem Bau, vielfach durch Zwillingsdurchwachsungen sternförmig angeordnet; Verwachsungen von Augit und Olivin. Erz staubförmig oder lappig, zuweilen in Nadeln tannenzweigähnlich oder zu lampenputzerartigen Bürsten gruppiert.

---

[1]) O. Lang, Zur Kenntnis der Verbreitung niederhessischer Basaltvarietäten. Dies. Jahrb. für 1905, Bd. XXVI, 1908.

[2]) W. Schultz, Beiträge zur Kenntnis der Basalte aus der Gegend von Homberg a. E. Inaug.-Diss. Marburg 1902.

[3]) O. Reuber, Die Basalte südlich von Homberg a. d. Efze bis zum Knüllgebirge. Inaug.-Diss. Marburg 1904.

Absonderung stets säulenförmig.

Vorkommen: Vereinzelt am Clessenstein im O. des Aschbergs, südöstlicher Teil des Braunsbergs, unteres Basaltlager im Steinbruch am Osthang des Schwarzenbörner Kopfes, Steinbruch im O. des Eschenbergs.

E. Basaltoide Trachydolerite

(Rosenbusch's) = Basanite vom Falkenbergtypus (Bt_3) O. Lang's = Alkalibasalt Schultz' z. T. (Btb der Karte).

Feinkörnige bis aphanitische schwarze Gesteine, meist von porphyrischer Struktur. Grundmasse augitreich, relativ feldspatarm. Eine natronreiche, farblose Basis ist vorhanden. Plagioklas in schmalen, isolierten Leistchen, überwiegend Kalknatronfeldspat, außerdem als Füllmasse Sanidin in größeren, undulös auslöschenden Partien. Andere Flecken in der Basis, die auf polarisiertes Licht verschwommen reagieren, lassen sich auf Nephelin deuten. Als Einsprenglinge Olivine, sowie auch große Augite, die einen an Glas und Schlackeneinschlüssen reichen Kern, nicht selten Ägirinaugit, enthalten. Das Erz überwiegend Magnetit, doch daneben auch Ilmenit.

Charakteristisch sind häufige weiße Schlieren oder »Feldspataugen«, die außer Plagioklas auch Sanidin, Titaneisen, Augit, Hornblende, Apatit in größeren Krystallen und weißes Glas enthalten.

Absonderung großblockig oder in dicken Säulen. Ausgesprochene Sonnenbrennerverwitterung.

Vorkommen: Giersberggipfel und NO.-Vorsprung des Aschbergs, Blattscheide z. T., Silberberggipel und Ochsenkopf z. T., nördlicher Teil und Gipfel des Judensteins, Ochsenberg, unterstes, ältestes Lager (a) des Schmalen Trisch, unteres Lager (a) des Klapperbergs, Untergrund des Hofes Richberg am Knüll.

F. Basanit,

wie E, doch ohne Spuren von Sanidin. Grau, seltener schwarz, porphyrisch, mit Kalknatronfeldspat, Nephelin, Augit, Olivin, Magnetit. In der Grundmasse liegen Einsprenglinge von Olivin, Augit, seltener Nephelin.

Bei der Schwierigkeit der richtigen Deutung geringer Spuren von Sanidin ist die Abgrenzung des Basanits von dem basanitischen oder basaltoiden Trachydolerit (E) schwer durchzuführen. Vielleicht tut man besser, beide Gruppen überhaupt zu vereinigen.

Sicher scheint das Vorkommen von F bisher nur an der Söhre (obere Decke), am Heulberg, in dem Ostvorsprung des Hermannsbergs und an der Schluft zu beiden Seiten des Hergetsgrundes.

G. Nephelinbasalt (Bn),

ähnlich F, doch ohne deutliche Spuren von Plagioklas. Porphyrische, augitreiche, fast feldspatfreie Gesteine mit dichter, sehr feinkörniger, dunkelgrauer Grundmasse aus Glas, Augit, Nephelin und Magnetit mit Einsprenglingen von Augit und Olivin. Charakteristisch ist der beträchtliche Natrongehalt der Grundmasse. Das Vorhandensein des Nephelins ist noch nicht überall sicher nachgewiesen. Möglicherweise ist in einzelnen Fällen das dafür gehaltene Mineral Sanidin. Dann hätte man es mit shonkinitischem Trachydolerit oder Basalt vom Gethürmser Typus Rosenbusch's zu tun.

Absonderung plattig. Neigung zur Sonnenbrennerverwitterung.

Vorkommen: Gangstöcke des Knüllköpfchens und Waldknülls, Deckenergüsse des Espig, der Nordostspitze des Klapperbergs und des Welsberggipfels.

H. Limburgit (Bl).

Feldspatfreie Glasbasalte, kompakt, von brauner oder schwarzer Farbe, oft mit Pechglanz, meist porphyrisch mit dichter, glasiger Grundmasse und Einsprenglingen von Augit, Olivin, vereinzelt auch Hornblende, letztere dann in großen Krystallen.

Vorkommen in Form von Quellkuppen, so an der oberen Ohe am Westfuße des Hilpertshains, Streutlingskopf und Eichkopf; als Auswürflinge in Tuffen, so am Südhang des Schmalen Trisch, mit viel Hornblende (sogenannter Hornblendebasalt), am Bruckerod, Osthang des Waldknülls, Untergrund von Schwarzenborn; endlich in oberflächlichen Erstarrungskrusten auf Strömen, so im kleinen Steinbruch am Osthang des Schwarzenbörner Kopfes.

In welcher Weise diese 8 Basaltvarietäten sich an der Zusammensetzung der 36 verschiedenen Basaltberge des untersuchten Gebiets beteiligen, kann natürlich in diesem Jahresbericht nicht im einzelnen auseinandergesetzt werden. Aber es möge mir gestattet sein, von dieser großen Zahl 3 Berge des westlichen Knüllgebirges als Beispiele herauszugreifen, die sich in ihrem geologischen Aufbau durch reichen Wechsel ihrer in vieler Hinsicht interessanten Gesteinsarten auszeichnen, andererseits noch nirgends bisher beschrieben, von mir aber genauer untersucht wurden, den Schmalen Trisch, den Schwarzenbörner Kopf und den Klapperberg.

Schmaler Trisch.

Der Schmale Trisch ist der waldbedeckte Rücken mit ausgeprägt stufenförmigem Abfall, den man auf dem Wege vom Knüll nach Seigertshausen der Länge nach durchschreitet. Er hat ungefähr die Form eines Rhombus, dessen spitze Ecken im O. und W. liegen. Durchquert man diesen Rhombus längs seiner kurzen Diagonale von S. nach N., so kann man bequem 6 verschiedene Basaltlager (a—f) schon morphologisch an dem Terrassenaufbau unterscheiden. In der langen Diagonale auf dem kürzesten Wege vom Knüll nach Seigertshausen dagegen überschreitet man nur 3 davon, indem die übrigen (auf die Südseite beschränkt) sich nach dem Westteil des Schmalen Trisch hin auskeilen, was auch im Oberflächenrelief deutlich zum Ausdruck kommt.

Der älteste Basalt (a) steht als steiler Absturz direkt über der Chaussee Seigertshausen-Schwarzenborn, deren großen Bogen bedingend, an. Es ist ein schwarzer, harter, glasreicher Basalt mit porphyrischem Olivin und viel Olivinfels. Unter dem Mikroskop erwies er sich als zu den Trachydoleriten gehörig. Er entspricht genau dem Falkenbergtypus der Basanite Lang's und nähert sich dem Gethürmser Typus Rosenbusch's. Die Grundmasse besteht aus farblosem Glas, Augit, spärlichen isolierten schmalen Plagioklasleisten, dann verschwommen oder auch undulös auslöschenden Füllmassen, die teils auf Sanidin, teils auf Nephelin bezogen werden können, viel staubförmigem Erz und einigen Körnchen Biotit.

Über ihm liegt aufgeschlossen an einem neuen Fahrweg ein erdiger, buntfleckiger Tuff, der außer feinblasigen Rapillis und losen Hornblendekrystallen auch Stücke von Hornblendebasalt führt. Vom letzteren Gestein wurde ein Dünnschliff angefertigt, der einen stark verwitterten, ganz feldspatfreien, olivinführenden Limburgit mit großen Hornblenden erkennen ließ.

Dann kommt ein auffallender Stufenabsatz, bedingt durch das Ausgehende eines Lagers (b) von dunklem, äußerst hartem, grobkörnigem Dolerit vom Zwischentypus (mit ebensoviel Magnetit als Ilmenit), bei dem man die Feldspatleisten mit bloßem Auge erkennt. Spärliche kugelige Mandeln sind mit Sphärosiderit und Aragonit erfüllt. Das Gestein zerfällt in große, abgerundete Blöcke, die dem Hammerschlag äußersten Widerstand entgegensetzen. Auf der geologischen Karte erscheint diese erste Doleritstufe als halbmondförmiger, nach beiden Enden zugespitzter Bogen.

Über einem zweiten, roten, tonigen Tuff und Bombenagglomerat gelangt man aufsteigend zu einer (in den Waldparzellen 112 und 106) ausgedehnten Basaltplatte (c), gebildet aus einem harten, indessen zuweilen zu kokkolithischer Verwitterung neigenden, blauschwarzen, mittelkörnigen, doleritischen Feldspatbasalt, wieder vom sogenannten Zwischentypus, reich an Plagioklas, mit beiden Erzarten (Ilmenit und Magnetit) und Apatit, dessen Nadeln auch makroskopisch neben Magnetitoktaedern in kleinen Hohlräumen frei zu erkennen sind. Mandeln zeigen sich erfüllt von Kalkspat und Sphärosiderit. Die Absonderung ist (im Gegensatz zu der blockigen des tieferen Doleritlagers b) plattenförmig.

Das nächste, nur auf kurze Entfernung in der Waldparzelle 105 als Stufe verfolgbare Lager (d) besteht aus Blöcken eines hellgrauen, körnigen, echten Dolerits (mit vorherrschendem Ilmenit) mit zerstreuten oder gehäuften Blasen. Von den beiden tieferen Doleritlagen b und c unterscheidet sich dies blasige Gestein wesentlich makroskopisch durch viel hellere Farbe, mikroskopisch durch stärkeren Plagioklas-, geringeren Augitgehalt.

Höher kommt man in das Lager e, welches sich aus der Waldparzelle 105 gerade bis zum Knüll-Seigertshäuser Fahrweg

verfolgen läßt, wo es den letzten plötzlichen Anstieg markiert. Es ist kokkolithischer, mittelkörniger Feldspatbasalt, plagioklasreich, mit Magnetit (ohne Ilmenit) und mit porphyrisch ausgeschiedenem Olivin und Augit.

Fast unmittelbar darüber folgt das oberste Deckgestein f, welches das Plateau an genanntem Fahrweg und in der Waldparzelle 110 weithin einnimmt. Es ist wieder stark blasig, schlackig, stärker noch als d, und verwittert zu rötlicher Erde. Nach einem Dünnschliff wäre es wieder ein doleritischer Feldspatbasalt vom Zwischentyp mit Ilmenitleisten und Magnetit, dessen Olivinkörner durchweg schwarze Umrandungen aus Erzstaub aufweisen. Ein zweiter Dünnschliff einer nichtblasigen, in der Nähe gesammelten Basaltprobe zeigte hingegen plagioklasreichen Feldspatbasalt ganz ohne Spur von Ilmenit mit lauter quadratischen Magnetitdurchschnitten.

Von dieser Decke geht noch ein Zipfel nach W. gegen die Waldparzelle 111 ab. Hier liegen Felsmassen, die sich durch einen geradezu ungeheuren Reichtum an Olivinfelseinschlüssen auszeichnen, die dem Gestein ein breccienhaftes oder großporphyrisches Aussehen verleihen. Die Oberfläche der Felsen, auf der diese Einschlüsse herauswittern, zeigt infolgedessen lauter große Löcher, eins neben dem andern.

Schwarzenbörner Kopf.

Unter diesem Namen ist das dreieckige Waldgebiet verstanden, welches sich im N. der Straße Seigertshausen-Schwarzenborn südöstlich vom Schmalen Trisch als Keil zwischen die beiden Quelltälchen des Steinatals einschiebt und im O. vom Wege Knüll-Hauptschwenda begrenzt wird. Es setzt sich aus mehreren Basaltdecken mit einem Tufflager dazwischen zusammen.

Zu unterst erscheint am Westfuß ein hellgrauer oder brauner gewöhnlich blasenreicher Dolerit oder Trapp (a), reich an Feldspat. Dies Gestein bildet einen steilen Abfall, der sich in schönem Bogen von der Straße aus bis zum N.-Rand des Waldes herumzieht. Ein kleiner Steinbruch, der von der Straße aus zugänglich ist, erschließt den Absturz und zeigt mächtige senkrechte Pfeiler

von $1^1/_2-2$ m Durchmesser. Bemerkenswert ist das Vorkommen ausgezeichneter Lavastromoberflächen, von Quarzeinschlüssen mit grünem Porricinrand und von dicken Olivinfelsknollen.

Höher im Walde aufsteigend stößt man auf eine Zone aus rotem, Bolus-reichem Tuff, während in gleicher Höhe im Graben der südlichen Straße neben einem Forstgärtchen ein kokkolithisch zerfallender, porphyrischer Feldspatbasalt (b) (als abgeschnürter Rest einer höheren Decke) ansteht.

Am Südrand des eigentlichen Schwarzenbörner Kopfes an der südöstlichen Waldecke liegen nahe der Straße große Blöcke eines sehr harten, dunklen, bläulichen, dichten, aphanitischen, blasenfreien Basalts (c), nach mikroskopischer Prüfung eines sehr feinkörnigen, nicht porphyrischen Feldspatbasalts, arm an Plagioklas, reich an Augit, der aber nur in kleinen Körnchen erscheint, und an staubförmigem Magnetit.

Das größte Interesse beansprucht ein Steinbruch auf dem Osthang des Gipfels auf der großen Hute, der zwei verschiedene Ergüsse in unmittelbarem Kontakt übereinander aufschließt: der untere (d) der beiden Basalte ist in seiner tiefsten sichtbaren Lage graublau, fast kompakt, nur von einzelnen langen Blasen durchzogen, auf deren Oberfläche ein grauer oder weißer zeolithischer Überzug glitzert. Auffällig ist die Schwere der ebenflächigen Scherben, die man bei der Neigung zu plattenförmiger Absonderung leicht mit dem Hammer erhält. Auch dies Gestein (d) ist ein Feldspatbasalt, arm an Plagioklas, reich an Augit und staubförmigem Magneteisen; aber der Augit erscheint hier im Gegensatz zu dem letztbesprochenen Basalt c sowohl in großen Krystallen, die teilweise Zwillingsdurchwachsungen und sternförmige Knäuel zeigen, als in kleinen Körnern. Es liegt hier also der sogenannte Hügelskopftypus vor. Farbloser Olivin ist in größeren und kleineren Krystallen porphyrisch ausgeschieden. Bemerkenswert sind noch große Einschlüsse von Quarz.

Über dieser tiefsten kompakten Schicht (d) des unteren Basalts wird derselbe grobblasig, dann feinblasig, endlich (e) glasig dicht. In dieser limburgitischen Oberfläche (e) können wir noch

unterscheiden 1 cm mattschwarzes, 3—4 mm pechglänzend schwarzes Glas und eine $^1/_2$—1 mm dicke, rotbraune, rauhe Kruste, bedeckt mit lauter wohl ausgebildeten, frei aufragenden Krystallen. Der Glasbasalt zeigt u. d. M. viele porphyrisch im undurchsichtigen Glase schwimmende Ausscheidungen von gelbrotem Olivin, hellen, stauberfüllten Augit, z. T. in Zwillingsdurchwachsungen wie beim Hügelskopftypus, teils in ganz feinen Leisten, aber nur ganz unsichere Spuren von Plagioklas, ferner kleine runde bis viereckige, halb von weißer (Zeolith?)-Masse erfüllte Poren. In der pechglänzenden Lage ist das Glas schwarz, in der unteren matten mehr bräunlich; in letzterer werden die Ausscheidungen nach unten häufiger, und hier zeigt sich allein auch der Plagioklas.

In der braunroten Kruste ist das Glas durch Verwitterung aufgelöst und entfernt, und deshalb treten die anscheinend wieder zahlreicher werdenden Ausscheidungen frei hervor, in erster Linie große Olivinkrystalle, rotgelb bis honigfarben, die der Kruste ihren Grundton geben, dann schwarzer Augit. Ganz eigentümlich verhält sich ein 7 mm großer schöner Hornblendekrystall, von dem nur die äußere Rinde ringsum unversehrt erhalten ist, während das ganze ausgehöhlte Innere erfüllt ist von eingedrungener Glasmasse mit porphyrischen größeren Olivinen. Diese auffällig gefärbte, rauhe Kruste der Limburgitzone läßt sich über den ganzen Boden des Steinbruchs verfolgen.

Auf ihr klebt der folgende zweite Basalterguß (f) teilweise fest an. An einzelnen Stellen ist letzterer buchtenartig in den Glasbasalt eingedrungen. Der Obere Basalt (f) ist viel heller, grau und zeichnet sich durch starken Sonnenbrand mit regelmäßigen helleren Flecken aus. Es ist gewöhnlicher, feldspatreicher Feldspatbasalt, reich an Magneteisenstaub, ärmer an Augit. Unregelmäßige weiße Adern und Schlieren erwiesen sich als »Feldspataugen« aus Plagioklas.

Auf dem bewaldeten höchsten Punkt des Schwarzenbörner Kopfes fand ich Blöcke eines blauen Basalts (g) mit großen porphyrischen Ausscheidungen von schillerndem Augit und Olivin und rotem Olivinfels. Mikroskopisch erwies er sich wieder als

augitreicher Hügelskopftyp (ähnlich dem Gestein d). Die Plagioklase sind klein und spärlich, die Augite in allen Größen, die großen vereinzelt sternförmig gruppiert, Magneteisen staubförmig reichlich verteilt.

Der Klapperberg.

Der Klapperberg liegt östlich vom Schwarzenbörner Kopf in dem Dreieck zwischen der Straße Seigertshausen-Schwarzenborn, dem Hutenweg Knüll-Hauptschwenda und dem Wege von Hof Richberg nach Schwarzenborn. Es ist eine große zusammenhängende Decke, die sich von der Straße bis dicht an den Hof Richberg hinzieht, eine baumlose Hute, nur auf dem Gipfel und am Osthang heute mit Feldern bedeckt. Der Klapperberg enthält wohl die interessantesten und grobkörnigsten Gesteine im ganzen Knüllgebirge, die man auch schon makroskopisch leicht voneinander trennen kann. Leider gibt es hier an der Oberfläche gar keine auffällige Terrainstufe und fehlt jeder künstliche Aufschluß, so daß es schwer fällt, das gegenseitige Lage- und Altersverhältnis der verschiedenen, am Aufbau der Decke beteiligten Gesteinsarten mit Bestimmtheit anzugeben.

Am weitesten verbreitet ist ein schwarzgrauer Basalterguß (a) mit plattig schiefriger Absonderung und starker Neigung zum Sonnenbrand, daher oft genug mit den üblichen hellgrauen, kreisrunden Flecken von 3—4 mm Durchmesser versehen. Es ist augenscheinlich ein feldspatarmer, augitreicher, basaltoider Trachydolerit mit porphyrischen Olivin- und Augiteinsprenglingen und 2 Feldspatarten in der Grundmasse, doch konnte der Sanidin noch nicht mit Sicherheit nachgewiesen werden. Die Einschlüsse von Olivinfels haben weißliche Schmelzkruste.

Einzelne Blöcke enthalten weiße Adern und Schmitzen, in denen man zwischen Partien der schwarzen Gesteinsmasse Feldspatkrystalle, Augit und Apatit erkennen kann. Die Länge dieser Feldspatkrystalle geht über 10 mm hinaus. Ein Teil derselben hat innerhalb seiner weißen, kaolinischen Zersetzungskruste auffällig glasiges Aussehen. Mit dem Mikroskop kann man an Schliffen dieser Schlieren unterscheiden: Sanidin, Plagioklas (viel-

leicht auch Nephelin), Apatit, Magneteisen, rotes Eisenoxyd, Titaneisen, Augit und stark pleochroitische Hornblende.

Dieses schwärzliche Gestein (a) scheint das älteste unterste am Klapperberg zu sein, denn abgesehen davon, daß es weiter als die anderen nach N., NW. und S. verbreitet ist, enthält es selbst keine Einschlüsse der anderen, während der umgekehrte Fall beobachtet wurde.

Völlig verschieden von diesem feinkörnigen Trachydolerit (a) ist ein grobkörniger dunkler, schwarzer Dolerit (b), den man da, wo er mehr schwarzgrün gefärbt ist, auch für Gabbro oder Diabas halten könnte. Hier kann von einem Gegensatz zwischen einer Grundmasse (aus Glas, Plagioklas oder kleinkörnigem Augit) und größeren Einsprenglingen darin kaum mehr die Rede sein, denn Glas ist kaum vorhanden und alle Bestandteile, namentlich auch der Augit, sind gleichmäßig grob auskrystallisiert. Die großen Feldspäte zeigen gewöhnlich deutliche Zwillingsstreifung unter gekreuzten Nicols. Doch manchmal fehlt diese völlig, und man ist versucht, an Orthoklas zu denken oder an Nephelin. Chemische Nachprüfung ist noch vonnöten.

Es fehlt auch nicht an Schlieren, wie wir sie schon im Trachydolerit (a) des Klapperbergs kennen lernten. Eine größere, die in einem Dünnschliffpräparat zufällig angetroffen wurde, zeigt lauter große, fast rechteckige bis quadratische farblose Krystalle von etwa 1 mm Durchmesser. Zwei klare sechseckige, die unter gekreuzten Nicols auslöschten, wurden als Nephelinschnitte senkrecht zur Hauptachse gedeutet. Auch das Fehlen von Olivin, der sonst nicht fehlt, wenn er auch spärlich ist, weist auf Vorhandensein eines Ausnahmefalls, d. h. einer besonderen Schlierenausscheidung bei diesem Präparat hin.

Die farblose Feldspatmasse des Dolerits (b) ist vielfach von feinen, durchsichtigen, langen Nadeln durchzogen. Der Apatit erscheint in trüben, stauberfüllten, langen Krystallen, die im Querschnitt gesehen scharfkantige Sechsecke bilden, dann unter gekreuzten Nicols dunkel. Der Ilmenit hält sich gern an die Nachbarschaft der Olivine und Augite.

Als Einschlüsse kommen Quarze vor, stets umgeben von dicker Kruste feinradialfaserigen grünlichen Augits.

Die Absonderung dieses Doleritgesteins ist großblockig. Die Blöcke zeigen nur an ihrer Oberfläche eine Veränderung infolge von Verwitterung, nämlich eine bis 5 mm dicke weißliche Kruste, in der sich die schwarzen Augite und rostbraunen Olivine als Flecken in der weißen Feldspatgrundmasse porphyrisch abheben.

Diese weiße, etwas rostig gefleckte Kruste des dunklen, groben Dolerits (b) leitet uns über zu dem dritten Gestein (c), das für sich in größeren Platten erscheint, die sich leicht zu Handstücken zurechtschlagen lassen, was bei den dunklen, festen Doleritblöcken nicht der Fall war. Es ist ein weißes, grobkörniges Basaltgestein, in der Farbe wie im Korn vergleichbar einem mittelkörnigen Granit oder Trachyt. Beim ersten Anblick denkt man, daß der weiße Dolerit nur Verwitterungskruste des dunklen sei. Aber unter dem Mikroskop zeigen sich doch einige erhebliche Unterschiede. Der Ilmenit ist hier zum größeren Teil durch Magnetit ersetzt, der ziemlich spärlich in großen, quadratischen Körnern sichtbar wird, den Durchschnitten von Oktaedern. Danach gehört der Weiße Dolerit (c) zum sogenannten Zwischentypus mit beiden Erzarten. Der Augit erscheint wie beim Lager (b) nur in erster Generation, aber seine großen Krystalle neigen stark zu sternförmigen Gruppierungen und zu Verwachsungen mit Olivin wie beim Hügelskopftyp. Der Feldspat nimmt mit seiner farblosen Masse bedeutend mehr als $^3/_4$ des Gesteins ein; wir haben wohl das feldspatreichste und sauerste Basaltgestein des Knüll vor uns. Auch hier erscheinen außer typischen Plagioklasen, reichlich durchschwärmt von feinen, langen Nadeln, große, weiße Partien ohne Zwillingsstreifung, sowie ganz sicher Nephelin in zahlreichen kleinen sechseckigen Körnern. Man könnte füglich das Gestein auch zu den Basaniten rechnen.

Leider gelang es nicht, beide Gesteine (b und c) in Berührung miteinander zu finden, d. h. Blöcke, die beide Sorten enthalten.

Von Einschlüssen bietet der Weiße Dolerit eckige Bruchstücke

des dunklen Basalts (a) sowie Quarz. Letzterer zeigt sich immer angeschmolzen. In der umgebenden Glasmasse sieht man mikroskopisch feine Nädelchen, ihrer Natur nach noch zweifelhaft, entweder einzeln oder zu Büschen und Bäumchen radialstrahlig gruppiert. Diese nadelführende Glasmasse zieht sich noch hinein in die folgende, 5—10 mm dicke Kruste aus kleinen, zu Strahlen aneinander gereihten Augitkörnern, die breiter sind als die erwähnten Entglasungsnädelchen.

An manchen Blöcken hat innerhalb des weißen, grobkörnigen Dolerits eine Sonderung statt in mittelkörnige Ausscheidungen von violettgrauer Farbe (cα) und in ganz grobe (cβ). Die ersteren (cα) enthalten eine mittelkörnige Grundmasse aus Plagioklas, Augit, Magnetit, Apatit und spärlichem Ilmenit und porphyrische große Einsprenglinge von Olivin und Magneteisen, von dessen Rand infolge Verwitterung rote Eisenoxydstreifen zwischen die Feldspatkörner auslaufen. Dieses Eisenoxyd gibt dem Ganzen den violetten Ton.

Die ganz grobkörnigen Partien (cβ) des Gesteins (c) sind die interessantesten, denn in ihnen unterscheidet man alle Bestandteile mit bloßem Auge, um so mehr, als hier Hohlräume auftreten, in welche die Krystalle in schönster Ausbildung frei hereinragen. In diesen Drusen sieht man am häufigsten spätigen, blättrigen Plagioklas, dann Säulchen von Augit, ganze Oktaeder von Magneteisen mit zerfressenen Seiten und Nadeln von Apatit. Dagegen beobachtete ich hier nirgends Titaneisenblättchen (im Gegensatz zu einem sonst ähnlichen grobkörnigen, von Hohlräumen erfüllten Gestein vom Eschenberg, wo sie 6 mm groß werden.

An der Nordostecke der oberen Klapperbergdecke, da wo der Weg vom Hof Richberg nach Schwarzenborn den Kamm überschreitet, schließt sich an den Klapperberg als weiterer Kammteil ein kleiner elliptischer Hügel in der Richtung zum Knüllköpfchen an. Diese flache Erhebung, die ein Getreidefeld trägt, hat eine Decke aus Basalt (d) mit eigentümlicher Schichtung, anscheinend Nephelinbasalt, jedenfalls ohne Feldspat. Die Sonderung in dunkle und helle Lagen scheint mit der Mineralverteilung in magnetitreiche

und in magnetitarme, dafür nephelinreiche Schichten zusammenzuhängen.

Als Nephelinbasalt ist übrigens auch das nur 150 Schritt weiter anstehende blauschwarze, plattig abgesonderte Gestein des Knüllköpfchens anzusehen, nur mit dem Unterschied, daß hier große porphyrische Ausscheidungen von Augit und Olivin sowie Einschlüsse von Olivinfels vorkommen und daß es sich da um einen Gangstock in Tuffumgebung mit steil aufgerichteten Platten handelt, nicht um eine Decke.

Das Diluvium.

Die Hauptgesteinsarten des Diluviums sind Schotter und Lehm. Mehr oder weniger vereinigt bedecken sie besonders die Abhänge des Gebirges.

Es erscheint selbstverständlich, daß da, wo Basalt so sehr verbreitet ist, wie in dieser Gegend, auch dem Basaltschotter eine ungewöhnliche Rolle zukommt. Zunächst im direkten Umkreis aller Basaltvorkommen. Die Abgrenzung dieser Basaltschotter der Gehänge gegen den anstehenden Basalt bereitet oft genug Schwierigkeiten, die gegen schotterfreies Diluvium ist in der Regel undurchführbar.

In der Peripherie des Gebirges können wir an den Haupttälern noch mehr oder weniger zusammenhängende Ströme von fluviatil verlagertem Basaltschotter erkennen, welche die ehemaligen Haupttransportwege andeuten. Diese älteren Flußläufe führten, der großen Transportkraft der starken diluvialen Wässer entsprechend, mächtige Blockmassen mit sich und häuften sie als langgezogene Streifen in ihrem Bett an. In den eingeschalteten trocknen Interglazialzeiten und der nachfolgenden Alluvialperiode wurden dann diese Streifen an ihren blockärmeren und daher mehr angreifbaren Rändern erodiert und blieben nur in ihren blockreichsten, widerstandsfähigsten, mittleren Teilen als Rücken stehen oder wurden in einzelne, besonders blockreiche Hügel aufgelöst. Solche diluvialen Schotterströme oder Flußbetten lassen sich z. B. vom Nordwesthang des Radenbergs, des Rabenwaldes und des Wiedehau gegen die Eisenbahn

bis Wernswig hin noch verfolgen in den Erhebungen zwischen den heutigen Abflußläufen, dem Osterbach, Niederbach und den weiteren linken Zuflüssen der Ohe. Hier sind die Blöcke auf den von Feldern eingenommenen Bodenwellen oft noch so dicht gestreut, daß man mehrfach kleine Steinbrüche zur Basaltgewinnung angelegt hat, in der Meinung, gewachsenen Fels anzutreffen, wobei dann die Schotternatur der Anhäufung ans Licht kam.

Hügelbildend werden diese Schotter auch zuweilen im Gebirge selbst, so in dem großen Zirkus westlich Hergetsfeld, der von den Basaltbergen Espig, Hülsaer Köpfchen, Bilstein, Oberster Bilstein und Hermannsberg umrahmt ist. Diese basaltischen Hügel, wie der südlich vom Espig, zeichnen sich dann dadurch aus, daß sie nicht eine, sondern verschiedene Basaltarten aus allen umliegenden Bergen bunt durcheinander enthalten.

Auch wo diluviale Lehme weithin die Oberfläche bedecken, haben sie gewöhnlich Basaltschotter zum Untergrund, der dann gelegentlich zutage tritt. So hat eine am Südende des großen Schwarzenbörner Teichs im obersten Efzetal zur Gewinnung von Lehm angelegte 3—4 m tiefe Grube das Vorhandensein mächtiger, tiefgründig zersetzter Basaltschotter im Untergrund verraten:

Unter der humosen Oberkrume und einem hellen gebleichten Lehm folgt eine poröse ockerfarbene Lage, die man für Lößlehm halten könnte, die sich aber beim Schlämmen als vollkommen sandfrei erwies. Die hellen Körner darin sind Bolus oder Olivin oder dergleichen andere Reste von Basalt. Es ist eine umgearbeitete, neugeschichtete Basalterde. Sie geht nach unten in einen Grus oder Kies von Basaltgeröllen über, teils kleinen verwitterten, teils großen noch frischen. Der Grus wird lokal mulmig und eisenhaltig, und Konkretionen und dünne Bänkchen von reinem Brauneisenstein sind darin neugebildet. Unter diesem trocknen Grus folgt feuchte buntgefärbte tonige Basaltbreccie, hochgradig verwittert, worin man noch mit Mühe eckige Basaltstückchen erkennt.

Die weitverbreiteten Lehme sind nicht nur das Endprodukt der Verwitterung der verschiedenen Gesteine, insonderheit des Basalts und Buntsandsteins, sondern z. T. auf äolische Entstehung als Löß zurückzuführen. Reiner Löß wurde freilich bisher nirgends vorgefunden, weil er, wo er auftrat, beträchtlichen, nachträglichen Veränderungen unterlag. Mit der Fortführung seines Kalkgehalts einschließlich seiner Kalkkonkretionen (Lößpuppen) und Schnecken-

schalen und der Zerstörung seiner senkrechten Struktur entstand der Lößlehm oder Leimen. Aber auch dieser blieb vielfach nicht unverändert, verlor vielmehr noch durch Ausschlämmung seine tonigen Bestandteile, und es blieben wesentlich feine Sande zurück. So entstand der sogenannte Molkenboden, der namentlich, wenn heller gefärbt, von tertiären Feinsanden schwer zu unterscheiden ist. Solche Vorkommnisse trifft man z. B. zwischen Großem und Kleinem Schemberg, auf den Schwärzwiesen im N. des Hermannsbergs und auf dem Hochplateau des Knüll am Südrand des Blattes Schwarzenborn.

In der nördlichen Umgebung des Schwarzenbörner Teichs hat man in vielen Löchern nach Lehm und Ton gegraben. Hier wechseln graue Lehme und ockrig-braune mit einander ab. An tiefer gelegenen feuchten humosen Stellen sind die Lehme gewöhnlich weiß infolge von Ausbleichung. Ihr Eisengehalt ist mit Hülfe der lösenden Humussubstanz in dunkeln Wurzelröhrchen nach unten gezogen und da angereichert.

Im (alluvialen) Wiesengrund der oberen Efze unterhalb des Staudamms des Schwarzenbörner Teichs ist der gebleichte obere grauweiße, von rostigen Wurzelröhren durchzogene Lehm 30—35 cm stark. Unter ihm folgt feines Basaltgeröll, zwischen dem sich die Eisensalze niedergeschlagen haben, es zu einer Art Ortstein verkittend.

Westlich vom Schwarzenbörner Teich am Wege vom Knüll über das Köpfchen nach Olberode liegt wieder brauner Lehm unter der grauen, sehr sandigen Bleichzone.

Im allgemeinen haben wir daher bei den Böden in der Umgebung des Schwarzenbörner Teichs zu unterscheiden:

Oben dünne humose Erdschicht,
gebleichten grauen Lehm, in weißen Feinsand übergehend (Molkenboden),
braunen, z. T. rostfarbigen Lößlehm,
losen Grus und Schotter von Basalt, stark verwittert, mulmig, eisenhaltig, mit Eisensteinneubildungen,
feuchte tonige Basaltbreccie.

3. Provinz Hannover, Herzogtum Braunschweig und Freie Reichsstadt Bremen.

Herr W. Wolff berichtet über die Aufnahmeergebnisse in der Gegend von Bremen, 1915.

Die Kartierung eines ansehnlichen Teiles der sogenannten »Vorgeest« auf Blatt Bremen befestigte die Auffassung, daß diese große Sandfläche keine Weserstromterrasse ist, sondern ein äußerst flacher Schuttkegel der zahlreichen parallelen Bäche und Flüßchen, welche die hohe Geest im Südwesten von Bremen durchfurchen. Das Gefälle dieses Schuttkegels liegt nicht in der Längsachse, sondern fast in der Querrichtung der Weserniederung, während die Niederterrasse, die übrigens bereits oberhalb von Bremen unter die Alluvionen versinkt, mit dem Strome fällt. Dazu kommt ein bedeutsamer Materialunterschied: in der Vorgeest findet man keinerlei Wesergerölle, sondern ausschließlich Materialien aus der fast rein nordisch beschaffenen hohen Geest. Die Weserterrassen dagegen bestehen zu einem erheblichen Anteil aus Geröll vom oberen, gebirgigen Flußgebiet der Weser (Kieselschiefer, Buntsandstein, thüringischer Porphyr usw.).

Vergleichende Studien in der Vorgeest und im flachländischen Terrassengebiet führten u. a. zu der Beobachtung schön entwickelter Hochterrassenstücke am beiderseitigen Talgehänge bei Nienburg. Östlich von Nienburg zeigt bei Langendamm eine Sandgrube im Osterberg (+ 52,7 m; Weser bei Nienburg + 20 m) Wesersand und -kies mit Gebirgs- und Glazialgeröllen. Westlich von Nienburg befindet sich ein Aufschluß gleichartiger Schichten im Beerberg bei Oyle (etwa + 56 m). Weserschotter haben außerordentlich großen Anteil an dem auf altcretacischem Untergrund aufgeschichteten Hügelgelände bei Steyerberg. So sind z. B. die + 89 m erreichenden Heisterberge aus gemengtem Weser- und Glazialdiluvium aufgebaut. Merkwürdigerweise ist bereits westlich von Hoya, z. B. in der ganzen Gegend zwischen Bruchhausen und Syke, das Wesermaterial aus dem Plateau völlig verschwunden, so daß sich ein scharfer Unterschied zwischen diesem Gebiet und

dem südlich bis zum Auetal daran angeschlossenen Höhengelände ergibt, dessen Aufklärung ich später hoffe erbringen zu können. Offenbar hat sich in der Nienburger Gegend ein langer Kampf zwischen der Weser und dem sie verdrängenden Haupteise abgespielt.

Ganz anders lagen die Verhältnisse dort in der späteren Niederterrassen-Epoche. Die Niederterrasse geht durch die Nienburger Enge ungestört hindurch, vereinigt sich nördlich derselben mit der Aller-Urstromterrasse und versinkt etwa bei Verden-Thedinghausen unter das Alluvialniveau.

Herr Stoller berichtet über seine Aufnahmetätigkeit auf Blatt Ütze (Gr.-Abt. 41, Nr. 36) im Sommer 1915:

Die Kartierung betraf namentlich das im Süden des diluvialen Allertales auftretende Gebiet des Höhendiluviums. Hier wurden beckenartig verbreiterte Talniederungen von 55—60 m Höhenlage beobachtet. Sie erstrecken sich von Eickenrode im Osten über Wehnsen bis nach Eddesse im Westen und sind durch drei in nordwestlicher Richtung verlaufende talartige Rinnen dem diluvialen Fuhsetal angegliedert. Es sind Muldungen innerhalb des im Bericht des vorigen Jahres erläuterten Einebnungsgebietes des Allertal-Sammelbeckens der jungglazialen Schmelzwasser im südlichen Vorland des diluvialen Allertales (vergl. dieses Jahrb. für 1914, Teil II, S. 677). Die dort erwähnten schluffsandartigen, feinen Sande kommen auch hier an einigen Stellen vor, so namentlich rings um die flach schildförmige Erhebung östlich von Dedenhausen.

Die starke Geröllebestreuung der Allertalvorebene ist dadurch charakterisiert, daß auffallend viel südliches Geröllematerial den nordischen Gesteinen beigemischt ist. Insbesondere sind Kieselschiefer, Sandsteinschiefer, Quarzite und Gangquarze des hercynischen Palaeozoicums reichlich vertreten; aber auch obersenone Feuersteine finden sich stellenweise massenhaft, so namentlich am Rande der Talniederung westlich von Wehnsen, ferner entlang der Senke, die zwischen Klein-Blumenhagen und Ankensen in bogenförmigem Verlauf zuerst nordöstlich, dann östlich dem Ersetal

zustrebt (ich bemerke, daß wenige Kilometer südlich von Klein-Blumenhagen obersenone Kreide fast bis zu Tage ausstreicht).

Aber nicht bloß die an der Oberfläche zu beobachtende Geröllebestreuung des Bodens ist durch »gemischte Schotter und Kiese« gekennzeichnet, vielmehr beobachten wir dieselbe Zusammensetzung auch bei den fluvioglazialen und glazialen Kiesen, die im flachen Untergrund des ganzen Höhendiluviums in unserm Gebiet häufig sind und insbesondere meistens den Kern der die Täler begleitenden niederen Geländewellen bilden. Da diese Kiese, die stellenweise große Geschiebeblöcke enthalten, vielfach nichts weiter sind als die völlig verwaschene und z. T. fluvioglazial umgelagerte Grundmoräne der vorletzten Eiszeit, so folgt, daß das Landeis der vorletzten Vergletscherung in unserem Gebiete in seine Grundmoräne viel Gesteinsschutt aufgenommen hat, der ursprünglich aus dem Süden, vornehmlich dem Harz, stammt und unserer Gegend schon vor der vorletzten Eiszeit durch strömendes Wasser zugetragen worden war. Wir schließen daraus, daß bereits vor der vorletzten Eiszeit die Flußverhältnisse der Gegend in großen Zügen den heutigen ähnlich waren, insbesondere, daß der Harz schon damals einen großen Teil seiner Wasser in nordwestlicher Richtung dem Meere zusandte.

Mit dieser Auffassung steht die Beobachtung ganz im Einklang, die ich in den letzten Jahren des öfteren anläßlich der geologischen Bearbeitung von mehreren Tiefbohrungen in dem Stück des Allertalgebietes, dem unsere Gegend angehört, hatte machen können. Danach treten hier im Liegenden der älteren Grundmoräne (Glazial der vorletzten Eiszeit) gut gerollte Schotter und Kiese fluviatiler Entstehung auf, deren Geröllematerial fast ausschließlich südlicher Herkunft ist. Bezeichnenderweise tragen diese Schotter und Kiese deutliche Spuren starker Zersetzung durch Verwitterungsvorgänge, und zwar vergleichsweise in höherem Grade als die Schotter und Kiese, die in unserem Gebiet ziemlich häufig über der Grundmoräne der vorletzten Eiszeit und — innerhalb des diluvialen Allertales — unter den fluvioglazialen und fluviatilen Sanden des jüngsten Diluviums vorkommen und von mir als »gemischte Schotter«

bezeichnet wurden, da in ihnen südliches und nördliches Geröllematerial ungefähr im gleichen Mengenverhältnis vorhanden ist. Im Gegensatz zu diesen kann man jene Schotter und Kiese wohl passend als »südliches fluviatiles Altdiluvium« bezeichnen und wird sie der Zeit ihrer Ablagerung nach dem Fluvioglazial und Fluviatil der drittletzten Eiszeit, insbesondere deren Abschmelzperiode, zurechnen, während die Zersetzungserscheinungen an ihnen im wesentlichen auf Verwitterungsvorgänge während der Zeit des Interglazials I zurückzuführen sein dürften. Pliocänes Alter können diese Schotter und Kiese nicht haben, da nordische Granite ihnen, wenn auch nur spärlich, beigemengt sind. Wir haben hier einen ähnlichen Fall, wie z. B. im allgemeinen Diluvialprofil der Gegend von Aschersleben, also östlich vom Harz, wo auch unter der älteren Grundmoräne mächtige fluviatile Schotter und Kiese mit fast ausschließlich einheimischem Geröllematerial auftreten. Herr Keilhack, der vor mehreren Jahren in jener Gegend geologische Aufnahmen gemacht hatte und die große Bedeutung dieser Schotter für die Gliederung des dortigen Diluviums (Interglazial I) betont, machte mich freundlicherweise darauf aufmerksam.

Berücksichtigen wir bezüglich des südlichen fluviatilen Altdiluviums in unserer flachen, auch zur Altdiluvialzeit nicht gebirgig gewesenen Gegend noch die Größe der einzelnen Rollstücke, von denen viele Faustgröße und darüber besitzen, so können wir des weiteren schließen, daß diese Schotter und Kiese von einem mächtigen Strom abgesetzt wurden, der, aus dem Harz und seinem nordwestlichen Vorland kommend, sich über die Gegend des heutigen Allertalgebietes ergoß, einem Strom, demgegenüber die heutigen Flüsse Oker, Fuhse und selbst Aller nur Epigonen sind. Wir erkennen aber auch zugleich, daß es vielfach alte, längst vorbereitete Richtungen und Wege sind, denen das fließende Wasser im Diluvialgebiet des norddeutschen Flachlandes seit dem Ausgang der Tertiärzeit immer wieder folgt, und die es im Verlauf seiner Erosionstätigkeit trotz mehrmaliger Verschüttung durch die glazialen Sedimente der Eiszeiten bis zum heutigen Tage wieder herzustellen und zu erhalten sucht.

Was den Geschiebemergel (Grundmoräne der vorletzten Vereisung) des kartierten Gebietes betrifft, so ist seine Oberflächenverbreitung innerhalb der Zweimeter-Tiefengrenze nur auf wenige Flächen von nennenswertem Umfange beschränkt. Wir finden ihn z. B. nördlich, östlich und südlich von Katensen am Westrand des Blattes, ferner bei Dollbergen, bei Eddesse, Ankensen, Eickenrode und Alvesse. Charakteristisch ist für ihn eine tiefgehende Entkalkung (so daß er in allen Aufschlüssen nur als Geschiebelehm auftritt) und starke Verwaschung. Letztere geht an vielen Stellen so weit, daß der Geschiebelehm flächenhaft in lehmigen und lehmstreifigen Kies und Sand übergeht, wie z. B. südöstlich von Wehnsen. In dem bis 10 m tiefen Bahneinschnitt der Neubaustrecke zwischen Edemissen und Ankensen (am Osterberg) konnten diese Verhältnisse gut beobachtet werden. Hier ist der schwach lehmige und lehmstreifige, eisenschüssige Sand und kiesige Sand der Grundmoräne etwa 3 m mächtig und wird unterlagert von einem ungeschichteten, gleichmäßig feinkörnigen, glaukonitischen Sand von durchschnittlich 5 m Mächtigkeit (Lokalmoräne aus glazial aufgearbeiteten Oligocänsanden); das Liegende wird von mittel- bis grobkörnigem, z. T. stark kiesigem, anscheinend fluviatil geschichtetem Spatsand gebildet.

4. Provinz Sachsen.

Herr Schröder berichtet über das Ergebnis der Aufnahmen im Keuper und Lias auf dem Blatt Halberstadt.

Keuper.

Der Mittlere Keuper hat betreffs seiner Gliederung kaum etwas Bemerkenswertes ergeben. Von der Stadt Halberstadt auf Ditfurt zu und von Harsleben bis in die Nordostecke des Blattes (wo sicher noch Unterer Keuper und vielleicht etwas Oberer Muschelkalk von Hackel her grade noch in das Blatt hinreicht), ferner innerhalb des Quedlinburger Sattels sind seine Verbreitungsgebiete. An ersteren Punkten wird er in seiner vollen Entwicklung vorhanden sein, weshalb auch außer der Steinmergelzone

nördlich Harsleben noch der Schilfsandstein zwischen Halbemeilsberg und Frevelberg nachgewiesen wurde. Im Quedlinburger Sattel dagegen sind nur Steinmergel und die unter ihnen befindlichen bunten Mergel beobachtet, die die ältesten Schichten des Sattels bilden.

Ein Profil der Grenzschichten vom Mittleren und Oberen Keuper in der Begrenzung, wie sie für die Darstellung auf der Karte am geeignetsten erscheint, ergibt die durch ihre Dinosaurierfunde berühmt gewordene Baerecke'sche Tongrube südlich der Kreuzung der Halberstadt-Blankenburger Bahn mit der Chaussee Halberstadt-Harsleben.

Zunächst ist bemerkenswert, daß hier in der Nordostecke der Grube eine »Bitterwasserquelle« erbohrt ist. Leider wurde keine genaue Probenfolge entnommen; doch zeigte mir der Besitzer Stücke, die aus 40 m Tiefe stammten und nur als Steinmergel des Mittleren Keupers angesehen werden müssen.

Das Profil der Grube, aus dem der westlichen, östlichen und südlichen Wand kombiniert, ist von oben nach unten:

9. Löß.
8. ca. 1,5 m Wechsellagerung von rötlichbraunem und grauem Ton mit Sandsteinen. In der Südwestecke der Grube, wo dem Streichen und Fallen gemäß die jüngsten Lagen auftreten, wurden 3 Sandsteinbänke beobachtet.
7. ca. 1,0 m feinkörniger Sandstein, z. T. muldenartig in 6. eingreifend und dann mächtiger.
6. 1,0 m grüngrauer Ton mit zahlreichen kleinen Konkretionen.
5. 0,40 m blättrige, schwach kalkige, tonige Feinsande.
4. 1,80 m feiner Sand, bankig durch feine Tonbestege, mit einer konkretionären festen Sandsteinbank.
3. 1,85 m hellgraue geschichtete, schwach kalkige (resp. dolomitische) Feinsande, in denen Lagen grünlichgrauen Tons auftreten. Einzelne seiner Lagen spitzen sich durch ganz allmähliche Verschwächung nach beiden langsam aus, während andere sehr plötzlich anschwellen und sich muldenartig in die Feinsande einbetten. Konkretionen im feinsandigen Mergel, aber noch häufiger in den Tonen.
2. 7 m rein grünlichgraue Tone, in denen eine Schichtung nicht erkennbar ist. In der hangenden Partie Konkretionen.
1. ca. 5 m mächtige rötlich und grünlichgrau gestreifte Tone.

Streichen NW.-SO. Einfallen 8—10° SW.

Dieses Profil ist Ende 1915 aufgenommen und läßt sich im

einzelnen mit den beiden von JAEKEL[1]) 1913 veröffentlichten Profilen derselben Grube nicht in völlige Übereinstimmung bringen, was wohl einfach darin seinen Grund hat, daß der Aufschluß sich im Laufe der zwei Jahre erweitert und vertieft hat. In beiden Beobachtungen ist jedoch deutlich eine untere rein tonige von einer oberen tonig-feinsandigen Abteilung zu trennen.

Die untere rein tonige Abteilung, die nach JAEKEL »unzweifelhaft dem Mittleren Keuper« angehört, hat nun die reiche Fauna geliefert:

Unionide
Paludinide
Hybodus sp.
Ganoidfische
Plateosaurus longiceps n. sp.
Kleine Dinosaurier
Stegochelys dux n. g. n. sp.
Ein zweiter Testudinate
Plagiosaurus depressus n. g. n. sp.
Hercynosaurus carinidens n. g. n. sp.
Sauropterygier.

Die obere feinsandige Abteilung hat bisher ergeben:

Belodon spp.
Ceratodus polymorphus MIALL.

Die obere Abteilung (und auch die hangendsten Schichten der grünlich-grauen Tone 2) enthält zahlreiche Konkretionen, deren Grundmasse ein dichtes Gestein von grauer Farbe mit einem schwach rötlichen Anflug ist und seinem Verhalten gegenüber kalter und erwärmter HCl nur Dolomit sein kann; das Innere ist von zahlreichen Sprüngen durchsetzt, die entweder leer oder mit Kalkspat erfüllt sind. Die Konkretionen liegen entweder in den Tonen oder in den außerordentlich feinsandigen Schichten, mit denen erstere verknüpft sind. Einzelne Feinsandbänke sind zu einem festen Kalksandstein verkittet. Diese Konkretionen und festen Sand-

[1]) JAEKEL, Über die Wirbeltierfunde in der Oberen Trias von Halberstadt. Paläont. Zeitschr. Bd. I, S. 162, 163 ff. 1914.

steine sind nun an vielen Stellen die einzigen Anzeichen, um die Anwesenheit der kalkig-feinsandigen Abteilung des Räts festzustellen, da sie allein infolge der vielfachen Bedeckung durch Löß und der intensiven landwirtschaftlichen Kultur die einzigen festen Gesteinsstücke sind, die stellenweise vom Pfluge heraufgeholt werden.

Die gleichen Schichten wurden von mir bei Kanalisationsarbeiten in der Seydlitzstraße beobachtet. Von der Kaiserstraße bis zur Sedanstraße waren die typischen bunten Steinmergel des Mittleren Keupers entwickelt. Darauf folgten von der SW.-Ecke des Friedrichsplatzes bis zur Gneisenaustraße sehr feine Sande, z. T. etwas tonig und kalkig, z. T. knollenartig zu einem Kalksandstein oder richtigen Konkretionen verkittet, mit einigen wenigen Tonlagen in Wechsel. Die Gesteine sind sehr hellfarbig, hellgrau, z. T. mit einem Stich in gelbgrün. Ein Feinsand, der durch ein kalkiges Bindemittel etwas verfestigt war, enthielt zahllose, z. T. verquetschte Steinkerne einer ?*Anodonta* sp. Nach Westen und Süden verliert sich das ausgesprochen feine mehlige Korn und der geringe Kalkgehalt; es erscheinen kalkfreie Sandsteine von weißer und gelblicher Farbe mit immerhin noch feinem aber rauhem Korn. Zahlreiche Pflanzenreste in Gestalt von Bruchstücken durchsetzen die Gesteine. Mit den vorwiegenden Sandsteinen wechsellagern einzelne stets kalkfreie Tonlagen. Bevor die Straße die Blankenburger Bahn vor dem dort bereits befindlichen Cenoman erreicht, werden die Tone mächtiger und enthalten nur noch mehr oder minder reichlich Sandschmitzen. Vielleicht liegt hier schon Lias vor.

Die kalkig-feinsandige Abteilung des Räts ist dann ferner auch vielfach in den Bohrungen angetroffen worden, die zwecks Wasserversorgung der Stadt Halberstadt im Holtemmetale und auf dessen nördlichem Talrand gestoßen wurden. Bemerkenswert ist besonders die zunächst hier mitgeteilte Bohrung, die einen Teil der obigen Abteilung unter der später zu behandelnden bituminös sandigen Abteilung bis zum Liegenden, dem Mittleren Keuper, durchteuft hat.

Bohrung 1. Bl. Halberstadt östlich der Farbmühle.

Tiefe in m		
0— 0,8	Schwach humoser Lehm	Alluvium
0,8— 5,5	Kies	»
5,5— 6,9	Sand und Kies	»
6,9— 8,2	Hellgrauer, feiner Sand	Oberer Keuper, Hangende Abteilung
8,2— 8,6	Hellgrauer Sand mit Schwefelkies	»
8,6— 9,2	Schwarzer, feinsandiger Ton mit kohligen Resten	»
9,2—10,6	Grauer Sandstein	»
10,6—12,0	Grauer, gelbsprenkliger Ton (kalkfrei)	»
12,0—13,9	Hellgrauer, feiner Sand und grauer Ton	»
13,9—15,0	Hellgrauer Feinsand und grauer Ton	»
15,0—16,6	Grauer Ton und grauer Sandstein	»
16,6—17,85	Grüngrauer Ton (dolomitisch)	Oberer Keuper, Liegende Abteilung
17,85-20,3	Hellgrauer, fester Mergel (sehr kalkreich), wohl nur Konkretion im vorhergehenden Gestein	»
20,3—21,25	desgl., grünlichgrau	»
21,25-22,0	Grünlicher, kalkiger Sandstein	»
22,0—22,75	Hellgrauer, fester Mergel	»
22,75-24,6	Gelber Sand, fein	»
24,6—26,5	Grauer Sandstein	»
26,5—26,8	Gelblicher, feiner Sand	»
26,8—29,0	Weißer, feiner Sandstein	»
29,0—29,24	Grünlichgrauer, feinsandiger Ton (dolomitisch)	»
29,24-29,76	Lichter, kalkiger Sandstein mit Steinkernen von ? *Anodonta*	»
29,76-30,35	Weißer Sandstein	»
30,35-30,6	Lichter, kalkiger Sandstein	»
30,6—31,0	Lichter und gelblicher, kalkiger Sandstein	»
31,0—33,4	Lichtgrünlichgrauer, kalkiger Feinsand	»
33,4—34,6	Lichter, feiner Sandstein	»
34,6—38,0	desgl. etwas gelbfleckig (etwas dolomitisch)	»
38,0—43,2	Grünlichgrauer, violettfleckiger Mergel (stark dolomitisch)	»
43,2—44,7	Gelblicher, feiner Sand	»
44,7—49,5	Grünlichgelber Ton (dolomitisch)	»
49,5—51,0	Lichter, schwachkalkiger Ton	»
51,0—52,6	desgl., feinsandiger Ton	»
52,6—52,8	desgl., Feinsand, dolomitisch	»
52,8—53,2	Gelbliche und rötliche Mergel (dolomitisch)	»
53,2—55,3	Lichtgelblicher, sehr schwachkalkiger Feinsand	»
55,3—55,8	desgl., fast kalkfrei	»
55,8—57,2	Lichtgrauer, feinsandiger Ton	»
57,2—59,6	Grünlichgrauer Mergel	Mittlerer Keuper
59,6—60,5	Rote Mergel	»

60,5—63,8	Grauer, toniger Mergel	Mittlerer Keuper
63,8—63,9	Hellgraue, gelb- und rotfleckige Mergel	»

Die Proben von 17,85—57,2, also 40 m, zeichnen sich durch feinsandige Entwicklung aus. Hierdurch unterscheiden sie sich von dem liegenden Mittleren Keuper, mit dem sie den Gehalt an kohlensaurem Kalk resp. an Dolomit teilen. Die einzelnen Proben verhalten sich in dieser Hinsicht sehr verschieden: einzelne reagieren bereits auf kalte HCl sehr stark, andere erst bei Erwärmung; andere enthalten wenig kohlensaure Verbindungen und einzelne Feinsande reagieren weder auf kalte noch auf erwärmte HCl. Durch Kalk- resp. Dolomitgehalt unterscheiden sich diese Schichten wesentlich von der hangenden Stufe des Räts, die diesen völlig entbehrt und außerdem noch durch die fast ständige Beimengung kohliger (resp. bituminöser) Substanzen ausgezeichnet ist. Der graue Sandstein 24,6—26,5 innerhalb der liegenden feinsandig-kalkigen Abteilung gehört seinem Aussehen nach in die hangende Abteilung; es dürfte also nahe der Grenze eine Wechsellagerung beider stattfinden.

Die Grenze von Mittlerem Keuper zu feinsandig-kalkigem Oberen Keuper ist dann noch in folgendem Bohrloch durchsunken worden:

Bohrung 1. Bl. Schwanebeck im Wasserwerk.

0— 2,9	Lehmiger Schotter	Alluvium
2,9— 6,0	Kies und Schotter	»
6,0— 6,5	Hellgrauer, fester Mergel	Oberer Keuper
6,5—10,0	Grünlichgraue, feinsandige Mergel	Liegende Abteilung »
10,0—11,2	Weißer, feinsandiger Kalksandstein	»
11,2—16,0	Fester, gelblichgrauer Mergel	Mittlerer Keuper
16,0—16,5	Rötliche Mergel	»
16,5—19,6	Grünlichgraue Mergel	»
19,6—20,4	Hellgraue, gelbfleckige Mergel	»
20,4—23,3	Rote Mergel	»
23,3—23,7	Grünlichgraue, rotfleckige Mergel	»
23,7—25,3	Rote Steinmergel	»
25,3—26,6	Grünlichgraue, etwas feinsandige Mergel	»
26,6—29,6	Rote Mergel	»
29,6—32,2	Hellgrüne, rotfleckige Mergel	»
32,2—34,5	Rote Steinmergel	»
34,5—35,25	Grünliche Mergel	»

35,25-35,37	Rötliche und grünliche Mergel	Mittlerer Keuper
35,37-36,1	Grünliche Mergel	»
36,1—37,8	Rote Mergel	»
37,8—39,0	Grünliche, rotfleckige Mergel	»
39,0—42,75	Hellgrünliche Steinmergel	»
42,75-44,7	Violette Steinmergel	»
44,7—45,1	Hellgraue Steinmergel	»
45,1—45,8	Rötliche Steinmergel	»
45,8—46,5	Grünliche und rötliche Mergel	»
46,5—48,5	Violette Steinmergel	»
48,5—49,9	Graue Steinmergel	»
49,9—50,75	Hellrötliche Steinmergel	»

Diese Bohrung zeigt deutlich die Beziehung der fraglichen Schichten zum Mittleren Keuper. Die von 6,0—11,2 m getroffenen typisch entwickelten Lagen des feinsandigen Räts überlagern zunächst bis 23,7 grünlichgraue Mergel mit rotgefärbten Bänken, dann folgen bei 23,7—25,3 m echte Rote Steinmergel, dann noch mehrere bunte Mergelbänke und schließlich der mächtige Steinmergelhorizont, der von 39,0—50,75 m angetroffen wurde. Die durchsunkene Schichtenfolge erinnert an die in der Dinosaurier-Grube z. T. beobachtete.

Auch noch weiter nach Westen sind die unteren Rät-Schichten mehrfach unter dem Diluvium erbohrt; sie können aber nur ungefähr bis zu dem Ströbecker Fließ reichen, da sie hier auf den westlich des Baches bekannten NW.-SO. streichenden Neocomsandstein stoßen müssen.

Südöstlich Halberstadt und der dort befindlichen Dinosaurier-Grube zeigt dann der Galgenberg in ausgezeichneter Weise die charakteristischen gelblichen, sehr feinkörnigen Kalksandsteine des Unteren Rät, von denen einzelne ganz dicht, andere porös sind. Mehrere dort am Südhang gefundene Gesteinsstücke scheinen zahllose ausgewitterte Schalen und Schalenfragmente kleiner Lamellibranchier enthalten zu haben; sie machen den Eindruck eines Lumachellekalkes, hinterlassen aber beim Auflösen in HCl einen Rückstand feinen Sandes. Nördlich des Galgenberges finden sich auch die septarienähnlichen Dolomitkonkretionen, die sich von Harsleben her dadurch, daß sie vielfach aus dem Acker gepflügt werden, weit nach Südosten verfolgen lassen. Ihre Färbung ist grau bis

braun; ihre Textur ist dicht feinkrystallin, grobkrystallin oder auch erdig. Die Risse und Hohlräume sind vielfach mit radialstrahligem Kalkspat erfüllt. Viele enthalten zahlreiche Pflanzenreste, die in ihnen lagenweis dicht über einander oder auch vereinzelt auftreten.

Zwei Analysen dieser Dolomitknauer hat Herr Klüss ausgeführt:

	1. Östlich Harsleben	2. Baerecke'sche Tongrube bei Halberstadt
SiO_2	15,24	9,89 %
Al_2O_3	5,39	2,59 »
FeO_3	1,21	2,01 »
FeO	3,41	1,59 »
CaO	22,50	24,80 »
MgO	13,80	16,69 »
K_2O+Na_2O	0,60	0,59 »
CO_2	34,43	39,07 »
H_2O	3,12	2,44 »
	99,70	99,67 %

Auch im Quedlinburger Sattel lassen sich sowohl bei Börnecke als auch östlich Westerhausen die eigentümlichen Kalksandsteine auf beiden Flügeln im Zusammenhang verfolgen. Die Verteilung des kohlensauren Kalkes im Gestein erscheint hier häufig nicht völlig gleichmäßig; vielmehr ist er in kleinen und großen Knoten stark angereichert oder gar nur auf solche beschränkt. Der bindemittellose Sand zerfällt bei der Verwitterung völlig und es erscheinen die fester verkitteten Gesteinsstücke mit warziger oder traubiger Oberfläche. Die Knoten enthalten auch häufiger Eisen resp. Mangan, so daß der lichte Sandstein dunkelgetüpfelt erscheint. Mehrfach sind unregelmäßige oder auch leistenförmige Kalkspatindividuen, den Sand umschließend, ausgeschieden. Ferner fand ich einzelne Lagen des Sandsteins in Chalcedon umgewandelt.

Die durchteufte Mächtigkeit des feinsandigen Räts beträgt (in Bohrung 1 von 16,6—57,2 m) 40,6 m.

Der in vorstehendem beschriebenen liegenden kalkig-feinsan-

digen Abteilung tritt nun eine hangende kalkfreie, bituminöse gröber-sandige Abteilung gegenüber. In ursprünglicher Beschaffenheit erscheint sie in Bohrungen, die westlich der Stadt Halberstadt gestoßen wurden.

Zunächst folgen hier 2 Bohrungen, in denen die Grenze zu der unteren Abteilung des Räts in der Tiefe noch gefaßt ist.

Bohrung 2. Bl. Halberstadt an der Mahndorfer Chaussee westlich der Farbmühle.

0— 0,3	Humoser Lehm	Alluvium
0,3— 3,0	Schotter	»
3,0— 4,5	Gelblichgrauer Sand	Oberer Keuper Hangende Abteilung
4,5— 7,4	Hellgrauer Sand mit kohligen Resten	»
7,4— 7,5	Dunkelgrauer bis schwarzer Sand	»
7,5— 9,8	Hellgrauer, glimmerreicher Sand	»
9,8—10,5	Grauer Sand mit Schwefelkies	»
10,5—11,8	Schwarzer Ton	»
11,8—14,5	Hellgrauer Sand mit Schwefelkies	»
14,5—18,0	Dunkelgrauer Sand (etwas tonige Beimengung)	»
18,0—19,4	Schwarzer Ton	»
19,4—20,5	Dunkelgrauer, blättriger Ton mit Schwefelkies	»
20,5—22,2	Dunkelgrauer Sand mit Schwefelkies	»
22,2—23,4	Schwarzer Ton	»
23,4—25,15	Grauer, feinsandiger Ton	»
25,15-25,3	Dunkelgrauer bis schwarzer Ton	»
25,3—26,1	Schwarzer Ton	»
26,1—26,85	Grauer Sand	»
26,85-27,6	Grauer Ton	»
27,6—30,5	Hellgrauer, feinsandiger Ton	»
30,5—31,2	Dunkelgrauer, toniger Sand mit Pflanzenresten	»
31,2—34,7	Hellgrauer, toniger Mergel (dolomitisch)	Oberer Keuper Liegende Abteilung
34,7—43,2	Gelblichweißer Sand (kalkfrei)	»

Bohrung 3. Bl. Halberstadt nördlich Mahndorfer Chaussee, westlich der Bohrung 1 am nördlichen Talrande.

0— 0,7	Humoser Lehm	Alluvium
0,7— 1,3	Gelber, feinsandiger Lehm	»
1,3— 6,6	Hellgrauer, tonigkalkiger Feinsand	Oberer Keuper Hangende Abteilung
6,6— 7,8	Grauer Sand	»
7,8— 9,5	Schwarzer Ton	»
9,5—16,7	1. Grauer Sand mit kohligen Resten und Schwefelkies	»
	2. Weißer Sand	»
16,7—18,2	Schwarzer Ton	»

18,2—19,5	Grauer Sand	Oberer Keuper
19,5—23,2	Dunkelgrauer Sand	»
23,2—25,5	Desgl. mit Schwefelkies	»
25,5—26,8	Weißer, feinsandiger Ton	»
26,8—32,0	Grauer Sand mit Schwefelkies	»
32,0—32,4	Feinsandiger Ton (kalkfrei)	»
32,4—41,3	Hellgrauer Sand	»
41,3—43,1	Hellgrünlichgrauer, feinsandiger Mergel (dolomitisch)	Oberer Keuper Liegende Abteilung
43,1—49,0	Desgl., sehr kalkreich	»
49,0—53,0	Grünlichgrauer, lilafleckiger, toniger Mergel (dolomitisch)	»

Ferner geben ein Bild über die petrographische Zusammensetzung der hangenden Abteilung des Oberen Keupers die in dem Berichte über die Aufnahmen des Blattes Derenburg im Jahrbuch der Preuß. Geol. Landesanst. Bd. XXXIV, Teil 2, S. 616—620 veröffentlichten Bohrungen 12, 10, 13, 9, 8, die auf dem genannten Blatt liegen.

Die folgenden Bohrungen werden hier aufgeführt, weil sie besonders tief sind.

Bohrung 7. Bl. Halberstadt südlich Bohrung 3 an der Mahndorfer Chaussee.

0— 3,6	Schotter	Alluvium
3,6— 8,2	Feinsandiger, hellgrauer Tonmergel	Lias
8,2—10,3	Grauer, schwachkalkiger Ton mit Toneisengeoden	»
10,3—12,8	1. Grauer Sand mit kleinen Schwefelkiesknollen	Oberer Keuper Hangende Abteilung
	2. Feiner Sand mit schwarzen Tonstreifen	»
	3. Grauer Sandstein	»
12,8—15,7	Grauer Sandstein mit Schwefelkies	»
15,7—17,15	Hellgrauer Sand mit kohligen Resten	»
17,15-17,45	Feinsandiger, dunkelgrauer Ton	»
17,45-18,5	Feiner, hellgrauer Sand mit kohligen Resten	»
18,5—19,4	Grauer Sand, z. T. tonig	»
19,4—21,85	1. Hellgrauer, feiner Sand	»
	2. Schwarzer Sand mit kohligen Resten	»
21,85-23,5	Schwefelkiesknollen	»
23,5—25,3	Grauer Sand	»
25,3—25,6	1. Dunkelgrauer Sand	»
	2. Hellgrauer Sand	»
25,6—27,5	Feinsandiger, hellgrauer Ton	»
27,5—29,3	Dunkelgrauer, feinsandiger Ton mit kohligen Resten	»
29,3—33,0	Dunkler, glimmeriger Ton	»

33,0—34,8	Grauer, feinsandiger Ton	Oberer Keuper
34,8—35,3	Dunkelgrauer Ton mit kohligen Resten	»
35,3—36,4	Bräunlichgrauer, toniger Sand	»
36,4—37,5	Grauer, feinsandiger Ton	»
37,5—39,0	Dunkelgrauer Ton mit Schwefelkies und kohligen Resten	»
39,0—42,5	Lichtgrauer Sand	»

Bohrung 5. Bl. Halberstadt, ca. 150 m westsüdwestlich von Bohr. 3.

3,4— 5,2	Sehr kalkiger Tonmergel	Lias
5,2— 5,5	Hellgraue Kalkkonkretion	»
5,5— 9,6	Grauer Sand	Oberer Keuper Hangende Abteilung
9,6—15,3	Gelber Sand	»
15.3—17,6	Dunkelgrauer bis schwarzer Sand mit Schwefelkies	»
17,6—25,8	Hellgrauer Sand	»
25,8—27,0	Schwarzer Ton	»
27,0—27,3	Grauer Sand mit kohligen Resten	»
27,3—27,9	Grauer Sand mit Schwefelkies	»
27,9—32,6	Grauer Sand	»
32,6—35,2	Hellgrauer Sand	»
35,2—38,5	Grünlichgrauer Ton	»
38,5—45,5	Dunkelgrauer Ton	»
45,5—46,1	Grauer Sand	»
46,1—47,0	Grauer Ton mit Pflanzenresten	»
47,0—49,0	Hellgrauer, feinsandiger Ton	»
49,0—50,2	Grauer Sand mit Schwefelkies	»

Bohrung 6. Bl. Halberstadt, ca. 250 m westlich Bohrung 5.

0— 1,2	Humoser Lehm	Alluvium
1,2— 4,9	Kalkiger Feinsand, tonig	»
4,9— 6,8	Kies	»
6,8—10,8	Gelber Sand	Oberer Keuper Hangende Abteilung
10,8—11,8	Schwarzer Ton und grauer Sand	»
11,8—13,6	Hellgrauer Sand	»
13,6—17,5	Grauer Sand	»
17,5—18,3	Schwarzer Sand	»
18,3—18,5	Schwefelkies	»
18,5—24,8	Hellgrauer Sand	»
24,8—25,6	Dünnschichtiger, feinsandiger Ton	»
25,6—26,4	Hellgrünlicher Sand	»
26,4—27,3	Hellgrauer Sand	»
27,3—29,5	Weißer Sand	»
29,5—31,9	Dünnschichtiger, hellgrauer Feinsand	»
31,9—32,5	Graugrüner Sand	»
32,5—45,4	Weißer Sand	»

Bohrung 4. Bl. Halberstadt, an der Kreuzung des Eselstiegs mit der Mahndorfer Chaussee.

0— 1,0	Humoser Lehm	Alluvium
1,0— 4,9	Lehmiger Kies	»
4,9— 5,8	Gelber Sand	Oberer Keuper, Hangende Abteilung
5,8— 7,5	Dunkelgrauer bis schwarzer Sand mit Schwefelkies	»
7,5— 8,1	Dunkelgrauer bis schwarzer Ton	»
8,1— 8,8	Grauer Ton mit kohligen Resten	»
8,8— 9,6	Hellgrauer Sand	»
9,6—17,0	Dunkelgrauer Sand mit kohligen Resten und Schwefelkies	»
17,0—21,8	Grauer Sand	»
21,8—22,5	Grauer, feiner Sand	»
22,5—24,6	Hellgrauer Sand	»
24,6—26,8	Hellgrauer Sand, etwas grob	»
26,8—31,3	Grauer, bröckliger Ton	»
31,3—35,0	Gelber Sand	»
35,0—40,0	Feiner, weißer Sand	»

Was zunächst die Mächtigkeit der hangenden Abteilung des Oberen Keupers betrifft, so ist zu bemerken, daß leider in keiner Bohrung das Hangende — der Lias — und das Liegende — die kalkige, feinsandige Abteilung des Oberen Keupers — zugleich angetroffen sind. Die durchsunkenen Mächtigkeiten sind:

		In Metern	
Bohrung 2	Bl. Halberstadt:	4,5—31,2	= 26,7
» 3	»	1,3—41,3	= 40,0
» 8	Bl. Derenburg:	19,5—44,6	= 35,1
» 9	»	33,0—53,0	= 20,0
» 10	»	27,25-49,13	= 21,88
» 12	»	5,8—36,0	= 30,2
» 13	»	4,9—33,0	= 28,1
» 7	Bl. Halberstadt:	10,3—42,5	= 32,2
» 5	»	5,5—50,2	= 44,7
» 6	»	6,8—45,4	= 38,6
» 4	»	4,9—40,0	= 35,1

Die größte durchbohrte Mächtigkeit beträgt 44,7 m.

Die hangende Abteilung des Räts besteht in den Bohrungen aus kalkfreien Sanden, in denen untergeordnet kalkfreie Tone eingelagert sind. Beide Gesteine zeichnen sich fast durchgehend durch Gehalt an organischer Substanz aus, die eine Dunkel- bis Schwarzfärbung veranlaßt; außer der allgemeinen Durchtränkung

durch organische Stoffe sind kohlige Pflanzenfragmente sehr häufig. Das Korn der Sande ist ein mittleres und wird nur selten in geringmächtigen Lagen etwas gröber; die Sandsteine fühlen sich meist rauh an im Gegensatz zu denen der liegenden Abteilung, die außerordentlich mild sind und vielfach erst unter Lupe als Sandsteine erkennbar sind; nur untergeordnet treten auch in der hangenden Abteilung feinsandige, dünnschichtige Sandsteine auf. Schwefelkiesknollen sind sehr häufig. Die Tone sind meist sehr fett, aber auch feinsandig und dann wohlgeschichtet; eine Buntfärbung ist sehr selten. Im Ausgehenden verlieren sowohl Sande als Tone ihren Gehalt an organischer Substanz; die Farbe der Sande wird weiß und die Zersetzung der Schwefelkiese veranlaßt stellenweise eine Gelbfärbung; die Tone sind normal grau. Die Pflanzenreste sind nur noch in der Form von Hohlräumen und Abdrücken feststellbar.

Nach Jaekel[1]) sind die Dinosaurierschichten, die er noch als sicher dem Mittleren Keuper angehörend betrachtet, »offenbar als kontinentale Süßwasserbildungen anzusehen. Dafür spricht vor allem das nicht seltene Vorkommen von Unioniden, die den heutigen Unionen recht nahe stehen, aber kleiner und dickschaliger sind und in einigen Punkten des Schloßbaues sowie der Schließmuskeln von ihnen abweichen. Den gleichen Charakter der Sedimente beweist auch die kleine Paludinide, die sich allerdings nur ganz vereinzelt neben den Unioniden gefunden hat. Andrerseits kann es keinem Zweifel unterliegen, daß diese Sedimente nahe am Meere lagen und daher von einzelnen marinen Küstenbewohnern gelegentlich frequentiert wurden. Als solche kommen in Betracht ein Sauropterygier, einige Haifische und vielleicht auch ein großer Teleostier. Es ist aber auch sehr wohl möglich, daß alle diese Typen einschließlich der Haifische Bewohner der Flußmündungen waren«.

»Die große Masse toniger Sedimente ist aller Wahrscheinlichkeit nach in einem sehr verschlammten Mündungsgebiet, also vielleicht innerhalb eines Deltas zur Ablagerung gelangt. Vermutlich

[1]) Jaekel, a. a. O. S. 166.

wird danach eine Hebung des Hinterlandes ein stärkeres Gefälle des Flusses verursacht haben, so daß dieser nun gröbere Sedimente, sandige Tone und Sande über den Sümpfen ausbreitete, weiter zurückliegende Tonschichten aufwirbelte und dadurch auch deren feineren Schlamm stellenweise zum Absatz brachte«.

»Den später veränderten Lebensbedingungen entspricht auch ein Wechsel der Fauna. Lagen uns in den Tonschichten typische Landbewohner vor, wie vor allem die Dinosaurier, die offenbar vom Ufer her in den Schlammsumpf geraten waren, so sind es in den oberen sandigen Schichten Reste von Flußbewohnern, Krokodile, Dipnoer und andere Formen, die auch heute noch den Flüssen treu geblieben sind und tief in das Innere der Kontinente eindringen«.

Diese bereits zur Zeit der Ablagerung der liegenden, feinsandigkalkigen Abteilung des Räts erfolgte Änderung der Faziesverhältnisse muß sich zur Zeit der hangenden Rätablagerungen noch verschärft haben. Das rauhe, zuweilen sogar etwas grobe Korn der Sande spricht für eine noch größere Nähe, ein weiteres Herausheben des doch wohl im Osten zu vermutenden Kontinents. Ferner läßt die gleichmäßige Durchtränkung vieler Sandsteine und Tone mit organischer Substanz auf einen Absatz in ruhigem, wenig bewegtem Wasser schließen: es entstanden Becken, deren Sedimente von der heftigen Bewegung strömenden Wassers — eines Flusses oder gar des Meeres — wenigstens zeitweise abgeschlossen waren. Diese lakustre Facies des Obersten Räts steht in schroffem Gegensatz zu der rein marinen des Unteren Lias.

Betreffs der dinosaurierführenden Tone ist Jaekel völlig sicher, daß sie noch dem Mittleren Keuper angehören, und er ist auch geneigt, mit dem Eintreten der sandigen Schichten den Oberen Keuper zu beginnen. »Aber diese Annahme wäre zurzeit nicht zu begründen, da wir nicht wissen, ob die sandige Ausbildung in diesen Gegenden nicht schon früher als in Süddeutschland einsetzte. Da uns von anderen Orten wenig Wirbeltiere aus dem Oberen Keuper bekannt sind, lassen sich die unserigen noch nicht näher mit ihnen vergleichen. Der einzige Fund, der hierfür zu-

nächst in Betracht kommt, ist ein Zahn von *Ceratodus*, dem *C. polymorphus* MIALL. in dem Oberen Keuper von Austcliff bei Bristol so ähnlich sieht, daß ich kein Bedenken trage, ihn mit dieser Form zu identifizieren. Es ist aber natürlich nicht ausgeschlossen, daß diese Art außerhalb Englands schon in den oberen Schichten des Mittleren Keupers heimisch war«. Diesen Einwurf kann man aber betreffs jeder Versteinerung machen; ja selbst wenn zahlreiche Arten zwei Fundorten gemeinsam sind, könnte man immer noch zweifeln, ob nicht etwa die ganze Tiergesellschaft an einem Fundorte älter ist als am anderen.

Zunächst ist festzustellen, daß die Zurechnung der unteren sandigen Abteilung zum Rät durchaus den Verhältnissen andrer Gebiete Norddeutschlands, wie Helmstedt und Salzgitter entspricht. Ob dadurch die Äquivalenz mit dem Rät Süddeutschlands ausgesprochen wird, ist eine andere Frage. Geht man jedoch von der allgemein anerkannten Annahme aus, daß der Stubensandstein Württembergs den Hauptsteinmergeln Norddeutschlands entspricht, und berücksichtigt man ferner, daß in den über den Steinmergeln lagernden bunten Tonen bei Halberstadt sowie in den »Knollenmergeln« oder »Zanclodenletten« Schwabens die Hauptfundstätte der Gattung *Plateosaurus*[1]) sich befindet, so scheint es doch am natürlichsten, beide zu parallelisieren und als obersten Mittleren Keuper in der Ausdrucksweise der Norddeutschen anzusehen, wie ja EM. KAYSER[2]) die Fundschichten der Halberstädter Dinosaurier direkt als Zanclodon- oder Knollenmergel des Hauptkeupers bezeichnet. Für die Kartierung ist diese Grenze die einzig mögliche, da sie

[1]) E. FRAAS, Zeitschr. Deutsch. geol. Ges. Bd. XLIX, S. 482, 1897, hat vom Langenberge bei Hedeper, Kr. Wolfenbüttel, ein Femur von »*Zanclodon laevis* QU.« beschrieben. v. HUENE, Die Dinosaurier der europäischen Triasformation, S. 104, bestimmt das Stück als *Plateosaurus* sp. Die Lagerstätte soll Rätkeuper sein. — Aus dem höchsten Rät (Oberes Protocardium-Rät) vom Kreuzberg bei Göttingen beschreibt v. HUENE (a. a. O. S. 100) Reste von *Plateosaurus* cf. *poligniensis* PID. et CHOP. Diese Art wird aus der unteren Hälfte des »Räts« im Département Jura angegeben. Weshalb übrigens die »argiles à grands sauriens« dem Rät angehören müssen, ist nicht einzusehen, da *Avicula contorta* erst darüber gefunden wird. HUENE a. a. O. S. 74.

[2]) Lehrbuch der Geologie, 5. Aufl., Bd. II, S. 378. 1913.

den Wechsel des Gesteins, das Auftreten der Sandsteine als Anhalt nehmen muß.

Lias.

Die Grenze des Keupers und Lias wurde in der

Bohrung 8, Bl. Derenburg, am Ströbecker Fließ[1])
» 9, » 500 m östlich Bohrg. 8[1])
» 10, » 900 m östlich Bohrg. 8[1])
» 5, Bl. Halberstadt, nördlich der Mahndorfer Chaussee
» 7, » südlich Bohrung 3 an der Mahndorfer Chaussee
» 8, » westlich der Ziegelei
» 9, » an der Mahndorfer Chaussee östlich neben Bohrung 7
» 10, » südlich Tivoli, südlich der Holtemme

durchteuft. Die Bohrungen 8, 9, 10 Bl. Derenburg sind in dem Bericht des Jahres 1913 veröffentlicht und sind hier mit kleinen Veränderungen nochmals aufgeführt. Die Bohrungen 5 und 7 Bl. Halberstadt stehen in diesem Bericht, Seite 501 u. 502.

Bohrung 8. Bl. Halberstadt, südlich der Holtemme, westlich der Ziegelei.

0— 1,4	Humoser Ton	Alluvium
1,4— 2,6	Gelber Ton	Lias
2,6— 6,5	Grauer, blättriger Ton	»
6,5— 8,8	Feinsandiger, schiefriger Ton mit Fossilresten	»
8,8— 9,8	Grauer, sehr glimmerreicher Kalksandstein	»
9,8—17,55	Hellgrauer, kalkiger Feinsand	»
17,55-19,0	Dunkelgrauer Sand	Oberer Keuper
19,0—22,5	Schwarzer Ton mit Pflanzenresten	»

Bohrung 9. Bl. Halberstadt an der Mahndorfer Chaussee.

0— 0,4	Humoser, kiesiger Lehm	Alluvium
0,4— 3,5	Kies	»
3,5— 3,6	Gelber, lehmiger Kies	»
3,6— 3,75	Hellgrauer, feiner Kalksandstein	Lias
3,75- 7,6	Hellgrauer, feiner, kalkiger Sand	»
7,6— 8,2	Grauer, bröckliger Ton	»

[1]) Siehe Bericht Bl. Derenburg. Dies. Jahrb. Bd. XXXIV, Teil II, Heft 3, S. 618, 619. 1913.

8,2— 8,9	Grauer Sand	Oberer Keuper
8,9—10,8	1. Hellgrauer Sand mit Schwefelkiesknollen	»
	2. Gelblichgrauer Sand	»
10,8—13,6	Grauer Sand mit kohligen Resten	»
13,6—14,1	Schwarzer, sandiger Ton	»
14,1—14,4	Dunkelgrauer Sand mit Schwefelkies	»
14,4—16,1	Schwarzer Ton	»
16,1—17,4	Grauer Sand mit Schwefelkies	»
17,4—18,3	Dunkelgrauer Ton	»

Bohrung 10. Bl. Halberstadt, südlich Tivoli, südlich der Holtemme.

0— 0,8	Humoser Lehm	Alluvium
0,8— 1,7	Schwach humoser Ton, etwas kiesig	»
1,7 — 5,2	Kies und Schotter	»
5,2— 6,85	Kies	»
6,85- 8,8	Brauner, blättriger Ton	Lias
8,8—11,6	Grauer, blättriger Ton, kalkfrei	»
11,6—11,8	Grauer, fester Kalksandstein bis feinsandiger Kalk	»
11,8—15,3	Grauer, schwachkalkiger Tonmergel	»
15,3—15,45	Grauer Ton (kalkfrei)	»
15,45-15,55	Kalktoneisengeode	»
15,55-15,47	Grauer, schwach glimmerig feinsandiger Tonmergel mit Fossilien	»
15,47-15,85	Hellgrauer Kalksandstein	»
15,85-20,4	Hellgrauer Tonmergel	»
20,4—26,0	Grauer Sand	Oberer Keuper

Über den kalkfreien, dunkelgrauen bis schwarzen Sanden des Oberen Keupers, in denen nur kohlige Fragmente von Pflanzen vorkommen, stellt sich mit dem Auftreten mariner Fossilien, unter denen *Psiloceras planorbis* Sow. und *Inoceramus pinnaeformis* erkannt werden konnten, der Kalkgehalt ein, der zwar häufig spärlich, aber doch stets vorhanden ist.

Die Schichten mit *Psiloceras planorbis* Sow. sp. sind hell- bis dunkelgraue, kalkige, feinsandige, häufig glimmerige und schiefrige Tone oder Feinsande, die zu einem lockeren Feinsandstein verfestigt sein können.

Über ihnen folgen die in den Gruben des Kanonenberges bei Halberstadt abgebauten Tonmergel, die durch verschieden dunkle Graufärbung gut gebändert erscheinen und auch wohl etwas schiefrig sind. Sie enthalten nicht sehr zahlreiche Toneisenkalkgeoden, z. T. lagenweis angeordnet. Außerdem findet man auf den Haufen

dieser Geoden noch eine Austernbreccie durch Schwefelkies oder Kalkton verkittet und mit Geröllen von Toneisengeoden.

Von den im ganzen 12 m Mächtigkeit umfassenden Tonen sind die obersten 3 m durch Sandbänke und Sandstreifen sehr schön geschichtet.

Durch das Vorkommen großer Exemplare von *Psiloceras Johnstoni* Sow. sp. sind die Tone als

Schichten mit *Psiloceras Johnstoni* Sow. sp.

gekennzeichnet. Die hier gefundenen Exemplare dieses Ammoniten erreichen sämtlich besondere Größe und sind sehr weitrippig; sie treten dadurch in Gegensatz zu den enggerippten, meist kleinen Exemplaren des Salzgitterschen Lias, wo die *Johnstoni*-Zone kalkig-sandig entwickelt ist. Offenbar ist die tonige Facies dem Gedeihen der Ammoniten viel günstiger.

Die feinen Sande, die über dem Ton in sämtlichen Ziegeleigruben des Kanonenberges bei Halberstadt auftreten, haben bisher eine Mächtigkeit von 5 m gezeigt. Sie sind sehr feinkörnig und weiß oder durch Eisenoxydhydrat gelb gefärbt; einmal fand sich darin ein Quarzitgeröll von der Größe eines großen Hühnereies. Sie werden durch kohlensauren Kalk zu Riesensandstein-Ellipsoiden verkittet, die aus den lockeren Sanden als klotzige Blöcke heraustreten. Zuweilen sind in den Sanden Gastropoden und Lamellibranchier in ausgezeichneter, allseitiger Erhaltung, wie am Strande heutiger Meere vorhanden; häufiger durchsetzen lagenweis dicht aufeinander gehäufte Molluskenschalen und -fragmente die Kalksandsteinblöcke, so daß die Fossilien schwer zu gewinnen sind. Außer der von alters her berühmten Lamellibranchier-Fauna enthalten die Sandsteine einige Gastropoden, Pflanzenreste und an leitenden Ammoniten sehr häufig *Psiloceras Hagenowi* Dkr., selten *Psiloceras subangulare* Quenst. sp. Nach dem häufigsten Ammoniten sind die Sande und Sandsteine als

Schichten mit *Psiloceras Hagenowi* Dkr. sp.

zu bezeichnen.

Ihre Beziehung zu den anderwärts als *Laqueolus*-Schichten

bezeichneten Ablagerungen kann erst dann erörtert werden, wenn die spezifische Bestimmung eines in alten Sammlungen häufigen kleinen Ammoniten der *Laqueolus*-Gruppe [1]) sichergestellt und wenn die stratigraphische Untersuchung des Quedlinburger Lias, wo er mehrfach gefunden ist, vollendet ist. In den Halberstädter Sanden ist er bisher von mir nicht beobachtet.

Die weitere Schichtenfolge fand sich erschlossen gelegentlich einer Wasserleitungsanlage in der Südstraße südlich der Infanteriekaserne. Bis zur Beaumontstraße und ein Stück darüber hinaus nach Westen standen unter mehr oder minder dicker Lößbedeckung die Sandsteine der *Hagenowi*-Schichten an, darauf folgten Tone mit vielen Sandsteinlagen, die nur den

Schichten mit *Schlotheimia angulata* SCHLOTH. sp.

entsprechen können. Fossilien waren in ihnen nicht enthalten, doch liegen mir als Geschenk des verstorbenen Hofapothekers MAAK Kalksandsteine mit zweifellosen Exemplaren des Leitfossils dieser Schichten aus der Gegend des Kanonenberges vor.

100 Meter westlich der Beaumontstraße wurde der eisenreiche Kalk der

Schichten mit *Arietites* spp.

angeschnitten, die zufällig zu gleicher Zeit in dem Sprungloch innerhalb des Kasernenhofes aufgeschlossen waren. Es wurden hier gefunden von unten nach oben: Ton, 0,15 m Ockerschicht, 1,10 m eisenreicher Kalk und 0,95 m Ton. Der letztere Ton war auch in der Südstraße aufgeschlossen und besaß hier eine Mächtigkeit von kaum 2 m. Über ihm lagern die grasgrünen Sande des untersten Cenomans mit einzelnen Phosphoriten. Der Arietenkalk ist ein unverwittert grauer, verwittert gelbbrauner, mergeliger Kalk, der lagenweis stark konglomeratisch durch unregelmäßig gestaltete Brauneisensteingerölle wird.

Höhere Stufen des Lias sind bisher bei Halberstadt nicht gefunden und auch wohl nicht vorhanden.

---

[1]) *Am. raricostatus* ZIET. in DUNKER, Palaeontogr. Bd. I, S. 114. 1847. — *Am. laqueolus* U. SCHLÖNBACH, Palaeontogr. Bd. XIII, S. 151 ff. 1865.

5. Provinz Brandenburg.

Herr F. Kaunhowen berichtet über seine geologischen Beobachtungen in der Umgebung des Oberen Spreewaldes (Aufnahmebericht zu den Blättern Lübben und Lübbenau, Gr.-Abt. 59, Nr. 4 und 10).

Das Arbeitsgebiet, in welchem Verfasser im Sommer 1915 tätig war, umfaßt die beiden Blätter Lübben (im Norden) und Lübbenau (im Süden). Es gehört zum größten Teile dem unter der Bezeichnung Spreewald weit bekannten Gebiete der Mark, speziell der Niederlausitz, an und umfaßt den zwischen 51°48′ und 52° nördlicher Breite, sowie zwischen 31° 30′ und 31° 45 östlicher Länge liegenden Teil der Kreise Lübben, Beeskow-Storkow, Luckau und Calau.

Während die Oberfläche des Blattes Lübben zum größten Teile eine weite, ebene, tief gelegene Fläche bildet, aus der sich nur einzelne Teile mehr oder weniger herausheben, stellt diejenige des Blattes Lübbenau eine gegen Süden allmählich ansteigende, meist nur wenig bewegte Hochfläche dar, die im Nordosten gegen die von Lübben her kommende tiefliegende Ebene abschneidet.

Einen großen Teil des Gebietes nimmt das diluviale Spreetal ein, das sich in beträchtlicher Breite in annähernd südostnordwestlicher Richtung darüber erstreckt. Seine Talsohle bildet eine ausgedehnte Terrasse, welche als weite, ursprünglich tischplatte Sandebene auf dem rechten Flußufer von Biebersdorf im Nordosten des Blattes Lübben bis an das heutige Spreetal nach Süden und Westen und auf dem linken von Hartmannsdorf nach Westen weiter sich ausdehnt — hier allerdings durch zahlreiche, meist flache, mit Alluvionen erfüllte Senken unterbrochen. Im Süden des Gebietes liegt die Terrasse etwa bei 53 m + NN. und senkt sich in der Flußrichtung allmählich, so daß sie am Nordrande des Blattes Lübben etwa zwischen 50 und 50,5 m + NN. liegt. Im Talinnern liegt sie noch niedriger, im Süden etwa zwischen 50 und 51 m, im Norden zwischen 48,5 und 49 m.

Von den Ufern dieses diluvialen Spreetales tritt das rechte als

stark hügeliges, hohes Gelände auf kleiner Fläche in der Gegend von Biebersdorf, im äußersten Nordosten des Blattes Lübben, gerade noch in das Kartengebiet ein. Der Weg Biebersdorf-Briesen (östliches Nachbarblatt Straupitz) und die Chaussee Biebersdorf-Krugau (nördliches Nachbarblatt Schlepzig) bezeichnen hier ungefähr die Talgrenze.

Das linke Ufer wird auf Blatt Lübbenau durch eine zusammenhängende, von einigen Bachtälern (wie dem der Schrake-Dobra und Wudritz) durchzogene Landmasse gebildet, die sich, wenn auch zerstückelt, auf das Blatt Lübben bis in die Höhe der gleichnamigen Stadt fortsetzt; weiter nördlich löst sie sich auf dem Blatte Lübben in eine Anzahl flacher Inseln auf, die meist nur wenige Meter über die Talsohle emporragen. Die Orte Boblitz, Kleeden-Zerkwitz, Krimnitz, Ragow auf Blatt Lübbenau und Steinkirchen auf Blatt Lübben bezeichnen ungefähr den Verlauf des linken Talrandes.

Nicht überall ist der Talrand scharf ausgeprägt: während er im allgemeinen auf Lübbenau und auf Lübben bis Steinkirchen recht scharf ist, wird er nach Norden, namentlich im Bereiche der Inseln oft ganz undeutlich. Das Gelände steigt hier nicht selten ganz allmählich an, so daß man erst auf der Höhe der Inseln merkt, daß man sich mehrere Meter über der Talsohle befindet. Viel trägt hierzu das Bestandensein der Sandflächen mit Wald bei, und stellenweise haben auch Flugsandbildungen den Rand verwischt. Der rechte Talrand ist nördlich von Biebersdorf deutlich ausgeprägt, südlich des Dorfes findet ein ganz allmählicher Übergang vom Fuße der Endmoräne zur Talsohle statt.

In das diluviale Spreetal hat sich der Fluß dann während der Alluvialzeit das Tal gegraben, in welchem er noch heute fließt. Es wechselt ganz außerordentlich in seiner Breite und ist nicht überall scharf von dem älteren abgesetzt. Unmittelbar südlich der Stadt Lübben erweitert sich das alluviale Spreetal dadurch, daß sein rechtes Ufer scharf nach Osten umbiegt, zu der unter dem Namen »Oberer Spreewald« allgemein bekannten, weiten Wiesen- und Waldfläche, die von zahlreichen natürlichen und

künstlichen Wasseradern durchzogen wird. Auf der Strecke von Lübben bis nördlich von Hartmannsdorf verengt es sich dann plötzlich sehr stark. Die plötzliche Verengung bei Lübben und das Heraustreten einiger höherer Inseln festen Landes aus der ursprünglichen Sumpfniederung und zwischen den verschiedenen Wasserläufen, die hier noch getrennt flossen und sich nicht wie bei Hartmannsdorf zu einem einzigen tiefen und ziemlich schnell fließenden Gewässer vereinigt hatten, dürfte die Anlage der Stadt gerade an ihrem jetzigen Platze bedingt haben.

Nördlich von Hartmannsdorf erweitert sich das heutige Spreetal wieder, und eine letztmalige Verbreiterung tritt unweit nördlich der Försterei gleichen Namens ein, nach der das Tal dann in annähernd gleicher Ausdehnung sich weiter nach Norden erstreckt. Während das heutige Spreetal innerhalb der Stadt Lübben, einschließlich der Inseln höheren Landes, rund 1,5 km breit ist, erreicht es 0,5 km südlich von Lübben schon eine Breite von über 7 km; an seiner schmalsten Stelle mißt es nur 0,5 km und wird hier von der Bahn Lübben-Beeskow überschritten. Am Nordrande von Hartmannsdorf erweitert es sich wieder auf etwa 2 km, indem hier beide Ufer ziemlich gleichmäßig zurücktreten. Die letzte Verbreiterung auf etwa $3^1/_4$ km erfolgt nördlich der Försterei Hartmannsdorf durch starkes Zurücktreten des westlichen Ufers. Eine ganz auffällige Verbreiterung erfährt das heutige Spreetal auf kurzer Strecke zwischen Lübben und Hartmannsdorf dadurch, daß der Fluß hart nördlich von Lehnigksberg in großem Bogen nach Westen ausgewichen und unmittelbar darauf wieder noch erheblich weiter nach Osten umgeschlagen ist, um hier, dicht bei der heutigen Oberförsterei Börnichen, abermals scharf nach Westen umzuschwenken. Das Tal erweitert sich dadurch auf einer Gefällstrecke von rund 1 km auf etwa 3 km, um unmittelbar darauf seine stärkste Verengung zu erfahren.

Die alluviale Talsohle besteht zum größten Teile aus moorigen Bildungen, Torf, Moorerde und Faulschlamm, zum andern Teile aus Sanden, die eine aus niedrigen Inseln und mehr oder minder breiten längs der Ufer sich hinziehenden Streifen flachen Landes

bestehende Terrasse bilden. Die Oberkante dieser alluvialen Terrasse liegt im Süden des Gebietes etwa bei 50,5 m, innerhalb der Stadt Lübben etwa bei 50 m und sinkt im Norden bis auf 47,5 m hinab.

In den in das Spreetal von Westen her mündenden Tälern gehen die Terrassen entsprechend höher hinauf: die diluviale etwa bis 54 m und die alluviale im Berstetal bis zu 52 m.

Endmoräne.

Die höchsten Erhebungen des Blattes Lübben im äußersten Nordosten bei Biebersdorf gehören einer Endmoräne an, über die bereits Tietze[1]) berichtet hat. Auf der unserem Gebiete angehörenden kleinen Fläche lassen sich zwei zum Teil zusammenfließende Bögen unterscheiden, deren äußerer sich aus drei Teilstücken zusammengesetzt: dem breiten, stark kuppigen Gebiete mit den Höhen 67, 64,6 und 63,6 östlich der südlichen Biebersdorfer Ziegelei; dem scharfen, bis an den Südrand des Dorfes reichenden Rücken mit der Höhe 66 und endlich dem nördlich vom Dorfe aufsteigenden, hohen nach Norden, auf Krugau zu (Bl. Schlepzig) streichenden Rücken, der auf Lübben die Höhen 64 und 75,6 m trägt, seine Haupterhebung aber auf dem nördlichen Nachbarblatte Schlepzig in dem 110 m hohen Marienberge besitzt. An dieses dritte Teilstück, durch eine schmale Einsenkung davon getrennt, schließt sich nördlich der früheren Biebersdorfer Windmühle ein anderes, nach Osten gerichtetes Bogenstück an, das in der Höhe 76,6 die größte Erhebung des Blattes Lübben trägt. Zwischen diesen Bogenstücken liegt tieferes, zum Teil ebenes Gelände.

Die beiden südlichen Teilstücke des äußeren Bogens bestehen, soweit sie einsichtig waren, aus feinerem Material als das nördliche. Es herrschen in ihnen Sande vor, die mit Bänken von steinigkiesigen Sanden wechsellagern und seltener einmal eine Kiesbank oder ein Kiesnest enthalten. Die Geschiebeführung ist nicht stark; es sind fast nur faust- bis höchstens kopfgroße Geschiebe

[1]) Tietze, Neue Beobachtungen an den Lissaer Endmoränen. Dies. Jahrb. für 1914, Bd. XXXV, Teil II, S. 390—408.

vorhanden. In dem nördlichen Hauptteilstück herrschen dagegen scharfe, steinig-kiesige Sande vor, Kieseinlagerungen sind häufiger, die Geschiebeführung ist dichter; auch Geschiebemergel tritt auf. In dem ostwärts streichenden Teilstück des zweiten Bogens herrschen ebenfalls scharfe, kiesige Sande mit Geschieben vor, und es treten in der Umgebung von Höhe 76,6 auch Blöcke von über 0,5 m Durchmesser auf. Namentlich östlich der Höhe auf der Grenze zum Blatte Straupitz waren derartige Blöcke häufig, und zahlreiche Bruchstücke des gleichen Gesteines deuteten auf einen noch ganz erheblich größeren Block.

In dem Raume zwischen den beiden Bögen liegen mächtige Sande, und zu beiden Seiten der Chaussee Biebersdorf-Straupitz (östliches Nachbarblatt) wird auf größerer Fläche darunter in weniger als 2 m Tiefe Geschiebemergel angetroffen, der sich an die Innenflanke des mittleren Teilstückes des äußeren Bogens anlehnt.

Sander.

Längs der Außenseite des äußeren Bogens zieht sich ein im Norden schmaler, nach Süden breiterer Sander hin, der sich ganz allmählich zur Talsohle absenkt.

Os.

Im südlichen Teile des Aufnahmegebietes, auf dem Blatte Lübbenau, tritt orographisch am auffälligsten ein Hügel- und Rückenzug hervor, der, soweit bis jetzt verfolgt werden konnte, mit der Höhe 71,5 südlich vom Vorwerk Schönfelder Schäferei (südliches Nachbarblatt Kalau) beginnt, südöstlich vom Dorfe Schönfeld in das Blattgebiet eintritt und sich über den Weinberg östlich von Schönfeld in genau nördlicher Richtung bis in die Nähe des Schraketales, gegenüber der Kittlitzer Schäferei, verfolgen läßt. Nördlich der Schrake bilden seine Fortsetzung die gerundeten Rücken und Kuppen bei Eisdorf und Klein-Beuchow, die Höhen 61,7, 60,4 und der folgende niedrige Rücken, der 68,8 m hohe, scharfe Rücken des Weinberges bei Ragow, sowie endlich der flache Rücken 60,5 nordwestlich davon, mit dem der Zug am Wudritz-Tale abschneidet. Soweit bis jetzt untersucht werden konnte,

bauen sich die einzelnen Teilstücke des Zuges aus steinigen Sanden auf, denen vielfach Kies- und Geröllbänke zwischengelagert sind. Meist sind die Rücken nach beiden Flanken gleichmäßig abgedacht. Gestalt und Aufbau, namentlich aber die senkrecht auf die große Niederlausitzer Endmoräne zuführende Richtung des ganzen Zuges sprechen für seine Osnatur.

Terrassen.

Außer den im Spreetale und seinen Zuflüssen bereits angeführten Terrassen sind besonders auf dem Blatte Lübbenau noch weitere Terrassenmarken vorhanden, deren Zusammenhang und Bedeutung erst bei der Aufnahme des ganzen Gebietes richtig erkannt werden wird. Die ebenen Sandflächen um Tornow, Lichtenau und Schönfeld dürften mit Marken an dem Oszuge zu einem großen Becken gehören, wie solche im Hinterlande der großen Niederlausitzer Endmoräne beobachtet sind[1]). Andere Marken zwischen Klein-Radden und Groß-Beuchow, sowie zwischen letzterem und Kittlitz gehören zu kleinen Spezialbecken; noch andere in dem Sandgebiete der »Großen Heide« zwischen Tornow und Schönfeld, etwa bei 59 und 62 m dürften zu Talterrassen der Schrake und ihres südlichen, rechten Zuflusses gehören.

Aufbau und Lagerungsverhältnisse.

An dem Aufbau des Gebietes sind Tertiär, Diluvium und Alluvium beteiligt. Eine Anzahl teils zu Wassergewinnungszwecken niedergebrachter, zum Teil bis über 100 m tiefer Bohrungen hat über die Lagerungsverhältnisse wichtige und interessante Aufschlüsse geliefert.

Das Tertiär gehört durchwegs dem Miocän, der sogenannten Märkischen Braunkohlenformation, an. Es tritt wohl bis nahe an die Oberfläche heran, liegt aber nirgends unmittelbar zutage. Im allgemeinen wird seine Oberkante zwischen 10 und 30 m untertage erreicht; doch kommen auch Stellen vor, wo sie ganz erheblich tiefer liegt. Die bisher bekannt gewordene tiefste Lage der Tertiäroberfläche wurde in der Bohrung auf dem Grundstücke der

[1]) Erläuterungen zu Lief. 148 der Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten (Oberflächenformen und allgemeiner geologischer Bau).

Eisenbahnbetriebsinspektion Lübben (in der Paul-Gerhardt-Straße) mit 92,80 m untertage festgestellt. Das Miocän besteht aus Sanden, Letten und Tonen und enthält namentlich auf dem Blatte Lübbenau nicht unbedeutende Kohlenflöze. Auch Störungen zwischen Tertiär und Diluvium sind festgestellt. So ergab u. a. eine im Jahre 1893 in Lübbenau ausgeführte Bohrung, nachdem sie bei 12,80 m das Diluvium durchsunken und bis 80,70 m untertage im Tertiär gestanden hatte, in dieser Tiefe nochmals einwandfreies Diluvium, das bei 92,00 m noch nicht durchteuft werden konnte.

Die diluvialen Ablagerungen setzen die Oberfläche des weitaus größten Gebietsteiles zusammen und bestehen aus den Grundmoränen zweier Eiszeiten, Tonen, verschiedenaltrigen Sanden und Kiesen und wahrscheinlich interglazialen Kalken. Die Gesamtmächtigkeit der diluvialen Ablagerungen schwankt im allgemeinen zwischen 10 und 30 m; seltener geht sie unter 10 m herab, oder übersteigt 30 m. Die Fälle, wo sie 60 m übersteigt oder gar, wie auf dem Grundstück der Eisenbahnbetriebsinspektion Lübben, 92,80 m beträgt, sind seltene Ausnahmen.

Von den beiden Geschiebemergeln ist der ältere nur in einigen Aufschlüssen in der Nähe von Treppendorf (Bl. Lübben) mit Sicherheit nachgewiesen worden. Der jüngere Geschiebemergel ist auf dem Blatte Lübben nur wenig verbreitet: er kommt einmal in dem Biebersdorfer Endmoränengebiete und dann in etwas größerer Ausdehnung auf der Treppendorfer Hochfläche vor. Auf dem Blatte Lübbenau dagegen besitzt er eine recht weite Verbreitung und liegt hier in zahlreichen kleineren und größeren, meist vielfach gelappten Flächen zutage, die sehr häufig noch durch von Sand überlagerte Geschiebemergelbrücken mit einander verbunden sind. Die zutage liegenden Geschiebemergelflächen keilen sich nicht selten an den Rändern aus, so daß man das allmähliche Emportauchen des liegenden Sandes unmittelbar beobachten kann. Noch häufiger kann man aber bei den von Sand überlagerten Geschiebemergelpartien das Auskeilen nach den Rändern zu beobachten. Diese Beobachtung legt die Annahme nahe, daß wir es bei den reinen Sandflächen des Gebietes zum großen Teile mit zwei Sanden

verschiedenen Alters zu tun haben. Die Art und Weise des Geschiebemergelvorkommens dürfte kaum allein auf seine Zerstörung zurückzuführen, sondern zum großen Teile als ursprüngliche Ablagerungsform aufzufassen sein. Die Mächtigkeit des jüngeren, zutage liegenden Geschiebemergels ist nur gering, da wir uns bereits unweit seines südlichen Randgebietes befinden; sie dürfte 3 bis höchstens 5 m kaum übersteigen, meist sogar darunter bleiben, so daß man bei größerer, 10 und mehr Meter betragender Stärke, wie z. B. in dem Bohrloch an der Kreuzung der Chaussee und Bahn nach Lübbenau bei Steinkirchen, wo 13,50 m Geschiebemergel von oben an erbohrt wurden, zur Annahme berechtigt ist, es mit den Grundmoränen verschiedener Eiszeiten zu tun zu haben.

Ton, in der Ausbildung als Bänderton, findet sich an verschiedenen, über das ganze Aufnahmegebiet verstreuten Stellen, zwar nirgends zutage liegend, aber mehrfach durch Gruben aufgeschlossen. Er gehört, wie seine Lagerungsverhältnisse unzweifelhaft beweisen, einem älteren Abschnitte des diluvialen Zeitalters an. Seine größte Verbreitung hat er in der Treppendorfer Hochfläche, und hier liegen auch die besten Aufschlüsse.

Unter der Bezeichnung Treppendorfer Hochfläche wird der nördliche, auch in seinem geologischen Aufbau von der Umgebung abweichende Teil verstanden, welcher sich, wenn auch streckenweise mit ganz allmählichem Anstieg, in Gestalt eines mit der Spitze nach Westen gerichteten Dreiecks deutlich von der hochgelegenen Landfläche zwischen dem Berstetal im Norden und der Neuendorfer Niederung im Süden abhebt. Während der flachere südliche Teil mindestens bis zu 3 m Tiefe nur Sand aufweist, nehmen an dem Aufbau des höheren nördlichen, der aus einem stark gestörten, älteren, diluvialen Kern besteht, welcher von einer jüngeren diluvialen Decke überlagert wird, Geschiebemergel, Sande, Kiese und Bändertone teil. Die Hauptachse der Treppendorfer Hochfläche verläuft in flachem, nach Norden offenem Bogen etwa westnordwest-ostsüdöstlich über die Punkte 64,9 südlich Treppendorf, 65 im Weinberg und 58 östlich davon; senkrecht dazu dacht sich die Hochfläche gegen Nordnordost ab. In dem stark gestörten

älteren Diluvialkern der Hochfläche spielt der Bänderton eine besondere Rolle; er ist namentlich längs der Hauptachse verbreitet. Besonders gut und ausgedehnt aufgeschlossen ist er in der großen Tongrube südlich von Treppendorf, wo er seit Jahren zu Ziegeleizwecken gewonnen wird. Infolge seiner großen Zähigkeit und Biegsamkeit lassen sich gerade an ihm die Störungen, welche die altdiluvialen Ablagerungen erlitten haben, besonders gut erkennen. Durch annähernd aus Norden kommenden Druck ist der Ton zu zahlreichen, zum Teil steilen Falten zusammengeschoben worden.

Der Bänderton besteht aus meist 1 cm mächtigen, aber dünnblättrigen Lagen eines fetten und aus bis 7 cm und mehr mächtigen Lagen eines sandreicheren Tones, zwischen denen Streifen und dünne Schichtchen von tonigem Feinsand, unten auch von sehr feinem Sand liegen. Die fetten Tone sind in den oberen Teilen der Grubenwände dunkelbraun, bläulich und zuweilen violett, die mageren gelblich; unten dagegen herrschen graue Farbentöne vor, indem die Tone dunkelgrau, die Feinsande und Sande hell sind. In den obersten Lagen sind bis über kopfgroße nordische Geschiebe eingepreßt, und hier finden sich auch sackartige Nester von feinem gelblichem Sand. Die Schichtflächen des fetten Tones zeigen sehr häufig prachtvolle Harnische. Der gesamte Tonkomplex ist kalkhaltig, nur oberflächlich ist er stellenweise 20—80 cm tief entkalkt. In der Grube war er bis 5,60 m mächtig aufgeschlossen, ohne daß sein Liegendes endgültig erreicht war. Die Falten sind in den oberen Teilen unter 35—60° aufgerichtet, in den tieferen Lagen zuweilen sogar überkippt (Abbildung 1). In den Mulden liegen nicht selten Nester von Kalk, eisenschüssigem und manganhaltigem feinem Sand, in denen zuweilen Pflanzenspuren enthalten sind (andere Reste sind bisher nicht gefunden). Ihre stark gestörten Lagerungsverhältnisse beweisen, daß sie die Reste ausgedehnterer Vorkommen sind, die von den Störungen mitbetroffen wurden und der völligen Vernichtung nur dadurch entgingen, daß sie in die Vertiefungen zu liegen kamen. Über das Ganze breitet sich der zutage liegende, bis 1,60 m mächtige,

steinig-kiesige Sand, an dessen Unterkante zuweilen noch Fetzen von Geschiebelehm erhalten sind (Abbildung 4).

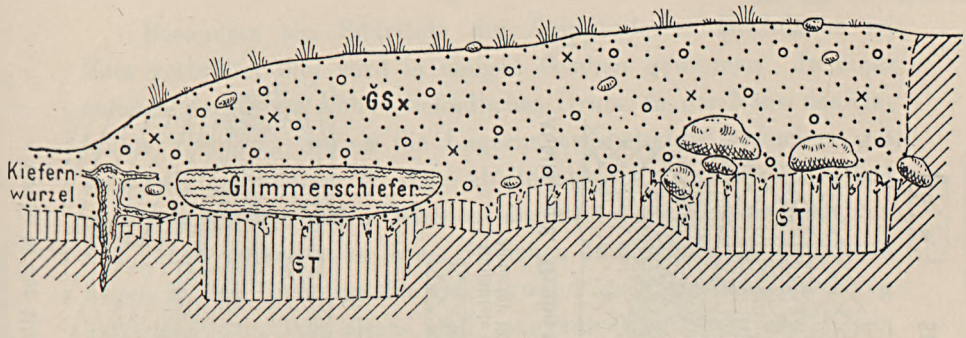
In einer anderen kleinen Grube am Südrande der Treppendorfer Hochfläche, etwa 350 m östlich der vorigen, war ebenfalls der Ton (hier kalkfreier, feinsandiger Ton) nahe der Sohle aufgeschlossen (Abbildung 3). Seine Oberfläche ließ durch ihre unregelmäßige Gestalt und durch zahlreiche kurze senkrechte Klüfte deutlich Druckwirkung erkennen. Überlagert wurde der Ton von etwa 0,5 m mächtigem, schwach kiesigem Sande, der walnußgroße Gerölle führte und an seiner Basis, dicht über der Oberfläche des Tones, eine lockere Lage von nordischen Geschieben enthielt, deren größtes ein flacher, 70 cm im Durchmesser haltender Glimmerschiefer war.

Auf einer anderen größeren erbohrten Tonfläche südlich Tornow (am Südrande des Blattes Lübbenau) konnte ebenfalls ein starkes Auf- und Abschwanken der Oberfläche festgestellt werden, was gleichfalls auf Störungen hindeuten dürfte.

Die diluvialen Sande nehmen einen außerordentlich großen Raum ein, sie beherrschen eigentlich das gesamte Gebiet. Auch sie gehören verschiedenen Abschnitten des Diluviums an. Die jüngsten von ihnen, die Talsande, welche im Spreetale die großen Flächen bilden und in den Nebentälern ebenfalls recht verbreitet auftreten, sind fast immer mittelkörnig bis fein und steinfrei; sie enthalten nur an den Talrändern und dort, wo in den Tälern ältere Sande nahe an die Oberfläche treten, steinig-kiesige Gemengteile.

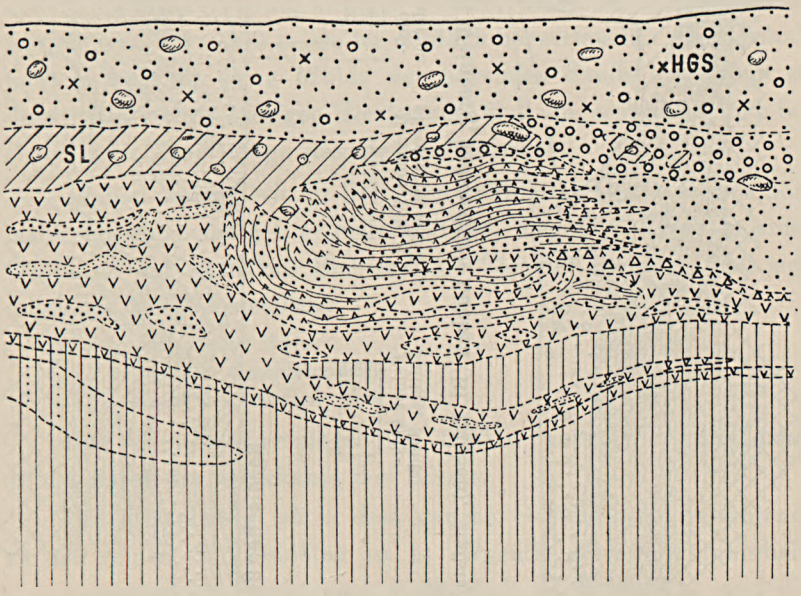
Die zutageliegenden Sande der Hochflächen gehören dort, wo sie den Geschiebemergel oder Reste desselben überlagern, sicher der jüngsten Eiszeit an; in den reinen Sandgebieten dürften dagegen vielfach ältere Sande bis unmittelbar zur Oberfläche durchstoßen. Namentlich dort, wo die wunderschönen Windschliffe, die an den härtesten Gesteinen vorhanden sind, in großer Zahl auftreten, liegt die Vermutung nahe, daß wir die Oberfläche älterer Sande vor uns haben. In den meisten Fällen sind diese letzteren scharfe, steinig-kiesige Sande, denen nicht selten Kiese zwischengelagert sind.

Abbildung 3. **Kleine Grube südlich Treppendorf,**
etwa 300 m östlich der Hirschland'schen Tongrube. Maßstab 1 : 50.



Veränderter Boden | Feinsandiger, kalkfreier, unten kalkhaltiger Ton mit rissiger Oberfläche | Schwach kiesiger, kalkfreier Sand mit Geröllen

Abbildung 4. **Teil der Ostwand (nahe Nordostecke) der Hirschland'schen Tongrube,**
südlich Treppendorf. Maßstab 1 : 50.



Steinig-kiesiger Sand | Grundmoräne (sandiger Geschiebelehm) | Eisenschüssiger, kalkfreier, sandiger Kies | Manganhaltiger, kalkfreier, sandiger Kies | Eisenschüssiger, kalkhaltiger Sand | Manganhaltiger, kalkhaltiger Sand

Weißlicher, kalkfreier Sand | kalkhaltiger, feinsandiger Ton | Kalkhaltiger, feinsandiger Ton mit Kalkausscheidungen | Wechselfolge von feinsandigem und stark feinsandig. Ton | Kalk mit Einlagerungen von Sand und Feinsand

Abbildung 1. **Hirschland'sche Tongrube südlich Treppendorf (Bl. Lübben).**
Grube in der älteren Abbausohle unter der Nordwestecke. — Maßstab für Länge und Höhe 1 : 50.

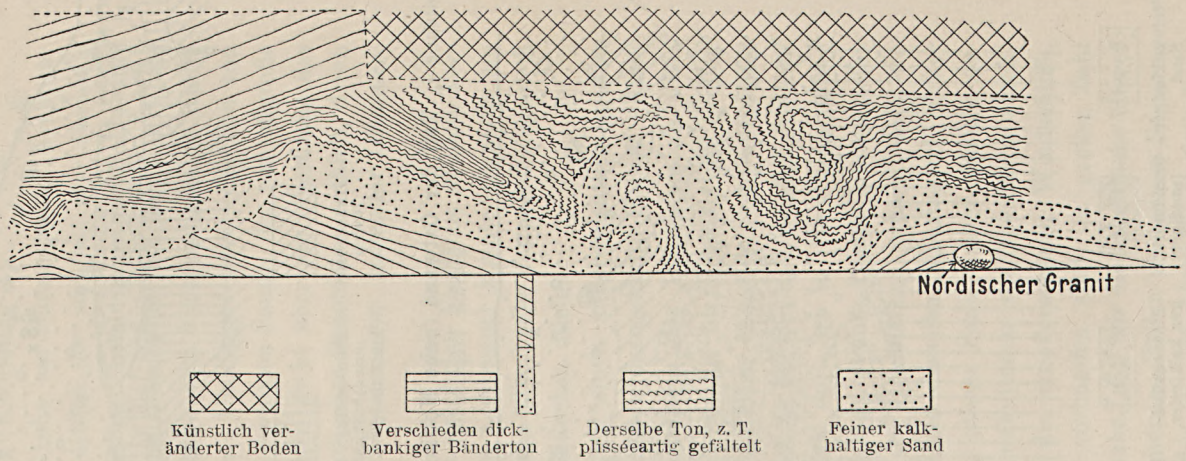
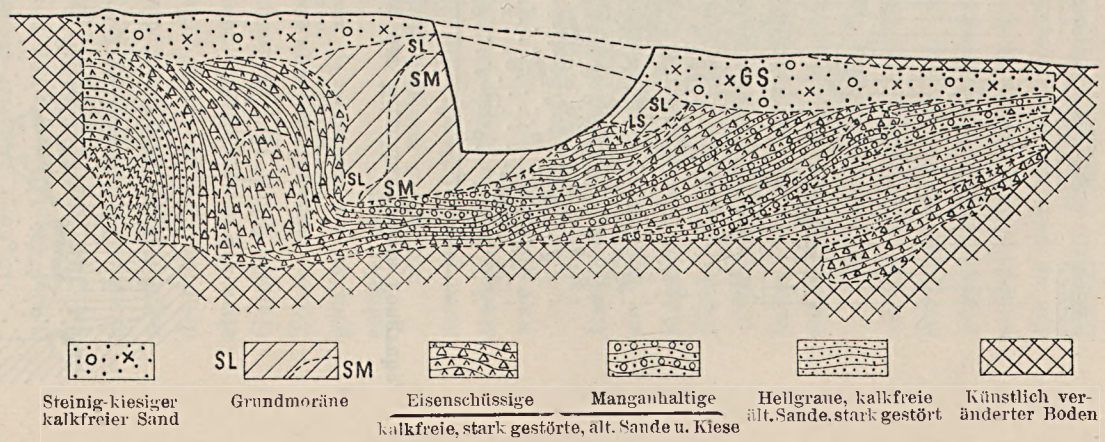


Abbildung 2. **Grube westlich vom Gehöft Weinberg, südwestlich Lübben (Bl. Lübben).** Maßstab 1 : 100.



Zu Seite 519 und 521.

Besonders am Südrande der Treppendorfer Hochfläche ist Kies verbreitet und wird in einigen Gruben gewonnen. In einer solchen gerade im Abbau befindlichen Grube in der Nähe des Gehöftes Weinberg waren die Lagerungsverhältnisse besonders gut einsichtig (Abbildung 2). Die Abbildung stellt einen Teil des fast nordöstlich verlaufenden Oststoßes der Grube dar, der die Schichten fast genau senkrecht zu ihrem Streichen durchschneidet. Zuunterst liegen in der Richtung der Grubenwand stark gestörte, durchweg kalkfreie, zum Teil eisen- und manganhaltige Sande und Kiese, die an einer Stelle noch von Grundmoräne überlagert werden. Diese besteht zum Teil noch aus intaktem, sandigem Geschiebemergel, der scharf gegen die liegenden, kalkfreien Sande abschneidet, oben und an den Seiten zu sandigem Lehm verwittert ist. Überlagert wird das Ganze von einer hier nur wenige Dezimeter mächtigen Decke steinig-kiesigen Sandes, unter der der Geschiebemergel erst etwa 300 m weiter nördlich hervortaucht. Die Grundmoräne liegt in einer Mulde der liegenden Sande diskordant zu ihnen; die steinig-kiesigen Decksande sind ungeschichtet und besitzen ganz das Gefüge des Geschiebemergels.

Ähnlich scharf wie in der oben erwähnten Grube schnitt normaler Geschiebemergel gegen kalkfreie, liegende Kiese in einer Grube an der südlichen Biebersdorfer Ziegelei ab. Hier ließ sich folgendes Profil feststellen:

Aufgefüllter Boden	1,10 m
Sandiger Geschiebemergel	1,30 »
Kalkfreier, sandiger Kies	1,80 »

Der Grundwasserspiegel lag 2,80 m unter der Oberfläche, 40 cm unter der Oberkante des Kieses.

Die Entkalkung ist in dem ganzen Gebiete recht bedeutend. In den reinen Sandgebieten ist es nirgends gelungen, innerhalb 2 m untertage überhaupt noch Kalkgehalt nachzuweisen, und die Tiefbohrungen haben gezeigt, daß dieser, wenn überhaupt, sich dann meist erst in ansehnlicher Tiefe einstellt: so in der Bohrung am Ständehaus erst bei 15,15 m, am Frauenberge erst bei 10,40 m und auf dem Grundstück der Eisenbahnbetriebsinspektion sogar erst

bei 27 m untertage. Ähnlich liegen die Verhältnisse auch auf dem Blatte Lübbenau. Nicht selten ist, besonders in den reinen Sandgebieten, die gesamte (diluviale und tertiäre) Schichtenfolge völlig kalkfrei. Wo Geschiebemergel, Ton oder Feinsand vorhanden ist, reicht die Entkalkung nicht so tief hinab. In den Geschiebemergelflächen des Blattes Lübben geht sie 1—1,50 m, selten einmal 2 m hinab. Auf Lübbenau reicht sie öfters bis 3 m hinab, ja hier kommen nicht selten Fälle vor, wo die 4—6 m mächtige Grundmoräne durchweg entkalkt ist. Ob es sich hierbei allerdings noch um eine einheitliche Grundmoräne handelt, ist sehr fraglich. Ton ist meistens weniger als 1 m entkalkt. Wo mächtigere Sande die Grundmoräne überlagern, ist letztere meist nur wenig entkalkt. Wo unter mächtigeren Sanden Ton oder Feinsande auftreten, schneidet die Entkalkung ziemlich regelmäßig mit der Oberkante der letzteren ab.

Interglazial.

Bei der Besprechung der Störungen, welche der Ton in der großen Grube bei Treppendorf aufweist, ist bereits kurz von Ablagerungen die Rede gewesen, die wahrscheinlich als interglazial anzusprechen sind. Es handelte sich um stark gestörte Reste von Bildungen, die in den Mulden des Tones erhalten geblieben waren. Es war feinsandiger Kalk, von feinen verrotteten Pflanzenresten durchsetzt, der stellenweise in stark kalkhaltigen Feinsand übergeht. Damit vergesellschaftet kommen kalkhaltige eisenschüssige und kalkfreie eisen- und manganhaltige Sande vor. Kalke gleicher Stellung sind noch an einer Reihe anderer Punkte teils in Aufschlüssen, teils durch Bohrungen nachgewiesen worden. In einer kleinen Grube in der Wegegabel am Südrande des Waldstückes nördlich von Hindenberg (Blatt Lübbenau) sind dünne Kalkbänkchen mit unbestimmbaren Schalenbruchstücken vorhanden. Die Grubenwand ließ folgenden Schichtenaufbau erkennen:

Feiner, seinem ganzen Aussehen nach dünenartiger Sand, der aber einzelne, durch die ganze Masse unregelmäßig verteilte, bis apfelgroße Gerölle führt . . .	0,80 m	kalkfrei
Eisenschüssiger Sand	0,20—0,40 »	

Weißlichgelblicher, feinsandiger Kalk, bisher mit unbestimmbaren Schalresten	0,20 m	kalkhaltig
Grünlichgelblicher, kalkhaltiger, kiesiger, scharfer Sand	0,10 »	
Sandiger Kalk, zuweilen aussetzend	0,10 »	
Kalkhaltiger, kiesiger, scharfer Sand, gelb, grau und hellstreifig	0,20 »	
Kalkfreier, kiesiger, scharfer Sand, gefältelt	0,60 »	kalkfrei
Darunter erbohrt:		
Feiner, weißlicher, von 0,7 m ab wasserhaltiger Sand	2,00 »	

Durch tiefere Bohrungen ist der gleiche Kalk nachgewiesen unmittelbar südlich von Kittlitz, in der Umgebung von Tornow und im Südosten des Blattes Lübbenau. Schließlich sei noch eines wohl ebenfalls hierher gehörigen Fundes in der Gegend von Alteno (westliches Nachbarblatt Luckau von Lübbenau) gedacht, wo durch eine tiefere Bohrung feinsandiger Kalk und kalkhaltiger, kiesiger, scharfer Sand in der Tiefe von 13,40—21,70 m angetroffen wurden.

Daß diese Vorkommen interglazialen Alters sind, dürfte sich wohl kaum bestreiten lassen; welchem Interglazial sie aber angehören, ist bei dem bisherigen Mangel an bestimmbaren organischen Resten zurzeit noch nicht mit völliger Sicherheit zu sagen; doch dürfte, nach den Lagerungsverhältnissen zu urteilen, nur jüngstes Interglazial in Frage kommen, wie weiter unten gezeigt werden soll.

Alter der Ablagerungen.

Um die Altersfrage für die diluvialen Ablagerungen zu beantworten, sind verschiedene Momente zu prüfen.

Tietze[1]) spricht die diluvialen Ablagerungen auf der Treppendorfer Hochfläche als älteres Diluvium an. Die Oberflächenformen auf dem linken Spreeufer haben nach ihm entschieden greisenhaftes Aussehen im Gegensatz zu den bewegten und frischen des rechten. Ein auffälliger Unterschied besteht ja zwischen den Landschaftsformen der Biebersdorfer Gegend und denen auf dem linken Ufer des Flusses, namentlich bei Treppendorf und zwischen Terpt, Hindenberg und Tornow (letztere drei auf Lübbenau); es ist aber zu bedenken, daß wir uns bei Biebersdorf sowie östlich und nördlich

[1]) Tietze, a. a. O., Lissaer Endmoränen, S. 390—408.

davon mitten in einem Endmoränengebiete befinden, auf dem linken Flußufer dagegen in dem mindestens 8 km davon entfernten Vorlande desselben, wo an und für sich stets erheblich ruhigere Oberflächenformen zu herrschen pflegen. In dem mittleren Teile des Blattes Lübbenau, namentlich in dem Striche Ragow, Klein-Beuchow, Schönfeld, nimmt die Oberfläche auch wieder lebhaftere Gestaltung an.

Von den diluvialen Ablagerungen, die für die Altersbestimmung zunächst in Frage kommen, interessiert uns in erster Reihe der zuoberst liegende Geschiebemergel. Er tritt in der Biebersdorfer Gegend in und hinter dem äußeren Endmoränenbogen auf, besitzt unter einer mehr oder minder mächtigen Verwitterungsrinde noch intakte Mergellagen, auf die dann in den Aufschlüssen kalkfreie Kiese und Sande folgen. In der Grube am Ostausgange von Biebersdorf ist unter der Grundmoräne auch Bänderton aufgeschlossen. Das breite Spreetal scheidet dann die Biebersdorfer Grundmoränen-Vorkommen von denen des linken Ufers; innerhalb des Tales kommt nahe oder an der Oberfläche nirgends Geschiebemergel vor. Auch die Bohrungen im Tale haben fast alle überhaupt keinen Geschiebemergel angetroffen, sondern unter einem sandig-kiesig entwickelten Diluvium gleich das Tertiär erreicht. Auf dem Blatte Lübben hat bisher nur die Bohrung in der Idiotenanstalt in der Stadt innerhalb des Tales Geschiebemergel von 25—31,25 m untertage ergeben, also in einer Tiefe, die jede Beziehung zu der auf den Ufern an der Oberfläche liegenden Grundmoräne ausschließt. In ähnlicher Tiefe hat auch nur eine der auf Lübbenau liegenden Talbohrungen Geschiebemergelbrocken im Sande ergeben.

Der auf der Treppendorfer Hochfläche unmittelbar zutage oder der Oberfläche zunächst liegende Geschiebemergel zeigt ähnliche Verwitterungsverhältnisse wie der bei Biebersdorf und wird ebenfalls von meist kalkfreien Sanden und Kiesen, auf größeren Flächen auch von Bänderton unterlagert. Auch das Treppendorfer Geschiebemergel-Vorkommen liegt wieder für sich allein; erst in etwa 3 km Entfernung beginnt das stark zerstückelte große Lübbenauer Grundmoränengebiet. Auch hier liegen unter dem noch in-

takten Geschiebemergel nicht selten kalkfreie, sandig-kiesige Schichten, und an zahlreichen Stellen auch Bändertone von genau derselben Beschaffenheit wie bei Biebersdorf und Treppendorf und, nach dem Auf- und Abschwanken ihrer Oberfläche zu urteilen, auch ebenso gestört.

Auf Grund dieser sehr ähnlichen, häufig gleichen Verhältnisse ist wohl der Schluß berechtigt, daß der oberste Geschiebemergel des ganzen Gebietes die Grundmoräne ein und derselben Eiszeit vorstellt, und da wir es bei der Biebersdorfer Endmoräne mit einer Stillstandslage des jüngsten Inlandeises zu tun haben, so muß auch der zu ihr gehörige Geschiebemergel als Oberer angesprochen werden.

Selbst wenn die Biebersdorfer Endmoräne die südlichste Stillstandslage der letzten Vereisung darstellte, wäre dies noch kein Grund, den am linken Ufer des Spreetales liegenden Geschiebemergel einer älteren Eiszeit zuzurechnen; denn in Wirklichkeit hat der Vorstoß des letzten Inlandeises doch erheblich über seine heute noch erkennbare südlichste Endmoräne hinausgereicht. Diese bezeichnet doch nur, daß der Eisrand auf seinem Rückzuge an ihr zum ersten Male längere Zeit still lag, so daß es eben zur Aufschüttung einer Endmoräne kommen konnte.

Die in den Mulden der Tonfalten erhaltenen Kalke und Sande mit Pflanzenspuren dürften dem jüngsten Interglazial angehören.

Alluviale Bildungen.

Von den alluvialen Bildungen nehmen Torf und Moorerde in dem heutigen Spreetale und den damit in Verbindung stehenden Rinnen und Senken den weitesten Raum ein. Die Mächtigkeit des Torfes, der ausschließlich Flachmoortorf ist, übersteigt selten 2 m, meist bleibt sie sogar unter einem Meter zurück. Unterlagert werden die Humusbildungen fast durchgehend von mehr oder minder faulschlammhaltigen feinen Sanden, die nicht selten 3 und mehr Meter mächtig werden. Die wenigen tiefen Bohrungen, die noch dazu mehr im Randgebiete das Alluvium durchsanken, haben dafür eine Gesamtmächtigkeit von etwa 2,5—4 m ergeben; in Lübben ergab eine Bohrung am Ständehaus den, wohl nur ausnahmsweise, hohen Betrag von 15,15 m. Es bestand hier aus feinen, etwas faulschlammhaltigen Sanden, denen zwei Torfflöze

von 0,20 und 1,50 m Mächtigkeit (letzteres in 6—7,50 m Tiefe) zwischengelagert waren.

Recht weite Verbreitung haben von den alluvialen Bildungen noch die Dünen. In den weiten Talsandflächen zu beiden Seiten des Flusses, besonders auf seinem rechten Ufer, treten sie in großer Zahl, bald als scharfe, sich oft einige Kilometer hinziehende Wälle, bald als hohe Rücken, bald als ausgedehnte wild kuppige Partien auf. Die langgestreckten, schmalen Dünenwälle sind namentlich auf dem rechten Ufer des Flusses in der Börnicher Forst verbreitet. Die Spiel- und Pfaffenberge westlich bezw. nördlich von Lübben, erheben sich je 15 m (65,6 m + NN.), die Schusterberge bei der Oberförsterei Börnichen (alles reine Flugsandbildungen) (63,5 m) rund 13 m über dem Talsandboden. Die Schüttrichtung ist verschieden: Die meisten Dünen, namentlich die schmalen, langgestreckten Wälle östlich des Flusses verdanken südlichen Winden ihren Aufbau; zuweilen ist auch die Wirkung westlicher Winde erkennbar. Auch die Schusterberge sind im allgemeinen durch südliche Winde aufgeschüttet; nur ihr höchster Kamm zeigt nördliche Windwirkung. Auf dem linken Flußufer herrscht gleichfalls die Wirkung südlicher Winde vor; doch tritt daneben auch häufiger die nördliche Windrichtung hervor.

Herr Gagel berichtet über die Aufnahmen auf den Blättern Zechlin und Babitz.

Die Aufnahme erstreckte sich auf das N./S. streichende Stück der südlichen baltischen Endmoräne, das sich von Zempow über Zechlin nach Wallitz, Linow erstreckt und sich als ein breiter, bis zu 100—113 m Höhe aufragender Höhenzug darstellt. Dieser durchschnittlich 2—3 km breite Höhenzug zeigt sehr charakteristische Oberflächenformen, zahllose, kleine, abflußlose Vertiefungen und wird im wesentlichen aus Geschiebesanden aufgebaut, während gröbere Kiese und Geschiebepackungen sowie Geschiebemergel oberflächlich sehr zurücktreten. Im Westen lehnt sich in ungefähr 90 m Meereshöhe ein typischer Sandr an, der ein einheitliches, gleichmäßiges, nach W. und SW. gerichtetes Gefälle zeigt und sich auf etwa $^5/_4$ Meßtischblatt-Breite bis auf 70 m

Meereshöhe senkt. Im Westen, in der Gegend von Kl. Haßlow, Babitz, Neuendorf geht dieser Sandr, teils allmählich, teils mit sehr undeutlicher Grenze abgesetzt, in die Talsande des breiten Dossetales über, auf denen z. T. mehr oder minder mächtige Taltone bei Wittstock-Dossow liegen. Diese Taltone sind sehr typische, unverkennbare, mehr als 2,5 m mächtige, glaziale Bändertone, die z. T. kleine, aber auffällige Fältelungen und Stauchungen kleinsten Maßstabes zeigen; sie liegen bis zu 10 m über dem Dossespiegel und werden z. T. noch von feinen Talsanden überlagert. Auf dem früher veröffentlichten Blatt Wittstock sind diese Taltone als alluvialer Dosseschlick dargestellt, was nach ihrer Höhenlage, petrographischen Beschaffenheit und der ganzen geologischen Situation ganz und gar nicht aufrecht zu erhalten ist.

Der prachtvolle Sandr, der sich von den Endmoränen bis zu dem Dossetale hinabzieht, zeigt vielfach sehr charakteristische, reihenförmig (perlschnurförmig) angeordnete, kleine, abflußlose Vertiefungen; auffallenderweise liegen auf und in ihm außer den üblichen, faust- bis höchstens kopfgroßen Geröllen gar nicht ganz selten bis über 0,5 m große, z. T. deutlich geschliffene und geschrammte Geschiebe.

Sehr auffällig ist der Gegensatz in der Waldvegetation zwischen der Endmoräne und dem Sandr; auf jener meistens ein prachtvoller Buchenbestand, auf diesem stets ein (häufig sehr kümmerlicher) Kiefernbestand, trotzdem in der Art der Endmoräne und Sandr aufbauenden Geschiebesande äußerlich kein Unterschied zu bemerken ist. Es müssen in der Endmoräne unterhalb der Bohrertiefe von 2 m sehr vielfach und häufig Geschiebemergelbänke und unregelmäßige Massen von Geschiebemergel vorhanden sein, die oberflächlich bezw. mit dem Bohrer erreichbar nur selten zur Beobachtung kommen.

Nach rückwärts (Osten) setzt sich an die Endmoränen in etwa 72—70 m Meereshöhe ein ganz auffallend ebenes, nur durch zahlreiche, tief eingesenkte Seen unterbrochenes Sandgebiet an, in dem stellenweise mehr oder minder deutliche Terrassen-Reste und -Kanten nachzuweisen sind und das in der Gegend von Rheinsberg ganz unmerklich in ein mächtiges, breites, diluviales Tal über-

geht, das die Endmoräne durchbricht und sich nach Süden erstreckt — längs des jetzigen Rhinlaufes!

Östlich von dem 20 m tief in jene Sandterrasse eingesenkten und dann noch 36 m tiefen Zechliner See liegt ein kleiner, nur $1^1/_2$—2 km langer, aber modellartig schöner Os mit 2 seitlichen Osgräben und etwa 5—7 m Höhe.

Auch diese ebene Terrassenfläche zeigt ebenso wie der Sandr westlich der Endmoräne stellenweise die perlschnurartig aneinander gereihten, abflußlosen kleinen Kessel.

Am Rande des Schwarzen Sees östlich Zechlin liegt hoch über dem See dicht unter der Oberfläche des flachen Sandrs eine nicht unbedeutende Ablagerung altalluvialen Wiesenkalkes in Zusammenhang mit einer prähistorischen Kulturschicht; der überliegende Sand ist hier offenbar sekundär von der Endmoräne heruntergewaschen und im Niveau der flachen Sandterrasse ausgebreitet; über die eventuelle Fossilführung dieses Kalkes haben sich bisher keine abschließenden Beobachtungen machen lassen, da eine große Untersuchungsprobe verloren gegangen ist.

6. Provinz Pommern.

Herr O. v. Linstow berichtet über die wissenschaftlichen Aufnahmen auf den Blättern Cröslin und Wolgast (östlich der Peene) (Gr.-A. 11, 51 und 11, 57), Zinnowitz (11, 58), Karlshagen (11, 52) und Greifswalder Oie (11, 46) im Jahre 1915.

Der tiefere Untergrund des westlichen Teils der Insel Usedom besteht, soweit bekannt ist, ausschließlich aus Oberer Kreide. Diese wurde angetroffen auf dem Ruden in 26,5 m Tiefe, in der Peenemünder Schanze bei 27,65 m, 100 m südlich derselben bei 29 m und zwischen Wolgasterfähre und Sauzin in etwa 36 m Tiefe. Dagegen brachte eine westlich des Bahnhofes Zinnowitz angesetzte Bohrung 56 m Tiefe ein, ohne Kreide zu erreichen. Ebenso wurde am Südostabhang des Streckelberges bei Koserow eine Bohrung bis 68 m unter Tage getrieben, die ebenfalls keine Kreide antraf. Da der Ansatzpunkt 27 m über NN. liegt, so reicht die Bohrung bis 41 m unter den Meeresspiegel.

Ob diese Verhältnisse auf eine nach Südosten zu geneigte Kreideplatte, auf glaziale Erosion oder einen tektonischen Einbruch hinweisen, läßt sich aus Mangel an weiteren Bohrungen heute noch nicht entscheiden. Wichtig bei der Lösung dieser Frage ist dabei auch der Horizont, dem die Bildungen der Oberen Kreide angehören. Was die Führung von Feuersteinen betrifft, so fehlen bei der Bohrung Ruden Angaben darüber. Bei Peenemünde wurde feuersteinführende Kreide angetroffen, so daß als nähere Horizonte wohl Obere Mucronatenschichten oder Oberturon in Frage kämen. Bei Sauzin erwies sich dagegen die Kreide als feuersteinfrei, so daß man an Untere Mucronatenschichten (wie bei Finkenwalde in der Nähe von Stettin) oder an Cenoman denken könnte.

Ähnlich wie die Kreide von Stettin[1]) wird auch die in dem vorliegenden Gebiet im Untergrund vorhandene Kreide von Spalten oder Verwerfungen durchsetzt sein, auf denen gelegentlich Solquellen aufsteigen. So wurde in der eben erwähnten Bohrung westlich vom Bahnhof Zinnowitz eine 2prozentige Sole angetroffen. Da die Ostsee bei Zinnowitz nur einen Salzgehalt von 0,75 v. H. besitzt und zudem von diesem Bohrloch 1100 m entfernt ist, wird es sich um eine Sole handeln, die dem im Untergrund des norddeutschen Flachlandes weit verbreiteten Salzlager des Zechsteins entstammt. Ihr Auftreten in dem Bohrloch bei 56 m zeigt zugleich, daß die Kreide nicht allzuweit entfernt sein kann, denn sonst wäre durch Vermischung mit Süßwasser längst eine derartige Verdünnung der Sole eingetreten, daß ihr Gehalt an Salz keinesfalls 2 v. H. erreichen könnte.

Auf der Greifswalder Oie wurden die schon früher durch Elbert und Klose bekannt gewordenen vortertiären Bildungen: Gault, Cenoman, Senon wieder angetroffen. Von allen diesen ist es sicher, daß es sich um Schollen handelt, die im Diluvium schwimmen. Die ebenfalls dort auftretenden Tone des »Paleocäns« wurden nach dem Vorgang von Gagel zum marinen Untereocän gestellt. Sie ragen besonders an der Südostküste kegel-

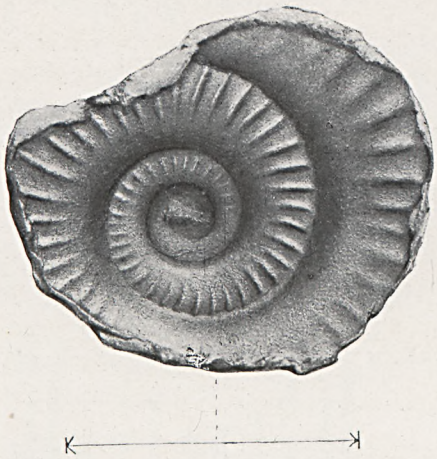
[1]) O. v. Linstow, Die Tektonik der Kreide im Untergrund von Stettin und Umgebung und die Stettiner Stahlquelle. Dieses Jahrb. für 1913, Teil I, S. 130—167.

oder zapfenförmig in den Geschiebemergel hinein; es ist fraglich, ob es sich bei ihnen um anstehende Bildungen oder um große Geschiebe handelt. Von dem Gutspächter daselbst, Herrn C. SCHULT, wurde der Abdruck eines in Phosphorit umgewandelten Ammoniten am Strande gefunden, der in den Besitz der Kgl. Geolog. Landesanstalt überging. Es handelt sich um eine weit genabelte, ziemlich eng gerippte Form, die vielleicht einem Aegoceratiden des Lias angehört, der sich dann im Gault auf sekundärer Lagerstätte befinden würde (s. Abb.).

In Zinnowitz, und zwar fast am höchsten Punkte des Ortes, ist durch einen breiten Wegeinschnitt eine Ablagerung angeschnitten, deren geologisches Alter nicht ganz sicher ist. Es treten da schwach tonige und z. T. glaukonitische Quarzsande, untergeordnet auch Kiese, auf, die Bänke von wenig mächtigen, oft schalig entwickelten Toneisensteinen enthalten. Da Fossilien nicht beobachtet wurden, läßt sich das Alter dieser Bildungen nicht näher entscheiden, doch handelt es sich mit Sicherheit nicht um Kreide (Gault). Am meisten Ähnlichkeit haben diese Schichten noch mit marinem Oberoligocän. Trotz der erheblichen Ausdehnung dieses Vorkommens handelt es sich wohl kaum um anstehendes Gestein, sondern um eine allerdings recht große Scholle (s. Abb.).

Im Alluvium wurden nach dem Vorgange KEILHACK's drei verschieden alte Dünensysteme unterschieden: die Braundünen, die die ältesten sind und deren Kämme annähernd rechtwinklig zur heutigen Küstenlinie verlaufen; die Gelbdünen, die etwas höher sind, einen geringeren Gehalt an Ortstein besitzen und spitzwinklig zur Küste streichen; die Weißdünen, die sich parallel zur Küste hinziehen, am wenigsten zersetzt sind und die größten Erhebungen aufweisen.

Die Westküsten dieses und des weiteren Gebietes sind zu einem erheblichen Teil als Kliffküsten entwickelt. Da diese in auffallender Weise die gleiche Richtung wie die meisten Kämme der Braundünen besitzen, so scheinen beide gleichaltrig und auf Sand und Wasser aufwirbelnde Winde aus dem westlichen Quadranten zurückzuführen zu sein.





Tertiäraufschluß in Zinnowitz.
Glaukonitischer Quarzsand mit Toneisensteinbänkchen.

Cardium edule L.		*Mytilus edulis* L.		*Tellina baltica* L.		*Mya arenaria* L.		*Hydrobia ulvae* Penn. (= *baltica* Nilss.)	
	mm		mm		mm		mm		mm
Kiel	44	Kiel	110	Kiel	23	Bohuslän (SW.-Schweden)	104,5	Kattegat	9
Warnemünde	38	Travemünde	84	Bansin	23	Kiel	100	Gotland	8
Gotland	26	Mecklenburg. Küste	65	Zinnowitz	21	Reval	77	Wismar	7,1
Bansin	26	Rügen (Hiddensoe)	52,4	Gotland	17	Zinnowitz	74	Malmö	6,5
Zinnowitz	26	Gotland	40	Husum	15,5	Rügen	68	Zinnowitz	4,7
		Sorenbohm, östlich Kolberg	37			Bansin	68	Bottnischer Meerbusen	4
		Zinnowitz	36			Gotland	66,9		
		Zwischen Rügen und Bornholm	36			Åbro (Finnland)	60		
		Åland	35			Bottnischer Meerbusen	36,5		
		Stolper Bank	30						
		Memel	28						
		Libau	28						
		Pillau	23						
		Putziger Wiek	9						

In der Ostsee ist die Größe der Tiere vom Salzgehalt abhängig; da dieser im allgemeinen von Westen nach Osten abnimmt, so sinkt auch nach dieser Richtung hin die Größe der Muschelschalen. Nach MUNTHE, WALTHER, MARSCHALL, H. MENZEL und eigenen Untersuchungen erreichen die Schalen in den verschiedenen Gegenden die in vorstehender Tabelle (S. 531) angegebenen Größen.

In ähnlicher Weise macht sich eine Größenabnahme der Fische bemerkbar.

Hr. O. v. LINSTOW berichtet über die wissenschaftlichen Ergebnisse auf Blatt Benz in den Jahren 1914 und 1915. Gr.-A. 28, 5.

Tertiär. An tertiären Bildungen wurde als Geschiebe im Oberen Geschiebemergel von Alt-Sallenthin ein Bruchstück eines Gastropoden gefunden, das vielleicht nicht auf Mitteloligocän hinweist.

Aus dem Unteren Geschiebemergel nordwestlich von Bansin, der Grundmoräne der mittleren Vereisung, wurden wiederholt Brocken von Braunkohle als Geschiebe entnommen. Ebenso findet man am Strande recht häufig dunkelbraune, stark abgerollte Holzreste vom Meer ausgeworfen. Nach W. GOTHAN handelt es sich zum Teil um Coniferenhölzer vom Typ *Cupressinoxylon*; diese stellen daher unzweifelhaft Reste lignitischer Braunkohlen dar. Andere sind jedoch stark verrottete Laubhölzer; da kohlig erhaltene Laubhölzer zu den allergrößten Seltenheiten gehören und ferner die Art der Struktur der Hölzer auf ein jüngeres Alter als das der *Cupressinoxyla* hinweist, so wird es sich um interglaziale Holzreste handeln. Das stimmt mit den geologischen Ergebnissen insofern gut überein, als am Steilhang nordwestlich von Bansin ein interglaziales Torflager auftritt, über das weiter unten berichtet ist. Die nähere Gattung und Art der Laubhölzer läßt sich nicht mehr feststellen, nur muß es sich um größere Bäume gehandelt haben.

Diluvium. Etwa 1 km nordwestlich der Landungsbrücke des Seebades Bansin ist durch K. KEILHACK am Steilhang ein

interglaziales Torflager aufgefunden, das von glazialen Sanden (2—4 m) überlagert und von Grundmoräne (7—9 m) unterteuft ist. Der Torf besitzt eine Mächtigkeit bis zu 0,40 m und ist auf 60—100 m Erstreckung am Steilhang zu verfolgen.

Die botanischen Untersuchungen durch J. Stoller ergaben folgendes:

»Die Proben bestehen aus kurzfaserigem bis krümeligem, mit feinem Sand durchsetztem Sumpftorf, speziell aus kurzrasigem Moostorf *(Bryum)* mit Seggen und sehr viel häckselartigen Gewebefetzen von krautartigen Pflanzen. Eine vorläufige Untersuchung, bestimmbare Florenelemente zu ermitteln, ergab das sehr reichliche Vorhandensein von *Potamogeton*-Früchten, darunter

Potamogeton trichoides Cham.
» *pusillus* L.,

ferner *Carex sectio carex*,
Menyanthes trifoliata L.

Vorhanden zu sein scheint auch *Phragmites communis* Trin. Danach ist die Bildungsstätte des Torfes die Zone am Strand eines stehenden oder schwach fließenden Gewässers gewesen, in der die Vegetation der Limnaeen-Vereinsklasse und der ersten Verlandungszone des Sumpfmoores sich berühren. Von eingeschwemmtem Häcksel aus der Vegetation des umgebenden Landes konnte ich nur wenige kleine Holzfasersplitter, ein Stückchen Borke (wahrscheinlich zu *Betula alba* L. gehörig) feststellen.«

Abgesehen von dieser, unter dem Torf liegenden älteren Moräne wurde bis jetzt im Gebiet nur eine einzige Moräne aufgefunden, die, soweit die spärlichen Aufschlüsse zeigen, auffallend arm an obersenonen Feuersteinen ist; nur vereinzelte Feuersteine oberturonen Alters (»gefleckter Feuerstein«) konnten aufgefunden werden. Ebenso scheinen der älteren Moräne obersenone Feuersteine gänzlich zu fehlen.

Quer über das Blatt zieht sich eine Endmoräne. Sie beginnt südwestlich von Katschow am Waldrand und verläuft von da zunächst in fast genau südnördlicher Richtung auf Neppermin zu. Von hier biegt sie in südöstlicher Richtung zurück und beschreibt

um Benz einen Bogen. Nach Nordosten zu löst sie sich in einzelne Teile auf, erreicht aber zugleich ihre größte Erhebung in der Viktoria-Höhe mit 52,6 m. Ihr Ende findet sie in den Waldungen westlich vom Seebad Bansin.

Herr A. Klautzsch berichtet über die wissenschaftlichen Ergebnisse der Aufnahme auf den Blättern Wolgast und Cröslin in Pommern.

Gliederung des Gebietes.

Die Aufnahme des Sommers 1915 erstreckte sich auf den Blättern Wolgast und Cröslin auf die Gebiete westlich der Peene vom Struck am Greifswalder Bodden über Cröslin-Hollendorf-Wolgast-Hohendorf bis gegen Hohensee-Milchhorst und reicht landeinwärts bis gegen Wusterhusen-Pritzwald-Lodmannshagen-Katzow-Buddenhagen. Durch den breiten Talzug der Zieseniederung und die schmale Enge der Grämitz zerfällt das ganze Gebiet in drei größere Diluvialgebiete. Das nördliche bildet den Ostteil der südlich von der Ziese abgegrenzten Hochfläche zwischen Greifswalder Wieck und Peenemündung, das südliche den östlichen Abschluß des Hochlandes zwischen Ziese und Peene und das dritte umschließt die sogen. Wolgaster Insel zwischen Ziesetal, Grämitz und der Peene.

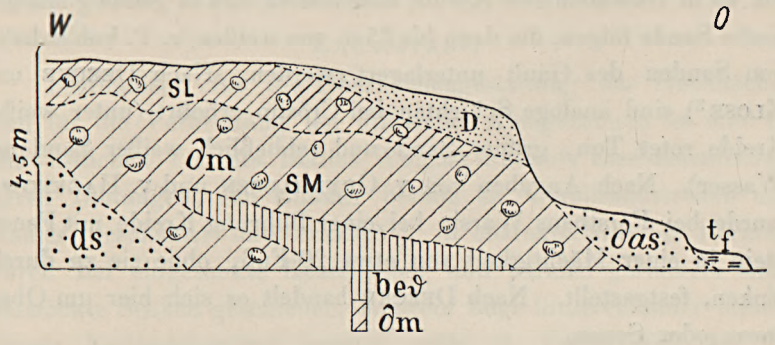
Diese Diluvialsockel sind allerorts von jungdiluvialen Talbildungen und alluvialen Ablagerungen umsäumt, denen sich an der Peenemündung um Cröslin-Freest und im Gebiet des Struck bei Spandowerhagen und Freesendorf brackische Ablagerungen angliedern.

Eocän und Stettiner Sand.

Außer diluvialen und alluvialen Ablagerungen beteiligen sich an dem Oberflächenbau nur noch von Deecke und Klose[1]) als eocäne erkannte, im jetzigen Zustand aber diluvial umgearbeitete fette braunrote Tone. Diese sind als Scholle erschlossen in der alten Ziegeleigrube nördlich Wolgast nahe der Peene östlich Vorwerk Weidehof in einer jetzigen Mächtigkeit von ca. $1^1/_2$ m,

[1]) Joh. Elbert und H. Klose, Kreide und Paleocän auf der Greifswalder Oie. VIII. Jahresber. Geogr. Ges. Greifswald, S. 28. 1903.

nachdem der größte Teil davon bereits abgebaut ist, und auch weiter nördlich in den sogen. Rauhen Bergen, nach Hollendorf zu als Einlagerung im Oberen Sand erbohrt worden. Das folgende Profil von der Südwand der Grube läßt die Lagerung gut erkennen:



D = Dünensand } Alluvium
tf = Flachmoortorf }
∂as = Talsand }
∂m = Geschiebemergel } Diluvium
ds = Liegender Sand }
beϑ = Ton } Eocän
SL = Sandiger Lehm
SM = Sandiger Mergel

An einer anderen Stelle in derselben Grube lagert zwischen Geschiebemergel und Tonmergel eine bis $^1/_2$ m mächtige Schicht eines dunkelgelben bis rostroten kalkfreien groben Sandes, der zum Hangenden hin in einen schwach tonigen, hellgelben, feinen Sand übergeht. Der Sand enthält vereinzelte kleine Geschiebe von senonem Feuerstein und Toneisenstein und ist vielleicht ebenfalls diluvial umgelagerter mitteloligocäner Stettiner Sand. Von Cröslin erwähnt Deecke auch das Vorkommen von Septarienton.

Obere Kreide, Cenoman und Gault.

Im tieferen Untergrund des Gebietes ist sonst als unmittelbare Unterlage des Diluviums überall, wo solche Tiefbohrergebnisse bekannt geworden sind, weiße Kreide mit oder ohne Flint, der Oberen Kreide zugehörig, festgestellt worden. Die Horizontierung ist meist fraglich; Deecke stellt die feuersteinfreie Kreide mit folgendem Grünsand zum Cenoman, die feuerstein-

haltige z. T. zum Turon, z. T. zum Senon. Cenoman fand sich in der Bohrung in der Bahnhofstraße zu Wolgast, Ecke Bismarckstraße, von 38 m Tiefe ab[1]) und in der Bohrung auf dem Bahnhof, wo nach Deecke[2]) bei 18 m Teufe unter diluvialen Schichten bis 49 m feuersteinfreie Kreide und von 49—54 m grüne glaukonitische Sande folgen, die dann bis 65 m von weißen, z. T. kohlenhaltigen Sanden des Gault unterlagert werden. Nach Deecke und Klose[3]) sind analoge Schichten bei Cröslin erbohrt (unter weißer Kreide roter Ton, grüner Sand und schließlich weißer Sand mit Wasser). Nach Angaben von v. Oeynhausen und v. Hagenow[4]) wurde bei Forsthaus Warsin bei einer Bohrung Kreide mit Feuerstein in einer Mächtigkeit von etwa 20 Fuß, ohne sie zu durchsinken, festgestellt. Nach Deecke handelt es sich hier um Oberturon oder Senon.

Diluviale Bildungen.

Untere Sande, Mergelsande und Kiese.

Die Diluvialgebiete der Hochflächen bestehen ausschließlich aus Ablagerungen der jüngsten Eiszeit. Bildungen im Liegenden derselben, unbestimmten Alters, sind hauptsächlich an den Talhängen des Ziese- und Peenetales entblößt oder sind örtlich unter Oberem Geschiebemergel in dünner Decke verbreitet oder gelegentlich durch Gruben und künstliche Einschnitte im Liegenden desselben erschlossen. Es handelt sich allerorts um weiße bis gelbliche Sande von gewöhnlichem Korn mit mäßiger Geschiebeführung. An den Talgehängen besonders sind diese stark trocknen Schichten durch Abblasung und Ausspülung lokal oberflächlich geschiebereicher, hier und da treten auch kiesige Zwischenschichten auf und gelegentlich auch tonig-feinsandige dünne Einlagerungen. Am Peenehang am Wege Milchhorst-Zarnitz treten

[1]) Aus den Magistratsakten zu Wolgast.

[2]) W. Deecke, Geologie von Pommern, S. 66, 1907. — Neue Materialien zur Geologie von Pommern. Mitt. nat. Ver. Neu-Vorpommern u. Rügen, 33. Jahrg. 1901. S. 95. 1902.

[3]) H. Klose, Die alten Stromtäler Vorpommerns. IX. Jahresber. Geogr. Ges. Greifswald 1905, S. 26. — Deecke, Geologie von Pommern, S. 95.

[4]) Vergl. Deecke, ebenda, S. 115.

solche Mergelsandschichten auch in größerer Fläche zutage und bilden lehmig-tonige Böden. Grobe steinige Kiese (dg) mit sandigem Zwischenmittel sind in den großen Gruben am Gerichtsberg, dicht an den Anlagen von Bahnhof Wolgast in einer Mächtigkeit von 10—12 m erschlossen.

Endmoräne.

Bestimmend für die Oberflächengestaltung der Hochflächen und für die Verbreitung der diluvialen Ablagerungen ist eine im südwestlichen Teil des Blattes Wolgast erkannte Eisstillstandslage, deren Bildungen, von Elbert bereits als Geröllsandstreifen und Kames bezeichnet und erkannt[1]), in charakteristischen Formen, durch tief eingesenkte Kessellöcher und parallel gerichtete langgestreckte Senken geschieden, mehrere Züge hintereinander bilden. Dieser Endmoränenzug beginnt, wohl als Fortsetzung der im Gnitz auf der Insel Usedom (Bl. Zinnowitz) durch Hrn. von Linstow erkannten endmoränenartigen Bildungen westlich an der Peene im sogen. Bauerberg bei Wehrland (Blatt Rubkow) und verläuft, südwestlich und westlich von Zarnitz und Hohensee steil nach Norden aufbiegend, zwischen Buddenhagen und Zarnitz-Hohendorf und westlich an Pritzier und südlich von Katzow vorüber weiter westwärts auf Blatt Hanshagen in der Richtung Kühlenhagen-Carbow auf Hanshagen zu. Die in südöstlicher bis südlicher Richtung gestreckten Moore südlich Katzow, östlich Försterei Hohenfelde und östlich Buddenhagen bezeichnen ungefähr die Grenze dieser Endmoränenbildungen gegen den nach SW. zu im Gebiet der kgl. Forst Jägerhof vorgelagerten weiten Sander, die Gegend um Zarnitz-Pritzier und Katzow bis zum Rande des Ziesetales hin die anstoßende Grundmoränenlandschaft. Bei Hohendorf tritt die Endmoräne unmittelbar bis an den Rand des Ziesetales heran. Daß die jenseits des Tales gelegenen hohen Kuppen des Ziese-, Schanz- und Gerichtsberges bei Wolgast, die hier dem Talrand aufgesetzt sind, auch Endmoränenformen darstellen[2]), ist

[1]) J. Elbert, Die Entwicklung des Bodenreliefs von Vorpommern und Rügen. Teil I, S. 90—91 und Teil II, S. 228—229. VIII. u. X. Jahresber. Geogr. Ges. Greifswald. 1904 u. 1906.

[2]) Elbert (a. a. O. I, S. 91) bezeichnet diese Berge als Pseudokames.

möglich, zumal auch nach N. zu am Ziesetalhang bis gegen Gr. Ernsthof hin solche steinig-sandigen Kuppen, die auch gelegentliche Kieseinlagerungen bergen, folgen. Vielleicht bezeichnet diese Reihe kleiner Kuppen eine von Gr. Ernsthof über den Zieseberg bis gegen Wolgast verlaufende spätere kurze Eisstillstandslage, die, allerdings mit großer Unterbrechung, in gleichalteriger Beziehung steht zu den endmoränenartigen Bildungen, die weiter nordwärts im W. des Blattes Cröslin, etwa bei Försterei Warsin beginnend, als eine Folge kurzer, steiler Kuppen und Rücken, getrennt durch zahlreiche tiefe Kessellöcher, Senken und Moore, westlich an Latzow vorbei zum Hohen Berg bei Wusterhusen (48,0 m) ziehen, hier etwa bis zur Forstgrenze der Lubminer Heide steil nach N. aufbiegen und weiter westwärts auf Wusterhusen-Stevelin zum Grelleberg bei Kräpelin verlaufen. Elbert[1]) beschreibt auch diesen Kuppenzug als eine Kette kleiner Kamesberge.

Den östlich angelagerten Sandzug bei Nonnendorf bis gegen Cröslin und Voddow hin deutet er als Sander, der allmählich in die vorgelagerte Grundmoränenebene übergeht. Entgegen der Schilderung Elbert's erweist sich der Hohe Berg selbst als eine Durchragung steiniger liegender Sande, deren Geschiebemergelmantel fast bis zur 40 m-Höhe von Oberen Sanden überschüttet ist.

Die Bildungen jener Hauptendmoräne kennzeichnen sich als größere Anhäufungen von grobem Kies und Geröllen (∂ G), Kiesablagerungen (∂g) und steinig-kiesige Sande (∂s) mit eingeschalteten Mergelsanden (∂ms) in zugartiger Anordnung, wobei die gröbsten Bildungen am nächsten zur Grenze des Grundmoränengebietes, die sandigeren im allgemeinen mehr westwärts liegen. Besonders zwischen Hohendorf und Pritzier, in die Jagen 66 und 67 der Königlichen Forst hineinreichend, treten grobe Kies- und Geröllanhäufungen auf. Kleinere derartige Massen finden sich auch bei Katzow nahe der Forstgrenze.

Grundmoränengebiet.

Die Grundmoränengebiete um Pritzier-Netzeband, um Wol-

[1]) Elbert, a. a. O. I, S. 91—92.

gast und weiter im Norden nördlich des Ziesetales und um Cröslin erscheinen als im Durchschnitt bis zu 20—25 m Höhe ansteigende, flach bewegte Ebenen, die z. T. aus sandigem Oberen Geschiebemergel, z. T. aus meist wenig mächtigen Oberen Sanden aufgebaut sind. Letztere sind wohl zum größten Teil weniger fluvioglazialer Entstehung als eher eine sandige Facies des Geschiebemergels. Die Geschiebeführung ist normal; größere Blöcke sind ziemlich selten, kleine Geschiebe häufig. Unter Sedimentärgeschieben finden sich Gotländer *Leptaena*- und Stromatoporen-Kalke, *Scolithus*- und Nexösandstein, Quarzite des Cambriums, Toneisensteine des Braunen Jura, eisenoolithische plattige rostbraune Sandsteine und Kalksteine des Callovien (*Macrocephalus*-Zone), bei Pritzier mit Resten eines unbestimmbaren Ammoniten und eines *Nautilus*, und Gesteine der Kreideformation, besonders Feuersteine des Turon und des Senon. Tertiärgeschiebe sind nicht beobachtet worden. Von Eruptiv- und krystallinen Schiefergesteinen treten neben den bekannten Typen von Ostseegesteinen oder schwedischer und finnischer Herkunft Bornholmgranit und Basalt von Schonen auf.

Talgliederung.

Abgesehen von einigen kleinen Schmelzwasserrinnen subglazialer Entstehung zwischen Nonnendorf und Rubenow, bezw. zwischen Cröslin und Voddow, die aus einer Kette vermoorter kleiner gestreckter Becken bestehen, erfährt das Gebiet seine Hauptgliederung durch die breiten Täler der Peene und Ziese und das schmalere und kürzere Grämitztal, das beide nördlich Wolgast verbindet.

Peenetal.

Das Peenetal von Hohendorf abwärts bis gegen Hollendorf hin wird bereits von Elbert[1]) als subglaziale Rinne gedeutet. Nach den Tiefenmessungen besteht es aus einer Kette von einzelnen Senken, die durch Querbarren getrennt sind. Die zahlreichen Tiefbohrungen auf der Schloßinsel bei Wolgast ergeben

[1]) Vergl. H. Klose, Die alten Stromtäler Vorpommerns, S. 82, und J. Elbert, a. a. O. I, S. 71.

unter Schutt und alluvialen Bildungen ein bis 35 m und mehr hinabreichendes Diluvium. Da in den Bohrungen in der Bahnhofstraße und am Bahnhof Wolgast, sowie auf der gegenüberliegenden Seite der Peene bei Sauzin die Kreide in ca. —15—23 m Tiefe erreicht wurde, so muß also das Peenetal eine bis in die Kreideschichten eingetiefte Rinne darstellen. Die Steilufer vom Zieseberg bis Wolgast und weiter nördlich an der Gustav-Adolfschlucht und zwischen Hollendorf und Cröslin zeigen überall deutliche Abschnittsprofile.

Nach dem Rückgange des Inlandeises aus seiner letzten Stillstandslage auf vorpommerschem Boden aus dem Gebiete zwischen Dänischer Wiek und Wolgast-Cröslin konnte der Haffstausee auch durch dieses Tal nach N. zu entwässern. Die sein Ufer begleitenden Terrassen senken sich von ca. 8 m am Zieseberg bis zu ca. 5 m bei Hollendorf-Cröslin. Vordem übernahm das Ziesetal den Abfluß des Haffstausees.

Ziesetal.

Dieses weit breitere Tal biegt zwischen Zieseberg und Hohendorf vom heutigen Peenetal ab. Bei Gr. Ernsthof und weiter zwischen Rubenow und Netzeband verbreitert es sich bis auf $2^1/_2$—3 km Abstand, zeigt hier aber durch eine Anhäufung zahlreicher Talsandinseln mit z. T. diluvialem Kern eine wesentliche Zweigliederung. Durch den südlichen Teil fließt der heutige Mühlgraben, durch den nördlichen die Ziese. Ersterer mündet bei Lodmannshagen, aus der Hochfläche kommend, in das Ziesetal ein, fließt ostwärts und vereinigt sich mit der Ziese südlich Gr. Ernsthof. Das Ziesetal selbst setzt sich zwischen Pritzwald und Lodmannshagen weiter westwärts fort und mündet westlich Neuendorf in die Dänische Wiek. Zwischen Stilow und Rappenhagen wird es wiederum durch eine Insel in zwei Arme geteilt und danach durch zwischen Rappenhagen und Kemnitz weit in das Tal hineinragende Talsandbildungen stark eingeengt. Die heutige Ziese ist bekannt als Beispiel einer Bifurkation. Aus den Wiesen südlich Stilow-Gustebin fließt sie teils westwärts zur Wiek,

teils ostwärts zur Peene. Nach den Untersuchungen Klose's[1]), der den Verlauf des Talbodens durch eine Reihe abgebohrter Querprofile ermittelte, liegt hier an der Scheide der Abflußrichtungen der Talboden der etwa in + 6 m Höhe gelegenen moorigen Oberfläche bei ± 0 m und senkt sich nach W. ganz allmählich bis zu —2,20 m westlich Neuendorf, während er nach O. zu zwischen Pritzwald und Lodmannshagen zu —4 m, zwischen Gr. Ernsthof und Netzeband zu —5 m und zwischen Wolgast und Hohendorf zu —7 m abfällt. Nach den in Tafel III seines Werkes gegebenen Querprofilen stellen diese Tiefenzahlen jedoch nur lokale, vielfach gar nicht mit dem heutigen Ziesebett zusammenfallende Eintiefungen innerhalb des sonst zumeist recht flachen Talbodens dar, ergeben mithin eine völlige Unabhängigkeit des heutigen Flusses von der Gestalt des ursprünglichen Talbodens, der fast durchgehends tiefer als der Spiegel der heutigen Ostsee liegt. Die das Ziesetal von Hohendorf her bis zur Wiek begleitenden Talterrassen liegen in + 8—5 m Höhe und sind geschaffen durch den Abfluß des einstigen Haffstausees in seiner 3. Phase, nachdem das Eis sich nordwärts der Zieseniederung zurückgezogen hatte[2]). Mit Recht folgert daher Klose aus der Verschiedenheit der Terrassenlage und der Höhenlage des ursprünglichen Talbodens eine spätere Senkung des Ziesetales, die er auf Grund seiner Beobachtungen in die Litorinazeit verlegt. Im einzelnen ergeben seine Studien für das Ziesetal eine Senkung von ca. 10 m. Auf eine derartige Bewegung deutet auch die an der Talseite des Siebeneichenberges bei Wolgast beobachtete Terrassenlage hin. Die Terrassenkante liegt hier bei ca. 10—12 m und senkt sich von hier sowohl nach N. auf Gr. Ernsthof zu wie südwärts zur Peene.

Grämitztal.

Das Grämitztal endlich, zwischen Gr. Ernsthof und Carrin-

[1]) Klose, a. a. O. S. 47—49.

[2]) K. Keilhack, Die Stillstandslagen des letzten Inlandeises und die hydrographische Entwicklung des pommerschen Küstengebietes. Dies. Jahrb. f. 1898, Bd. XIX, S. 129.

Mittelhof-Vorwerk Weidehof ist ein einstiger Abfluß des Ziesetales zur Peene hin. Die Terrassen fallen von ca. 8 m bei Ernsthof auf ca. 5 m bei Vorwerk Weidehof und um Hollendorf.

Das Mündungsgebiet der Peene.

Brackwasserbildungen.

Bei Hollendorf etwa beginnt das Mündungsgebiet der heutigen Peene. Im Kampfe zwischen ein- und ausgehendem Strom hat sich von hier ab stromabwärts eine ganze Reihe von von Altwassern und von durch Verlandung abgeschnürten Wasserflächen unterbrochenen Alluvionen brackischer Art gebildet, teils von Sand oder Schlick, teils von Humus oder Faulschlamm. Selbst noch wenig nördlich Wolgast ist durch den eingehenden Strom etwas südlich der sogen. Gustav-Adolfschlucht eine derartige Hakenbildung entstanden, die allmählich sich zusammen mit den Anlandungen an der Nordspitze der Schloßinsel bei Wolgast zu einem Abschluß der Spitzenhörner Bucht vereinigen wird.

Verlandungen am Struck.

Derartige Verlandungen sind besonders gut zu studieren an der äußersten Westspitze der Peenebucht gegen den Greifswalder Bodden im sogen. Struck. Diese weit nach NO. vorgeschobene Neulandbildung setzt sich auch in der Tiefenkarte des Boddens[1]) als Freesendorfer Haken unter dem Wasserspiegel nach N. und O. beträchtlich fort und läßt in Verbindung mit dem östlich gelegenen Peenemünder Haken nur eine schmale Rinne für die Ausmündung der Peene. Das Steilufer von Freest bis Spandowerhagen, wo unter den z. T. verdünten Talsanden noch der Obere Geschiebemergel in den Uferabbrüchen zutage tritt, umsäumt am Ufersaum von Massen großer Blöcke, sowie die Kante der Talsandablagerungen zwischen Spandowerhagen und Freesendorf zeigen deutlich den Verlauf der alten Küste. Sandige Uferbarren haben die torfigen Wiesen dahinter abgeschlossen. Neue Sandbarren südlich

[1]) Vergl. die neueste Karte in der Arbeit von Elisabeth Baumann, Morphometrie des Greifswalder Boddens. XV. Jahresber. Geogr. Ges. Greifswald, S. 1—44. 1915.

und nördlich des Freesendorfer Sees haben zu neuen Verlandungen und Abschnürungen von Gewässern Anlaß gegeben. An ihren Ufern gegen die Spandowerhagener Wiek und zum Bodden hin haben sich neue Ansandungen in schmalem Ufersaum vollzogen, die das junge Land vor dem Wogenandrang einigermaßen schützen. Ein besonders schöner Strandwall hat sich von Freesendorf etwa bis zur Mündung des Freesendorfer Sees bei der letzten großen Sturmflut Ende Dezember 1913 gebildet. Er ist ca. 4—5 m breit, erniedrigt sich allmählich nordwärts von ca. 2 m auf $^3/_4$ m Höhe und baut sich aus kiesigen Sanden auf. Bei jedem heftigeren Stauwind steht jedoch das niedrige Wiesengelände, aus Torf über Sand aufgebaut, weithin unter Wasser. An der äußersten Nordspitze endlich, wo im Schutze der Uferlinien des unterseeischen Hakens ruhigeres Wasser herrscht, haben sich tonige Schlickablagerungen vollzogen.

Vegetation der Salzwiesen.

Die Vegetation dieser Wiesen, die bezeichnenderweise hier wie auf den Inseln in der Peene Salzwiesen genannt werden, besteht hauptsächlich aus *Scirpus lacustris* und an den Uferrändern der Altwasser und Wasserrinnen aus *Phragmites communis* und *Typha latifolium*, zu denen sich als charakteristische Salzpflanzen gesellen:

Triglochin maritima,
Plantago » ,
Aster Tripolium,
Allium acutangulum,

ferner *Euphrasia Odontites*, *Erythraea Centaureum*, *Eu. pulchella* und *Tragopogon floccosus*.

Im wesentlichen geschieht der Verlandungsprozeß derart, daß sich auf Sandbänken hinter dem Schutz von sandigen Uferwällen Faulschlammbildungen ablagern, die aus schwimmenden Pflanzen und Resten eines regen Tierlebens entstehen. Nach Erreichen der Oberfläche siedelt sich darauf eine neue Vegetation an und allmählich entsteht eine torfige Humusdecke[1]).

[1]) Vergl. K. Keilhack, Allgemeiner Teil zu Lief. 196 der Geol. Karte von Preußen (Blatt Swinemünde, Misdroy, Caseburg, Lebbin), S. 42—45. 1914

Dünenbildungen.

Gelbdünen, Weißdünen.

Dünenbildungen in Form sogen. Gelbdünen finden sich in den Waldgebieten nahe der Küste um Cröslin, in den Klosterbergen bei Nonnendorf und im Belauf Warsin der Kgl. Forst Jägerhof. Unter einer schwachen humosen Sandschicht folgt etwas Bleichsand und darunter 2—5 dm gelber lockerer eisenschüssiger Sand. Im Gegensatz zu diesen stehen die jugendlichen Weißdünenbildungen bei Freest, an der Spandowerhagener Wiek und auf dem Struck. An letzterem Ort sind sie eine Folge des Wellenabbruches an der Küste und entstandener Windrisse.

Moorige Bildungen.

Humose Bildungen verschiedener Art erfüllen endlich die zahlreichen Senken der diluvialen Hochflächen und den Boden der alten Täler. Sie sind teils Torf, teils Moorerde oder Schwarzerde. Ersterer ist überwiegend Niederungstorf; Zwischenmoortorf und Hochmoortorf, besiedelt von der charakteristischen Vegetation, findet sich hauptsächlich in den der Endmoräne eingesenkten abflußlosen Senken im Forstgebiet südlich Katzow und zwischen Buddenhagen und Zarnitz.

7. Provinz Schlesien.

Herr Dr. Berg berichtet über die Ergebnisse der geologischen Aufnahme des östlichen Randes des Blattes Warmbrunn, den westlichen Rand des Blattes Schreiberhau, sowie des Blattes Schneegrubenbaude.

Den krystallinen Schiefern des Isergebirges gehört nur ein kleines Gebiet im Norden an, der Ottilienberg, der Getschdorfer Popelberg und der Heideberg zwischen Getschdorf und Voigtsdorf. Dieses Gebiet besteht aus Gneisen, die oft ihre Schieferung verlieren und dadurch in granitisch-körnige Gesteine übergehen. Rose hat seinerzeit diese ungestreckt gebliebenen Reste des sonst zu Gneis umgewandelten Granites als besondere Eruptivgesteine angesehen, als granitische Durchbrüche im Gneis. Er erkannte

aber bereits ihre Wesensverschiedenheit von dem riesengebirgischen Zentralgranit. Er stellte daher diesen letzteren, der keinen Muscovit führt, als Granitit dem muscovitführenden Granit gegenüber. Unser Zentralgranit ist also der Granitit Rose's, unser granitisch-körniger Gneis der Granit Rose's. Man kann in letzteren ebenso wie im Zentralgranit Abarten mit porphyrischen Feldspäten von gleichkörnigen Abarten unterscheiden. Die Grenze zwischen dem Zentralgranit und dem granitisch-körnigen Gneis ist durch eine Geländestaffel deutlich markiert, doch ist sie keine oder wenigstens keine nennenswerte Verwerfung, da aus dem Granit zahlreiche kleine Aplittrümer in den Gneis hinübersetzen. Kleine Amphibolitlinsen, die mehrfach im Gneise aufsetzen, sind wahrscheinlich als gestreckte basische Ausscheidungen des zu Gneis umgewandelten Granitmagmas anzusehen.

Im Gebiet des Zentralgranites konnte der »Abruzzengranit«, eine feinkörnige, aplitische Facies mit einzelnen porphyrischen Felspäten als flach gegen Südwesten einfallende Schliere über den Stephansberg, Birkigt Hübel und Krückberg bis zum Eisenberg verfolgt werden, an dessen Osthang sie in einen schmalen, ebenfalls schwebend gelagerten Aplitgang übergeht. Die steil einfallenden Aplitgänge, die namentlich im Gebiet nördlich und östlich vom Scholzenberge reichlich vertreten sind, streichen meist in h 9, während südlich von Stonsdorf ein Streichen in h 3 überwiegt. Östlich von Stonsdorf wurden noch eine Anzahl parallel laufender (h 2) Granitporphyr- und Syenitgänge nachgewiesen. Ebenso wurde der Granitporphyrgang der Hermsdorfer Schürfe einige Kilometer weit südwestwärts verfolgt. Südlich vom Saalberg ließ sich noch ein kleiner Lamprophyrgang mit gleichem Streichen nachweisen. Das Blatt Schneegrubenbaude weist fast nur Granit, fast ohne gangförmige Einlagerungen auf. Auf der Kammhöhe ist das Gestein zumeist, mit Ausnahme des westlichen Teiles, gleichkörniger Quarzit (Kammgranit), am Gehänge namentlich im Nordosten des Blattes Granit mit porphyrischen Feldspäten. Neben einigen wenigen Aplitgängen ist nur ein Gang von körnigem Granitporphyr erwähnenswert, der sich von der Veilchen-

spitze gegen den großen Seifenfloß hinabzieht und im Norden durch einen Quarzgang abgelöst wird.

Basalt wurde außer an dem bekannten Fundpunkt in der Kleinen Schneegrube, wo übrigens 2 parallele Basaltgänge vorhanden sind, am Wege von der Alten Schlesischen Baude südwärts auf den Kamm sowie an dem Weg nach der Spindlerbaude in geringen Mengen im Abhangsschutt, also offenbar nur ein schmales Gangtrum bildend, gefunden.

Von diluvialen Bildungen interessieren vor allem die Endmoränen unterhalb der Schneegrube. Die Zweiteilung der untersten Moräne ist zweifellos vorhanden, aber nicht so ausgeprägt, daß man zwei ziemlich getrennte Gletscherzungen annehmen müßte, die sich aus jeder Schneegrube einzeln nordwärts erstreckten. Beckenförmige Geländedepressionen (Zungenbecken) sind hinter dieser nördlichsten Endmoräne nicht vorhanden. Um so deutlicher beobachtet man sie im Innern der jüngeren Moränenbögen, sie sind dort zum Teil von kleinen Teichen und Tümpeln erfüllt.

Die Endmoränen des Gletschers, der sich aus der Agnetendorfer Schneegrube nordwärts streckte, stellen 3 kurze, dicke, quer über das Tal verlaufende Schotterwälle dar.

In der Warmbrunner Diluvialaue legen sich die Schotter der glazialen Terrasse flach auf den Geschiebelehm auf, der nur stellenweise und in geringer Mächtigkeit erhalten ist. Nördlich und südwestlich von Warmbrunn tritt er flächenhaft zutage. In den Ziegeleigruben bei den untersten Häusern von Hermsdorf folgt unter ihm in großer Mächtigkeit der schwarze wohlgeschichtete Beckenton. In den Entnahmegruben für den Zackenstauweiher ist z. B. der Granit unter dem Beckenton aufgedeckt, und zwischen Granit und Ton schieben sich hier und da weiße, einheimische, präglaziale Schotter ein.

Eine große Terrasse mit einer Schotterdecke von mehreren Metern Mächtigkeit folgt dem Hermsdorfer Tale an beiden Abhängen. Auf der Westseite fällt sie bei ihrem Austritt in das Zackental jäh ab, auf der Ostseite senkt sie sich mehr allmählich gegen das Alluvium und gegen die östlich von Hermsdorf vereinzelt auftretende Niederterrasse des Heidewassertales.

Die weit ausgedehnten Alluvien des Zackenstaubeckens und des Heidewasserbeckens westlich und südlich von Warmbrunn sind durch Ausräumung diluvialer Sedimente entstanden. Das letztere führt ausgedehnte Flachmoorbildungen. Auf dem Blatte Schneegrubenbaude treten 50—150 m unter der Kammhöhe mitten im Granitgebiet große Gehängemoore auf. Diese Moore sind nicht durch geologische, sondern durch meteorologische Verhältnisse bedingt.

Herr L. Finckh berichtet über die geologischen Aufnahmen auf den Blättern Reichenbach und Charlottenbrunn.

In dem Bericht über die Aufnahmen auf den Blättern Weizenrodau und Reichenbach im Sommer 1913 wurde bereits darauf hingewiesen, daß ein Teil der Gneise dieses Gebietes sich bei eingehender Untersuchung als Granitgneise erwiesen habe, während ein anderer Teil den Charakter von Sedimentgneisen oder von Mischgneisen trage. Diese Zweiteilung unserer Gneise in Eruptiv- und Sedimentgneise kann auch für das Gebiet des eigentlichen Eulengebirges durchgeführt werden.

Für die Auffassung der Gneise des Eulengebirges war eine Reihe von Beobachtungen, besonders im Schlesiertal und in der Gegend von Kaschbach oberhalb Steinseifersdorf, von Bedeutung. In den neueren Aufschlüssen, die zur Gewinnung von Baumaterial für die Errichtung der Talsperre im Schlesiertal oberhalb Breitenhain geschaffen wurden, hat sich mehrfach gezeigt, daß die breitflaserigen Biotitgneise des Schlesiertales von granitischen und pegmatitischen Adern und Gangtrümern oft ganz unregelmäßig durchsetzt werden.

Diese Gneise erscheinen durch einen vielfachen Wechsel von dunkeln biotitreichen und hellen biotitarmen Lagen gebändert. Man kann nun häufig beobachten, daß die hellen Lagen dort, wo granitische Partien den Gneis durchsetzen, von diesen ausgehen. Diese Verhältnisse legen die Annahme nahe, daß diese gebänderten Gneise Injektionsgneise darstellen.

Man hat derartige gebänderte Gneise, die nach der Beschrei-

bung in ihrem Aussehen mit den Gesteinen des Schlesiertales große Ähnlichkeit zu besitzen scheinen, auch als schlierige Eruptivgneise gedeutet. So beschreibt SCHWENKEL[1]) Schlierengneise aus der Gegend von Gengenbach im Schwarzwald, die mit den gefältelten Gneisen unseres Gebietes große Übereinstimmung zeigen. SCHWENKEL sagt auch von diesen Gesteinen, daß sie manchmal den Eindruck von Mischgneisen machen, ohne daß man aber den sicheren Beweis dafür liefern könne.

Gegen die Annahme, daß die durch Lagentextur gekennzeichneten Biotitgneise des Schlesiertales schlierige Eruptivgneise darstellen, spricht die Tatsache, daß die biotitreichen Lagen vielfach ausgesprochene Hornfelsstruktur (granoblastische Struktur) besitzen. Diese biotitreichen Lagen wechseln mit leukokraten Lagen, die wesentlich aus Quarz, Oligoklas und meist gegen letzteren an Menge zurücktretendem Orthoklas bestehen. Wie schon erwähnt, konnten zahlreiche Beobachtungen in den neueren Aufschlüssen sowohl in Steinbrüchen, wie an der neuen Chaussee im Schlesiertal gemacht werden, daß solche leukokrate Lagen von granitischen und pegmatitischen Partien, die den Gneis durchsetzen, ausgehen. Ob freilich alle diese hellen Lagen granitische Injektionen im Schiefergneis darstellen, muß dahingestellt bleiben. Es wäre immerhin auch möglich, daß ein Teil dieser Lagen dünnen Bänkchen von Grauwacke oder von Quarzit im ursprünglichen Schiefer entsprechen. Diese gebänderten Gneise — KALKOWSKY's[2]) »breitflaserige Biotitgneise« — wurden auf Grund jener Beobachtungen bei der Kartierung als Injektionsgneise ausgeschieden. In ihrem Verbande erscheinen vielfach feinkörnige Sedimentgneise, in denen die leukokraten Lagen fehlen oder stark zurücktreten, die aber wie die dunkeln biotitreichen Lagen der Injektionsgneise das an Hornfelsstruktur erinnernde granoblastische Gefüge und häufig auch schön ausgebildete Siebstruktur einzelner Gemengteile zeigen.

---

[1]) H. SCHWENKEL, Die Eruptivgneise des Schwarzwaldes und ihr Verhältnis zum Granit. S. 23, 1911. Siehe auch Tschermaks Min. u. petr. Mitt., 1912.

[2]) E. KALKOWSKY, Die Gneisformation des Eulengebirges. S. 20, 1878.

Auch in ihrer mineralogischen Zusammensetzung stimmen diese Hornfelsgneise mit den dunkeln Lagen der Injektionsgneise überein. Sie bestehen im wesentlichen aus Quarz, dem Oligoklas nahestehendem Plagioklas (zum Teil in antiperthitischer Ausbildung), etwas Orthoklas, der bis fast zum Verschwinden zurücktreten kann, und reichlichem Biotit. Neben diesen Hauptgemengteilen findet sich stets etwas Granat, Zirkon, Magnetit, Eisenglanz, Magnetkies und Apatit, sowie sehr häufig Sillimanit und Cordierit. Diese beiden letzteren Mineralien können sich so anreichern, daß man von Sillimanit- oder von Cordieritgneis sprechen kann; doch bilden derartige Gesteine nur kleinere Einlagerungen, die sich im allgemeinen kartographisch nicht darstellen lassen.

Sehr bemerkenswert ist das Vorkommen von kleineren, anscheinend lentikulären Einlagerungen von dichtem, hornfelsartigem Augit- und Hornblendeplagioklasgneis von recht wechselnder Zusammensetzung in den feinkörnigen Hornfelsgneisen. So findet sich am Nordhang des kleinen Tälchens oberhalb der ehemaligen Bleiche in Jauernig zusammen mit einem recht eigenartigen, sillimanit- und muscovitführenden Hornfelsgneis ein dichter Augithornblendeplagioklasgneis, der auffällig viel Quarz enthält. Der an Menge stark zurücktretende Plagioklas gehört seiner Lichtbrechung nach, die stets höher als die des Quarzes ist, wahrscheinlich dem Labrador an. Orthoklas ist nur spärlich vorhanden. Hornblende und Augit sind zum Teil mit einander und mit anderen Gemengteilen verwachsen und zeigen dann die für solche Verwachsungen charakteristische Siebstruktur. Außerdem führt dieses Gestein etwas Granat, reichlich Titanit, Magneteisen und etwas Zirkon.

Ähnliche Hornfelsgneise mit zum Teil recht dichtem Gefüge und stark wechselnder Zusammensetzung treten südlich der zu Schweidnitz gehörigen städtischen Försterei in Oberleutmannsdorf am östlichen Talgehänge auf.

Diese Gesteine sind nach ihrem Mineralbestande teils als Biotitplagioklasgneis, teils als biotitführender Augithornblendeplagioklasgneis zu bezeichnen. Dieses letztere Gestein scheint auch örtlich in biotitführenden Augitamphibolit überzugehen.

Die Amphibolite, die in den Sedimentgneisen (und Mischgneisen) des Eulengebirges in zahlreichen größeren und kleineren linsenförmigen Einlagerungen und in mannigfaltiger Ausbildung auftreten, sind als umgewandelte Diabase und Diabastuffe anzusehen. Die wichtigsten Arten dieser Gesteinsgruppe sind die Plagioklasamphibolite, die Granatamphibolite und die Augitamphibolite.

Die eklogitartigen Granatamphibolite führen meist auch Augit als wesentlichen Gemengteil und treten häufig mit den Augitamphiboliten zusammen auf; es ist dann nicht immer möglich, sie kartographisch besonders darzustellen.

Bemerkenswert ist das Vorkommen von gebänderten Augitamphiboliten, in denen hellere, grünlichgraue Lagen mit vorwaltenden Pyroxenen abwechseln mit dunkeln, hornblendereichen Lagen. Ein derartiges Gestein steht in dem der Stadt Reichenbach gehörigen Steinbruche auf der Höhe 276,5 hinter dem evangelischen Friedhof bei Ernsdorf an; es bildet ein größeres, annähernd ost-westlich streichendes Lager im Biotitgneis. Dasselbe Gestein findet sich nordöstlich des Bahnhofs Reichenbach-Niederstadt in einem kleinen Steinbruche am Gehänge einer kleinen Anhöhe nordwestlich des Signals 270,8 aufgeschlossen. Die dunklen Lagen dieser Augitamphibolite bestehen wesentlich aus bräunlicher Hornblende, Plagioklas und etwas Augit; zu diesen Gemengteilen tritt noch Titanit, Titaneisen und Apatit hinzu. Die helleren Lagen setzen sich dagegen aus Plagioklas, diallagähnlichem Augit und Calcit, der stellenweise auch bis zum Verschwinden zurücktritt, sowie Titanit, Erz und Apatit zusammen. Neben diesen Gemengteilen finden sich bisweilen Epidotmineralien in geringer Menge, ein farbloser Glimmer, sowie etwas Biotit.

Ein ähnliches Gestein wurde in dem Steinbruch bei der Staumauer der Talsperre im Schlesiertal angetroffen. Hier sind aber zwischen den pyroxenreichen, graugrünen Lagen noch dünne Lagen von körnigem Kalk (Marmor) eingeschaltet. Diese Gesteine erinnern der Beschreibung nach an Augit-Hornblendeschiefer, die

Beck[1]) als Kontaktgesteine des Granits aus der Gegend zwischen Weesenstein und Friedrichswalde in Sachsen beschreibt. Diese Gesteine sind gebändert durch den Wechsel von Lagen, die reich an schwärzlichgrüner Hornblende in Körnern und kurzen Säulen sind und solchen, die helleren, schmutziggrünen Augit in Körnern führen. Mit diesen beiden Mineralien treten wie in den gebänderten Amphiboliten bei Reichenbach und im Schlesiertal Plagioklas, Granat, Biotit, Titanit, Apatit, Magnetit und Ilmenit auf. Als Muttergestein dieser gebänderten Augithornblendeschiefer nimmt Beck einen Diabastuff mit eingeschalteten schmalen Kalklagen an.

Bei dieser auffälligen Übereinstimmung der gebänderten Augitamphibolite unseres Gebietes mit jenen Augithornblendeschiefern wird man wohl auch für sie dieselbe Herkunft aus Diabastuffen annehmen dürfen. Daß auch hier den ursprünglichen Gesteinen schmale Kalklagen eingeschaltet waren, geht schon daraus hervor, daß die pyroxenreichen Partien reich an primärem Calcit sind und daß das Gestein im Schlesiertal dünne Lagen von Marmor enthält.

Sowohl im Schlesiertal, wie bei Reichenbach treten mit den gebänderten Amphiboliten auch eklogitähnliche Granatamphibolite auf. Über die Lagerungsverhältnisse der letzteren konnten keine Beobachtungen gemacht werden, da die Aufschlüsse ungünstig waren. Diese eklogitartigen Granatamphibolite bilden aber auch selbständige größere Einlagerungen in den Biotitgneisen sowohl im Eulengebirge, wie in dessen Vorland. Ein solches Lager findet sich an der südlichen Blattgrenze des Blattes Reichenbach südlich der Spittel-Mühle bei Nieder-Langenbielau.

Lepsius[2]) vertritt die Ansicht, daß die Amphibolite des Eulengebirges aus Diabasen und Diabastuffen der cambrischen

[1]) Beck, Über die Amphibolitisierung von Diabasgesteinen im Kontaktbereich von Graniten. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., Bd. XLIII, S. 262, 1891. — Rosenbusch, Mikroskopische Physiographie der Mineralien und Gesteine. 4. Aufl. Bd. II, Erste Hälfte, S. 123, 1907.

[2]) R. Lepsius, Geologie von Deutschland, Bd. III, Teil 1. Schlesien und die Sudeten, S. 29, 1913.

Schieferformation durch dieselben Vorgänge entstanden sind, bei denen die Schiefer zu Gneis umgewandelt wurden. Die mit den Amphiboliten zusammen auftretenden Serpentine sind nach ihm aus Olivindiabasen hervorgegangen. Als Beweis für seine Auffassung führt er den Neuroder »Gabbrodiabaszug« an. Durch die »zwischen Devon und Culm in der Tiefe erumpierten« Gneisgranite sind die Diabase von Buchau-Leppelt in ihrem nördlichen Teile zu Gabbros umgewandelt worden, die Diabastuffe dagegen zu Amphiboliten. In derselben Weise wird von ihm der Gabbro des Zobten als ein kontaktmetamorph aus cambrischem Diabas hervorgegangenes Gestein gedeutet, der im nördlichen Teile des Zobtengebirges in feinkörnigen Plagioklasamphibolit übergehen soll.

Dathe[1]) hat den Gabbro von Neurode für ein jüngeres Tiefengestein gehalten, das er von den älteren Diabasen dieses Gebietes in seinen Karten abgetrennt hat. Da bei Neurode beide Gesteine örtlich in engstem Verbande auftreten, so wird man wohl durch eingehendere Untersuchungen die gegenseitigen Beziehungen zwischen beiden Gesteinsarten leicht aufklären und Beweise für oder gegen die Ansicht von Lepsius erbringen können. Für das Zobtengebiet kam ich auf Grund meiner Untersuchungen zu dem Ergebnis, daß die Plagioklasamphibolite und Hornblendeschiefer der nördlichen Vorberge des Zobten aus Diabasen hervorgegangen sind. Sie gehören zu den Amphiboliten und Grünschiefern, die weiter nördlich in der Ebene den alten Schiefern eingeschaltet erscheinen. Bei Domanze treten solche Plagioklasamphibolite, die z. T. aus Diabasporphyriten mit tafeligen Plagioklaseinsprenglingen entstanden sind, im Verbande mit Glimmerschiefern und Kieselschiefern auf. Diese Gesteine zeigen stellenweise Andeutung von Kontaktmetamorphose, die wohl ohne Zweifel hier durch die jüngeren Granite (Striegauer Granit) hervorgerufen ist. So finden sich bei Domanze auch Graphitschiefer mit Chiastolith. Über das Alter dieser Gesteine läßt sich Bestimmtes nicht aussagen, da in ihnen organische Reste völlig fehlen; es sind metamorphe Gesteine unbestimmten, wahrscheinlich aber paläozoischen Alters. Sie können

[1]) E. Dathe, Blatt Neurode. Erläut. geol. Karte Preußen, Liefg. 115, 1904.

ebensogut silurisch wie cambrisch sein. Es ist also nicht angängig, hier von cambrischen Diabasen zu reden.

Was die Frage, ob die Gabbros des Zobten durch Kontaktmetamorphose aus diesen Diabasen entstanden sind, betrifft, so möchte ich hier nur darauf hinweisen, daß die chemische Zusammensetzung beider Gesteinsarten vollständig verschieden ist. Die Plagioklasamphibolite entsprechen in ihrem chemischen Bestande durchaus den Diabasen, während die Analysen des Gabbro vom Zobten normalen Gabbros entsprechen. Es wäre doch recht eigentümlich, wenn bei der Umwandlung eines Diabases in Gabbro auch der chemische Bestand eine Änderung erfahren würde.

In nachstehender Tabelle sind einige Analysen von Gabbro und Plagioklasamphibolit des Zobten zusammengestellt.

	I.	II.	III.
SiO_2 . . .	48,61	48,52	47,02
TiO_2 . . .	0,17	0,48	2,10
Al_2O_3 . . .	17,83	17,85	13,68
Fe_2O_3 . . .	2,08	2,22	3,63
FeO . . .	5,23	4,62	10,01
CaO . . .	13,72	14,25	12,56
MgO . . .	8,23	8,10	6,95
K_2O . . .	0,32	0,19	0,31
Na_2O . . .	2,63	2,99	2,25
H_2O . . .	0,99	0,72	1,35
SO_3	—	—	—
S	0,05	0,07	0,03
P_2O_5 . . .	0,08	0,05	0,29
	99,94	100,06	100,18
Spez. Gew. .	2,973	2,939	3,065

I. Saussuritgabbro, Zobtenkoppe, anstehend am Fahrweg. A. Eyme anal.

II. Gabbro (mit beginnender Saussuritbildung), anstehend am Dedieweg im Walddistrikt 26, Ostabhang des Zobten. A. Eyme anal.

III. Feinkörniger Plagioklasamphibolit, Engelberg bei Zobten. A. Eyme anal.

Als Abkömmling von Diabasen kennzeichnet sich der Plagioklasamphibolit vom Engelberg durch seinen verhältnismäßig niedrigen Tonerdegehalt neben auffällig hohem Gehalt an Eisen und an Titansäure. Den Gabbro des Zobten halte ich wie den Gabbro von Neurode für ein Tiefengestein, dessen Alter uns nicht bekannt ist. Ich halte ihn aber entschieden für jünger als die Diabasamphibolite, in die er nicht übergeht, gegen die er meines Erachtens an einer ostwestlich verlaufenden Verwerfung abschneidet.

Was nun die Amphibolite des Eulengebirges betrifft, so bin ich geneigt, sie ebenfalls zum Teil als ursprüngliche Diabase, zum Teil als ursprüngliche Diabastuffe anzusehen. Vielleicht sind die Granatamphibolite und die Plagioklasamphibolite aus Diabasen entstanden. Ob es möglich sein wird, für jedes Vorkommen den Nachweis zu führen, aus welchen Gesteinen es hervorgegangen ist, ist doch recht fraglich.

Die Sedimentgneise, die ich, dem Vorgange Becke's[1]) folgend, auch kurz als »Schiefergneise« bezeichnen möchte, und die ihnen eingelagerten Amphibolite, Serpentine und Kalke fasse ich als metamorphe Gesteine unbekannten, aber wahrscheinlich paläozoischen Alters, z. T. vielleicht noch präcambrischen Alters auf, die durch Tiefenkontakt, hervorgerufen durch die Granitgneise des Eulengebirges, entstanden sind.

Über die Beziehungen dieser Schiefergneise zu den Granitgneisen geben zahlreiche Beobachtungen an Felspartien und Felsblöcken in der Gegend von Kaschbach und von Schmiedegrund Aufschluß. In dem dort anstehenden Granitgneis, einem Biotitgneis mit granitisch-körniger Struktur, finden sich zahlreiche Einschlüsse von Schiefergneisbruchstücken, die uns beweisen, daß der Granitgneis jünger sein muß als die Schiefergneise. Kalkowsky[2]) beschreibt derartige Einschlüsse von sehr feinkörnigem, quarz-

[1]) F. Becke, Vorläufiger Bericht über den geologischen Bau und die krystallinen Schiefer des Hohen Gesenkes. Sitz.-Ber. Wien. Math.-Nat. Kl., Bd. 101, S. 280. 1892.

[2]) Kalkowsky, a. a. O., S. 21; siehe auch Tafel II, Fig. 2.

reichem, glimmerschieferartigem Gneis mit ziemlich ebenflächiger Textur in körnigem Gneis aus der Gegend der Goldenen Waldmühle bei Breitenhain. Kalkowsky vergleicht diese körnigen Gneise seiner unteren Gneiszone mit Lagergranit; er hält sie aber noch für den ältesten Teil der Gneisformation. Nach unserer heutigen Kenntnis dieser Gesteine stellen sie aber jüngere Intrusivmassen dar, in die die Gesteine der Schieferhülle eingesunken sind.

Lepsius[1]) unterscheidet im Eulengebirge auf Grund der Ergebnisse der Arbeiten Kalkowsky's und Dathe's vom Liegenden ins Hangende folgende Gneiszonen:

1. Körnig-schuppige Biotitgneise,
2. Breitflaserige Biotitgneise; wenig Augengneise,
3. Zweiglimmergneise; häufig Augengneise; zahlreiche Einlagerungen von Amphiboliten, Serpentinen, seltener von Graphitschiefern und Marmoren.

Dazu ist zu bemerken, daß die amphibolitischen und anderen Einlagerungen nicht nur in einem Teil der Zweiglimmergneise, sondern, wie schon Kalkowsky hervorhebt, auch in der Zone der breitflaserigen Biotitgneise auftreten. Dagegen sind bestimmte Teile der Abteilung der Zweiglimmergneise, so die granitischen Augengneise, ebenso wie die granitischen Biotitgneise der unteren Gneiszone Kalkowsky's frei von solchen Einlagerungen. Wir haben also sowohl in der Abteilung der Biotitgneise, als in der der Zweiglimmergneise Eruptivgneise (Granitgneise) und Schiefergneise zu unterscheiden. Die Zweiglimmergneise, die ihre Hauptverbreitung auf der Südwestseite des Gebirges besitzen, scheinen den Biotitgneisen zu entsprechen und nur eine andere Entwicklungsreihe darzustellen. Dafür scheint die Beobachtung zu sprechen, daß in der Abteilung der Zweiglimmergneise auffällig stark druckmetamorphe Gesteine enthalten sind, während in der Abteilung der Biotitgneise Kataklase im allgemeinen fehlen. Wenn auch die Auffassung der Entstehung der Eulengebirgsgneise, die R. Lepsius ver-

[1]) Lepsius, a. a. O., S. 25.

tritt, in den großen Zügen auch von mir geteilt wird, kann ich ihm doch im einzelnen nicht immer folgen. Es würde zu weit führen, alle diese Fragen schon jetzt hier zu erörtern, zumal da die Untersuchung dieser Gesteine noch nicht zum Abschluß geführt ist.

Für die Kartierung wurde die Gliederung in Zweiglimmergneise und Biotitgneise beibehalten. Innerhalb dieser beiden großen Abteilungen werden diese Gesteine in Eruptivgneise und Sedimentgneise (Schiefergneise) gegliedert. Die Hauptvertreter der Eruptivgneise sind die Granitgneise und die Granulite. Im Bereiche der Blätter Reichenbach und Charlottenbrunn fehlt die Abteilung der Zweiglimmergneise, wenn man von kleineren örtlichen Vorkommen absieht. In der Abteilung der Biotitgneise werden als Sedimentgneise die breitflaserigen Biotitgneise — Injektionsgneise — und die meist feinkörnigen Hornfelsgneise unterschieden. Als kleinere Einlagerungen in diesen Gesteinen werden sich Graphitschiefer, vielleicht örtlich Sillimanitgneise und Cordieritgneis, sowie Pyroxenamphibolite, Granatamphibolite, Plagioklasamphibolite, Serpentine und vielleicht körniger Kalk ausscheiden lassen.

Hr. Tietze berichtet über das Ergebnis der Aufnahme auf den Blättern Breslau und Kunitz.

Die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Breslau wurde beendet.

Auf einer im Westen aus Buntsandstein, im Osten vielleicht aus Muschelkalk oder Keuper bestehenden Mulde, deren Muldenachse nach NW. einfällt, liegt Miocän in der Form von Tonen mit eingeschalteten schwachen Bänken von Feinsand, Sand und Braunkohlen, zusammen in einer Mächtigkeit von 100 oder mehr Metern.

Die Oberfläche dieses Tertiärs ist innerhalb des Blattes Breslau fast eben, senkt sich aber schwach nach SW. und bildet, wenn man berücksichtigt, daß sie auf den südlichen, westlichen und nördlichen Nachbarblättern bis zutage ansteigt, eine flache Mulde, in der diluviale Schichten erhalten blieben.

Das Diluvium besteht im wesentlichen aus einer annähernd

40 m mächtigen Bank von Grundmoräne, in die eine alte, mit Bändertonen ausgefüllte Schmelzwasserrinne eingeschnitten ist, die sich von NNO. nach SSW. quer über das ganze Blatt hinzieht. Diese Rinne wird gekreuzt von dem heutigen Odertal, das in seiner Anlage bis ins letzte Interglazial zurückreicht. Während der letzten Glazialzeit muß das Odertal trocken gelegen haben, denn es hat sich herausgestellt, daß unter den heutigen Alluvionen in 10 m Tiefe eine Windschliffsohle vorhanden war, die sich auch in zahlreichen Resten erhalten hat. Sie liegt auf einem Geschiebelehm, also müssen die obersten Schichten der Grundmoräne einmal eine Zeitlang der Verwitterung zugänglich gewesen sein. Auch dort, wo Diluvialinseln aus dem Alluvium hervorragen, und südlich der Stadt Breslau ist die Windschliffsohle erhalten und ist vom Löß bedeckt, soweit dieser noch nicht zerstört ist. Nördlich vom Oder-Weidetal findet sich auf dem Blatte nirgends mehr deutlich nachweisbarer Löß.

Die geologisch-agronomische Aufnahme auf Blatt Kunitz (westliche Hälfte) ergab, daß sich der das Nachbarblatt Wahlstatt noch völlig deckende Löß nur in einer schwachen Schicht bis ungefähr ans Südufer des Katzbachtales verfolgen läßt. Von da an nordwärts liegt also Miocän und Diluvium, letzteres nur in einer 2 m meist wenig übersteigenden Mächtigkeit, frei zutage. Das ältere Gebirge durchragt noch an einem Punkte östlich Gr. Beckern die jüngeren Schichten als Quarzkuppe, die in der geraden Fortsetzung des Tenscheler Quarzganges (Bl. Wahlstatt) liegt.

Durch eine besondere Begehung wurde die Fortsetzung der Lissaer Endmoränen über Sperenberg hinaus nach Westen hin verfolgt. Der Verlauf des neuen Endmoränenabschnittes ist etwa folgender: Von Luckenwalde aus ziehen sich die Endmoränen über Blatt Hennickendorf, Blatt Wildenbruch und Blatt Beelitz bis in die Gegend des Schwielow-Sees, legen sich dann in einem großen Bogen südwärts um Kloster Lehnin, lassen sich weiter westwärts über Blatt Göttin und Blatt Gr. Wusterwitz bis in die Gegend von Brandenburg verfolgen. Ihre weitere Fortsetzung ist durch die alten Elbdurchbrüche zur Havel zerstückelt. Doch gehören zu ihr die Höhen

bei Vehlen, Schlagenthin, der prächtige Bogen von Leopoldsburg und die Kattenberge bei Kl. Buckow. Von der Bahn Berlin-Stendal nordwärts schließen sie sich wieder zusammen und reichen bis Kamern auf Blatt Sandau, woselbst der Haveldurchbruch zur Elbe sie vorläufig wieder abschneidet.

8. Provinz Ostpreußen.

Hr. Hess von Wichdorff berichtet über die geologischen Aufnahmen auf Blatt Rydzewen (Gr.-A. 36, Nr. 3).

Das unmittelbar südlich an Lötzen anstoßende Blatt entspricht in seinem geologischen Bau ganz dem Typus der masurischen Seenlandschaft. Zwei, stellenweise drei Niederterrassen bilden an Steilufern und an Landengen weithin sichtbare Zeichen einst höherer Wasserstände dieser Seenbecken während der letzten Abschmelzperiode des Inlandeises. Auf der jüngsten dieser Terrassen, 1—3 m über dem heutigen Seespiegel, finden sich von hier bisher unbekannte[1]) weiße hochprozentige Terrassen-Seekalklager mit Unionen und Valvaten. Es sind dies Vorkommen derselben Art, wie sie zuerst von P. G. Krause[2]) auf Blatt Kutten aufgefunden und beschrieben und von mir[3]) später untersucht und ihrer geologischen Stellung nach bestimmt worden sind. Solche Terrassenkalk-Vorkommen sind auf Blatt Rydzewen während der Aufnahmen bisher auf dem inselartigen Vorsprung bei Bogatzewen und östlich der Kullabrücke nachgewiesen worden. Es handelt sich hier um $^1/_3$—$^3/_4$ m mächtige, sich meist 50—100 m lang erstreckende, trockne, reine Seekalkschichten, die gewöhnlich von $^1/_2$ m Sand bedeckt sind und von demselben Terrassensand unterlagert werden,

[1]) Größere, bisher nicht bekannte Terrassenkalklager wurden ebenfalls im Sommer 1915 von mir bei Sgonn und Försterei Waldersee auf Uferterrassen am Sdrusno-See, Uplick-See und Mucker-See nördlich von Puppen in der Johannisburger Heide aufgefunden.

[2]) P. G. Krause, Bericht über die Ergebnisse der Aufnahmen auf Blatt Kutten (Ostpreußen) im Jahre 1900. Dies. Jahrbuch für 1900, Bd. XXI, S. LXXX. 1901.

[3]) H. Hess von Wichdorff, Das masurische Interstadial. Dies. Jahrbuch für 1914, Bd. XXXV, Teil 2, S. 298—353. 1916.

in dem sie mithin unregelmäßige, aber ausgedehnte, linsenförmige Einlagerungen bilden. Daß diese Niederterrassen bereits seit Beginn der Alluvialzeit trocken lagen und nicht etwa durch Seensenkungen in der Ordenszeit erst zum Vorschein gekommen sind — was man bei der niedrigen Lage gewisser Terrassen vielleicht annehmen könnte —, beweist das Vorhandensein eines großen, von mir Ende Juli 1915 entdeckten und später während eines längeren Urlaubes in Gegenwart des Generalfeldmarschalls von Hindenburg von mir ausgegrabenen prähistorischen Gräberfeldes nahe der Kullabrücke. Dieser aus dem 1. bis 5. Jahrhundert nach Christus stammende Urnenkirchhof liegt mitten auf der nur 75 bis 150 m breiten Landenge zwischen Mulik-See und Saiten-See, $2^1/_2$ bis 4 m über dem heutigen Wasserspiegel. Da die Leichenverbrennung an Ort und Stelle stattgefunden hat, muß diese Landenge mindestens schon vor 2000 Jahren völlig trocken gelegen haben.

Die höchste Terrasse des Seengebietes, deren Ebene etwa 123—125 m über dem Meeresspiegel, d. h. 7—9 m über dem Wasserspiegel der umgebenden Seen, liegt, ist eine ausgeprägte Stauseeterrasse. Sie enthält tonige Feinsande und fette Tonbänke als Einlagerungen [∂as(h)] in meist feinem bis schwach kiesigem Sande und wird von kreuzgeschichteten Spatsanden und Spatkiesen unterlagert. Die meist nur $^1/_3$ m mächtigen eingelagerten Tonbänke dieser Stauseeterrasse wurden früher von einer jetzt eingegangenen Ziegelei am südlichen Rande des Rydzewer Waldes und werden ferner von einer noch heute bestehenden Ziegelei bei Kl. Jagodnen ausgebeutet. Diese Hochterrasse fällt am Rande mit scharf ausgeprägtem Steilhang zu den Niederterrassen ab, ein Umstand, der namentlich bei Abenddämmerung die Terrassengliederung des masurischen Seengebietes auch für Laienaugen deutlich erkennen läßt. Dieser Steilhang mit den Niederterrassen am Fuße ist am Westrand des Rydzewer Waldes und an den Gehängen an der Landenge zwischen Kullabrücke und Bogatzewen ebenso klar entwickelt wie längs der Landstraße von Gr. Jagodnen nach Kl. Jagodnen. Bei Rydzewen lehnt sich die Hochterrasse

unmittelbar an den Fuß der Rand-Endmoräne an, die das hochgelegene kuppige Grundmoränen- und Endmoränengebiet der Paprodtker Berge randlich umsäumen. Die gleichen Verhältnisse liegen bei Kl. und Gr. Jagodnen vor, wo allerdings das Szelonne Bruch als verlandeter Seenarm die Hochterrasse von dem kuppigen Endmoränengebiet trennt. Auf der Landenge bei der Kullabrücke ist die Hochterrasse in einzelne inselartige Tafelberge durch die Erosion zerlegt, die der Landschaft ein sehr charakteristisches Gepräge verleihen. Bei der Belagerung Lötzens im Weltkrieg 1914 bis 1915 haben die Landengen in den weiten Rinnenseen-Gebieten Masurens als wichtige Einfallspforten des Feindes nach dem Landesinneren eine große Rolle für die Verteidigung gespielt. Hierzu eigneten sich sowohl die hohen Steilgehänge tiefeingeschnittener Seenketten wie die isolierten Tafelberge mit ihren steilen Abhängen ganz besonders.

Das stark kuppig entwickelte Bergmassiv der Paprodtker Berge mit seinen stark ausgeprägten Endmoränenzonen, seinen Grundmoränenhöhenrücken, seinen tiefeingeschnittenen Trockentälern und vielen Mooren erhebt sich bis 50 m über den Seenspiegel. Die Endmoränenkuppen mit ihren charakteristischen Eigenformen bestehen zumeist aus kreuzgeschichtetem Spatsand (∂GII). Nicht selten sind auch die für Masuren so typischen Geröllepackungen (∂GI), die aus meist faustgroßen, abgerollten Steinen bestehen und für den Wege- und Eisenbahnbau besondere technische Bedeutung besitzen. Sie enthalten übrigens, ebenso wie die selteneren, aus durchschnittlich kopfgroßen Steinblöcken bestehenden Blockpackungen (∂G) zumeist viele silurische Kalksteine, die man besonders früher, stellenweise aber auch noch heute zum Kalkbrennen aufsammelte[1]). Beim Abbau Pissarek südöstlich Rydzewen steht noch heute ein zuletzt im Jahre 1915 benutzter masurischer Feldkalkofen völlig erhalten da; andere verfallene Kalköfen sind in diesem Gebiete am Fuße von Geröllepackungen häufig zu bemerken.

[1]) Näheres vergl. Hess von Wichdorff, Erster Bericht zu Blatt Kerschken. Dies. Jahrbuch für 1904, Bd. XXV, S. 821. 1907. — Masuren, Land und Leute. 1915.

Auch die Geschiebemergelgebiete in dem Bereich der Endmoränen erweisen sich vielfach als zugehörend zum Zuge der Endmoräne. Sie besitzen dann unregelmäßig aufgepreßte Einlagerungen von Kies und Spatsand oder werden von ihnen in wechselnder Tiefe unterlagert. Entsprechend dem kuppigen Gelände ist die Entkalkung des Geschiebemergels nur bis zu geringer Tiefe vorgedrungen, $^1/_2$—$^3/_4$ m durchschnittlich. Nur ein größeres Gebiet südöstlich von Rydzewen zeigt 1—$1^1/_2$ m Lehmdecke und würde sich wegen seiner Lage nahe am See und unmittelbar an der Schiffahrtsstraße trotz der relativ mageren Beschaffenheit des Lehmes zur Anlage einer Ziegelei eignen.

Im Straßeneinschnitt an der Chaussee von Rydzewen nach Wierczeyken und Przykop fand sich im Geschiebemergel eine Einlagerung von masurischem Interstadial in Form des von mir beschriebenen[1]) Pisidien-Magertones. Dieses während der geologischen Aufnahmen im Sommer 1915 aufgefundene Interstadial-Vorkommen ist bisher das einzige auf dem Blatte Rydzewen.

Die tiefeingesenkten Moore im Geschiebemergel- und Endmoränengebiet haben teilweise erhebliche Mächtigkeit. So besitzt z. B. das Rydzewer Gemeindebruch unmittelbar nördlich der Straße von Rydzewen nach Paprodtken 3—$5^1/_4$ m Mächtigkeit. Eine der in ihm ausgeführten Bohrungen ergab z. B.:

Flachmoortorf	0—5,25 m
Toniger Faulschlammkalk . . .	5,25—6,25 »
darunter Geschiebemergel.	

Die Tiefe und Beschaffenheit der masurischen Seen im Bereiche des Blattes Rydzewen hat bereits im Jahre 1888 W. Ule eingehend untersucht und beschrieben[2]).

[1]) Hess von Wichdorff, Das masurische Interstadial, a. a. O., S. 298—353. Das bisher südlichste Vorkommen von masurischem Interstadial wurde von mir im Sommer 1915 in den Endmoränenkiesen am Nordufer des Uplick-Sees bei Alt-Kelbonken in der Johannisburger Heide als Anodontenreiche Kalkeinlagerung von 20 cm Mächtigkeit aufgefunden.

[2]) W. Ule, Die Tiefenvorhältnisse der Masurischen Seen. Dies. Jahrbuch für 1889, Bd. X, S. 3*—54*.

9. Hohenzollern.

Herr SCHMIERER berichtet über seine Aufnahmen auf Blatt Jungingen-Thalheim (84, 41).

Die Aufnahme des Blattes Jungingen ist von H. MÜLLER 1913 begonnen und 1914 weitergeführt worden. Im Sommer 1915, nach dem Tode des auf dem Felde der Ehre gebliebenen Kollegen, führte ich Begehungen auf dem bereits aufgenommenen Teile aus und setzte sodann die Kartierung fort. Folgende Gliederung ist von H. MÜLLER und mir durchgeführt worden:

a) Der Lias, der nur in der äußersten Nordwestecke auf das Blatt übergreift, ist wie auf Blatt Hechingen gegliedert worden. Vertreten sind von den Davoeikalken ab die Stufen γ—ζ.

b) Im Braunen Jura gelangten zur Darstellung:

Die Opalinustone (bα), etwa 90 m mächtig, und die den Übergang zu Braun-β vermittelnde Schichtenfolge der »Wasserfallschichten« (bαs), deren Mächtigkeit etwa 15 m beträgt.

Innerhalb von Braun-β (bβ) war es möglich, auf weite Strecken die »Zopfplatten« (z) auszuscheiden. Sie bestehen aus plattigen, glimmerreichen Sandsteinen mit den bekannten Zöpfen und anderen Kriechspuren, Wellenfurchen usw., und treten trotz ihrer geringen Mächtigkeit von weniger als 1 m meist sehr deutlich in der Landschaft als Kante oder Stufe hervor. Die »Zopfplatten« liegen 8—10 m über den »Wasserfallschichten«.

Der »Staufensishorizont« (st) ist bei weitem nicht mehr in der Deutlichkeit entwickelt wie auf Blatt Balingen. Er besteht aus 2—3 Kalkeisenstein- oder Eisensteingeröllbänken, die bisweilen reich an kleinen Fossilien, insbesondere Austern, sind. Der leitende Ammonit ist bisher nicht gefunden. Wie auf Blatt Balingen tritt dieser Horizont etwa 12—15 m unter der Sowerbyibank auf. Die dunklen, toneisensteinreichen Schiefertone, die den Staufensishorizont von der Sowerbyibank trennen, wurden noch zu β gezogen. weil sie auf Blatt Balingen *Ludw. Murchisonae* geliefert haben. Die Gesamtmächtigkeit von β mag 35 m betragen.

In Braun-γ ($b\gamma$) gelangte im Hangenden die Region der »Blauen Kalke« zur Darstellung. Es ist eine rd. 10 m mächtige Schichtenfolge, beginnend mit einer Kalksandsteinbank von 40 bis 60 cm Mächtigkeit. Darüber liegen graue, etwas sandige Mergel. Im Hangenden stellen sich die eigentlichen »blauen Kalke«, feste Kalksandsteinbänke, ein, getrennt durch sandige Mergellagen.

Braun-δ ($b\delta$). Die Kalksandsteinbank im Hangenden ($b\delta_1$) ist im Gegensatz zu den tieferen »Blaukalkbänken« reich an Fossilien, die als charakteristisch für δ gelten. Die Sphaeroceras-arten scheinen auf die tieferen Kalksandsteinbänke beschränkt zu sein. Diese oberste Kalksandsteinbank entspricht dem oolithischen Kalk, der in der Balinger Gegend Braun-δ einleitet und die bekannte Spathulatusbank enthält. In nordöstlicher Richtung zeigt sich die Bank immer weniger oolithisch, dagegen nimmt der Sandgehalt zu. *Pecten spathulatus* fehlt übrigens auch bei Jungingen nicht in dieser obersten Kalksandsteinbank.

Das Mittlere δ ($b\delta_2$) umfaßt Mergel und graublaue, nicht oolithische Kalke. Im unteren Teile finden sich die »Muschelknollen« Quenstedt's.

Als $b\delta_3$ zu bezeichnen wären die Subfurcatusoolithe.

Die Gesamtmächtigkeit von δ beträgt 18—20 m.

Braun-ε ($b\varepsilon$) und Braun-ζ ($b\zeta$) sind fast überall von Albschutt verhüllt. Der Parkinsoniaoolith (P) scheint überall, etwa 8 m über der Unterkante, aufzutreten. Die Mächtigkeit von ε ist auf 20—25, die der Ornatentone auf 30 m zu schätzen. Wegen der fast allgemeinen Schuttbedeckung mußte die Grenze zwischen beiden Stufen beinahe überall konstruiert werden.

Über die Gliederung der Weißjura-Stufen soll später berichtet werden.

Nachträglich eingegangene Berichte älterer Aufnahmen.

Rheinprovinz.

Herr A. Leppla berichtet über die Übersichtsaufnahmen des Soonwaldes im Sommer 1914.

Die für die Zwecke der Übersichtskarte in der ersten Hälfte des vorigen Sommers durchgeführten Untersuchungen erstreckten sich im wesentlichen auf den unbekanntesten Teil des Unter- und Vordevon im Soonwald. Sie sollten die Lücken zwischen dem durch Sonderaufnahmen gut bekannten Taunus und dem Idar- und Hochwald ausfüllen und zum ersten Male das Unter- von dem Vordevon trennen.

Soweit mit sicheren Ergebnissen gerechnet werden kann, ist das Erreichte auf dem 1 : 100000-teiligen Blatt Simmern dargestellt.

In der Gliederung des Unterdevons, die von der Saar bis zur Wetterau keine bedeutenderen Abweichungen zeigt, ist in diesem Zwischenstück nichts geändert worden. Für die Zwecke der Übersichtskarte schien die Vereinigung der Hermeskeil-Sandsteine mit dem Taunusquarzit geboten.

Der Taunusquarzit hebt sich nicht plötzlich, sondern allmählich heraus, und zwar dadurch, daß die südöstlich geneigten Faltenwürfe von SW. nach NO. sich langsam emporheben, was mitunter durch Querbrüche unterstützt wird. Nur die beiden nördlichen Quarzitzüge Alteburg-Opel und Wildburg-Simmernkopf-Schanzerkopf heben sich so hoch empor, daß zwischen ihnen die bunten Schiefer der Gedinnestufe an die Oberfläche kommen. Es liegt nahe, hier an gleichgeneigte Flügel eines Sattels zu denken, aus dessen Kern sich die bunten Schiefer emporheben. Indes zeigen sich an beiden Enden dieses »Sattels« im Hahnenbachtal bei Henau und am Guldenbach bei Seibersbach zwischen den Verlängerungen beider Quarzitzüge die Hunsrückschiefer, also eher Einmuldungen als Sattelungen. Wie sich diese Widersprüche lösen werden, müssen weitere Forschungen zeigen.

Zwischen dem mittleren Quarzitzug Schwarzerden-Alteburg-Opel und dem südlichen Kisselbach-Kargrech-Steinberg-Weißfels treten nur hangende Tonschiefer (Hunsrückschiefer zumeist) zutage. Die beiden Quarzitzüge scheinen sonach eine Muldenfalte zu bilden. Da im Süden des südlichen Zuges anscheinend ebenfalls jüngere Schiefer auflagern, so würde dieser Zug als eine Sattelfalte zu gelten haben. Alle diese Schlüsse gelten natürlich nur unter der Außerachtlassung erheblicher streichender Störungen, Überschiebungen usw., wie sie zweifellos vorhanden sind.

Zu der eben gemachten Annahme, daß die Schiefer im Süden des südlichen Quarzitzuges bis zum unzweifelhaften Vordevon hin den hangenden Schiefern des eigentlichen Taunusquarzits angehören mögen, zwingen mich mehrere Gründe, in erster Linie die große Ähnlichkeit in den Gesteinen. Die Aufschlüsse am Guldenbach unterhalb des Bahnhofes Stromberger Neuhütte, am Gräfenbach ober- und unterhalb der Rotmüle, nicht minder diejenigen bei Seesbach, dann zwischen Kellenbach und Heinzenberg und zwischen Kallenfels und Hahnenbach bringen Tonschiefer zu Gesicht, die von den eigentlichen Hunsrückschiefern nicht zu unterscheiden sind. Wohl gebe ich zu, daß diese Schiefer gegen die Vordevongrenze oft phyllitisch werden, glänzen, Sericit aufnehmen und oft sehr starke Spuren von Verquetschung und Verdrückung tragen, so daß sie flaserig, blätterig und stengelig erscheinen.

Als zweiter Hauptgrund für meine Annahme gilt mir das Vorkommen von echten Quarziten und quarzitischen Schiefern in ihnen; ich kenne solche bei Seesbach, am Beilstein bei Waldfriede, bei Winterbach, Gebrot und Schweppenhausen. Es scheint mir auch wahrscheinlich, daß die Quarzite des Steinkallenfels im Hahnenbachtal bei Kirn, ebenso wie diejenigen am linken Naheufer bei Münster und Bingerbrück, von einigen Ausnahmen abgesehen, das nämliche Alter beanspruchen können.

Als verneinender Beweis kommt endlich der Mangel ähnlicher Tonschiefer und Quarzite in dem sicher bekannten Unterdevon, sowohl unter dem Taunusquarzit wie über dem Hunsrückschiefer und selbst innerhalb des Vordevons hinzu. Dahingestellt bleibe

vorerst noch, ob nicht auch die an Tonschiefer reichen grauen Quarzite des oberen Taunusquarzits zum Altersvergleich herangezogen werden können, wie ich sie im westlichen Rheingau bei Rüdesheim (Bl. Rüdesheim) ausgeschieden habe. Ihnen sind Tonschiefer zwischengelagert, die den Hunsrückschiefern stofflich und im Aussehen sehr nahe stehen.

In der Nähe der Drususbrücke bei Bingerbrück, am Südhang der Fustenburg und zwischen Stromberg und Eckenrot, sowie am Nordende von Abenteuer (Trauntal am Hochwald, Bl. Buhlenberg), und a. a. O. treten zwischen diesen Tonschiefern und Quarziten bunte Schiefer zutage, die sonst dem Gedinnien eigen sind. Wie sich diese Erscheinungen deuten lassen, müssen weitere Forschungen lehren.

Die Karte zeigt, daß die Quarzitzüge von zahlreichen Querbrüchen durchsetzt werden. Mit großer Deutlichkeit beobachtet man z. B. an der Alteburg, am Hölzerkopf, am Westende des Opels usw. ausgesprochene Nordsüdbrüche.

Die Grenze gegen das Vordevon ist verhältnismäßig scharf, wenngleich sie nirgends aufgeschlossen ist. Sie muß als eine Verwerfung aufgefaßt werden.

Das Vordevon selbst erweist sich in der Nähe der Störung durchweg als dicke, grüne bis grüngraue, plattige Schiefer von scheinbar ziemlich gleichmäßig dichtem Gefüge. Zwischen diesen, oft als sogenannte Diabasschiefer bezeichneten Grünschiefern und dem auflagernden Unterrotliegenden zeigen sich graue, hellgraue, auch grünlichgraue phyllitische, oft glimmerreiche, stark gefaltete und verquetschte, sericitische Schiefer, die in mancher Hinsicht den Eppsteiner Schiefern im Taunus ähnlich sind.

Hervorzuheben ist, daß diese Schiefer bei Argenschwang durch eine streichende Verwerfung vom Unteren Rotliegenden (Obere Kuseler Stufe) getrennt sind. Nach einem auf Kohle gerichteten Versuchsschacht zu schließen, hat die Störung ein steiles Einfallen nach NW. Das alte Gebirge ist also hier anscheinend auf das steilgestellte Unterrotliegende aufgeschoben worden, ein Vorgang, der sich auch am Südrande des Kohlengebirges an der Saar, am

sogenannten südlichen Hauptsprung, wiederholt. Er setzt einen beträchtlichen Seitenschub in der nachunterpermischen Zeit voraus, etwa nach Schluß der Tholeyer Stufe. Vom Oberrotliegenden sind ähnliche Lagerungsverhältnisse noch nicht bekannt.

Demgegenüber steht der normale Fall von ungleichförmiger Auflagerung des Unterrotliegenden auf dem aufgerichteten Vordevon. Er läßt sich in wünschenswerter Deutlichkeit in einem Ufernachbruch am Gauelsbach bei der Klebmühle oberhalb Langental beobachten.

Die Aufhäufung von Quarzitschutt am Fuße der steilen Quarzitrücken hat in den breiten Talmulden zwischen diesen, wie auch auf den flachen Schiefergehängen außerhalb der Quarzitzüge eine sehr beträchtliche Ausdehnung erreicht. Mehr als 3 km vom Anstehenden trifft man noch die scharfkantigen großen Blöcke des Quarzites, und manche Aufschlüsse zeigen Mächtigkeiten von mehr als 6 m. Trotz der auffälligen Form des Schuttes, seines Schichtungsmangels und seiner großen Ähnlichkeit mit einer Grundmoränenpackung kann ohne entscheidende Kennzeichen, wie Stirn- und Seitenmoränen, nicht an eine glaziale Entstehung gedacht werden. Dennoch mag er in der Hauptsache eiszeitlichen Alters sein. Die starke Schuttdecke verhindert und verbietet das Erkennen des Untergrundes und des genauen Baues des Unterdevons.

Die Untersuchungen in der Stromberger Umgebung und östlich von ihr sind noch nicht so weit gediehen, daß ein zuverlässiges Bild gegeben werden könnte.

Provinz Hessen-Nassau.

Herr M. Blanckenhorn berichtet über die Ergebnisse der Neuaufnahme des Blattes Großenlüder (Gr.-A. 69, Nr. 26) im Jahre 1906 (mit Nachträgen von 1914).

Die älteste geologische Aufnahme der Gegend zwischen Vogelsberg und Rhön ist die im Auftrage des mittelrheinischen geologischen Vereins von Tascher und Gutberlet vorgenommene des Blattes Herbstein-Fulda im Maßstab 1 : 50000, erschienen

1863. Dieselbe gibt einen ungefähren Überblick über die Verbreitung der Formationen, doch ist von letzteren z. B. der Muschelkalk und der Keuper überhaupt noch nicht gegliedert, sondern beide mit je einer Farbe dargestellt. Die Auffassung der tektonischen Verhältnisse steht noch ganz im Banne der damals herrschenden Elie de Beaumont'schen Hebungshypothese, wobei Erhebungen und Faltungen auch für die Triasperiode angenommen und der typische Graben Fulda-Salzschlirf als Mulde gedeutet werden.

Oskar Speyer nahm dann im Auftrage der Preußischen Geologischen Landesanstalt das Blatt Großenlüder im Maßstab 1:25000 auf. Seine Originalkarte, leider ohne begleitenden Bericht, stammt aus dem Jahre 1873. Auf derselben vermißt man noch Gliederungen des Buntsandsteins, Unteren und Oberen Wellenkalks, Oberen Muschelkalks. Die heute überall abgetrennten Stufen des Chirotheriumsandsteins, der Terebratelbank- und Schaumkalkregion im Oberen Wellenkalk, des Trochitenkalks sind noch nicht ausgeschieden. Unter diesen Umständen ist auch die Darstellung der ziemlich verwickelten Tektonik der von zahlreichen Verwerfungen umgebenen und durchzogenen Muschelkalkschollen noch unvollkommen geblieben.

Im Jahre 1906 erteilte mir die Geologische Landesanstalt den Auftrag zur Neuaufnahme und Fertigstellung des Blattes Großenlüder. Ich begann dieselbe am 14. August 1906 und untersuchte von meinem damaligen Standquartier Fulda aus zunächst die östlichen Zweidrittel des Blattes. Im folgenden Sommer 1907 wurde dann der westliche übrig gebliebene Rest des Blattes vom Dorfe Großenlüder aus aufgenommen. Der Bericht über diese letzte abschließende Aufnahmetätigkeit ist bereits in diesem Jahrbuch für 1908, Bd. XXIX, Teil II, Heft 3, Berlin 1911, S. 447—477, veröffentlicht. Dagegen blieb der erste Bericht über die Arbeiten im Jahre 1906 noch ungedruckt. Da aber das Kartenblatt selbst nebst Erläuterungen vorläufig noch nicht in absehbarer Zeit herausgegeben wird, erscheint die, wenn auch verspätete Veröffentlichung jenes ersten Berichts wünschenswert. Zwei nachträgliche kurze,

in den Jahren 1913 und 1914 vorgenommene Begehungen mit Besuch der wichtigsten neueren Aufschlüsse gaben mir übrigens Veranlassung, diesen wie auch den schon veröffentlichten Bericht noch durch neuere Beobachtungen zu ergänzen und teilweise umzugestalten.

Das Blatt Großenlüder gehört zum östlichen Vorland des Vogelsberges. Es umschließt im W. noch einen Randstreifen des vulkanischen Massivs an dessen Ostfuß und erstreckt sich nach O. bis zum Fuldatal, der tiefsten Einsenkung und Scheidelinie zwischen Vogelsberg und Rhön.

In seiner Hauptmasse besteht der Untergrund aus Buntsandstein, und zwar Mittlerem Buntsandstein, so im SW. und NO. In der Diagonale des Blattes zieht ein typischer Grabeneinbruch mit Muschelkalkschollen an seinen Rändern und Keuper in der Mitte von SO. nach NW.; das ist der Großenlüderer Graben. Eine zweite Grabenbruchzone, der Fuldaer Graben, nordöstlich von der ersten, greift nur mit ihrem NW.-Ende am Fuldatal noch in das Blatt Großenlüder ein, indem ihr Hauptteil dem östlich anschließenden Blatt Fulda angehört. Am W.-Rand des Blattes Großenlüder tauchen bereits die letzten basaltischen Ausläufer des Vogelsbergs auf. Im übrigen sind noch einige isolierte Basaltflecken über das Blatt zerstreut, unter denen der Himmelsbergbasalt als Schutzdecke über dem einzigen hier erhaltenen, Braunkohlen führenden Miocän und die Haimberge wegen ihrer Lage auf den Brüchen des Grabens beachtenswert sind.

Der tiefere Untergrund: Zechstein und Unterer Buntsandstein.

Das große Buntsandsteingebiet im SW. des Großenlüderer Grabens ist ein Konzessionsgebiet für Kalisalzgewinnung in der in der Tiefe anstehenden Zechsteinformation. Der Besitzer des Bergwerks ist die Gewerkschaft Rothenberg, deren Gründer, Leiter und Hauptaktionär Herr Emil Sauer in Berlin W. Eine ganze Anzahl Bohrungen sind in den Buntsandstein getrieben worden. Das älteste Bohrloch von 700 m wurde 1899 dicht an der Straße Giesel-Fulda im Gieseltal auf der linken, d. h. nord-

westlichen Seite ca. 400 m unter der Stelle, wo der Weg in den Schinnegraben hinaufführt, gestoßen. Es kam angeblich in 463 m Tiefe auf Steinsalz. Das zweite 1902 war im Wieveltal dicht westlich Giesel. Ein drittes Bohrloch liegt im Talgrund oberhalb Kleinheiligkreuz am N.-Fuß des Himmelsbergs; ein anderes südwestlich vom Hofe Haselhecke kam in 650 m Tiefe auf Steinsalz. Es folgten 3 oder 4 weitere Bohrungen auf der rechten (südöstlichen) Seite der Gieseler Straße unterhalb des obigen allerersten und ein solches im Schinnegraben. Nach Aussage des Bohrmeisters traf man in den letzten Bohrlöchern unter 0,50 m Dammerde etwa 300 m Buntsandstein, oben rot, unten hell, dann ca. 100 m Bröckelschiefer und Letten des Unteren Buntsandsteins bezw. Obersten Zechsteins, weiterhin Letten, Dolomit und Anhydrit der Zechsteinformation, bei ca. 600 m Kalisalze, deren Mächtigkeit hier auf 60 m geschätzt wird, während sie bei Neuhof (auf dem südlich angrenzenden Blatt) geringer sind.

Nähere Angaben über den Zechsteinuntergrund und den nirgends bis an die Oberfläche tretenden Unteren Buntsandstein findet man bereits in meinem oben erwähnten Bericht 1911 verzeichnet, wo ich auch die Ergebnisse der verschiedenen Bohrlöcher in einer Übersichtstabelle vergleichend zusammengestellt habe.

Mittlerer Buntsandstein.

Die älteste, an der Oberfläche anstehende Sedimentstufe ist der Mittlere Buntsandstein.

Nach den erwähnten Tiefbohrungen auf Kalisalz würde er eine Mächtigkeit von 220—300 m besitzen.

Wie auf den benachbarten Blättern Fulda, Weyhers, Salzschlirf lassen sich im ganzen zwei an Stärke ungleiche Abteilungen unterscheiden.

Der Hauptbuntsandstein.

Die untere Stufe, der eigentliche Hauptbuntsandstein mag 200 m mächtig sein. Er besteht aus einem unregelmäßigen Wechsel von grobkörnigen, mittelkörnigen und feinkörnigen Bänken von vorherrschend rötlicher Farbe, von denen die gröberen

in dicken, die feinkörnigen in dünnschiefrigen, ebenflächigen Lagen erscheinen. Das Bindemittel ist vorwiegend tonig, weniger kieselig, daher die Festigkeit meist gering. Eingeschaltet sind meist dunkelrot gefärbte Schiefertone. Verbreitet ist diese Stufe besonders im S. in der Umgegend von Giesel im Königl. Forst Giesel. Nur an wenigen Punkten werden die Bänke fest genug, um gebrochen und als Werkstein verwandt werden zu können. Ein Steinbruch unter der Windmühle von Giesel läßt einen Wechsel von dickeren, roten, harten, mittelkörnigen Bänken mit viel Tongallen und dünnschieferigem, karmoisinrotem, feinkörnigem Tonsandstein mit grünen Fleckchen und Streifen erkennen. Namentlich letzterer zeigt vollkommen ebene Schichtflächen mit etwas Glimmer und eignet sich gut zu Pflasterplatten.

Die Bausandsteinzone.

Die zweite Stufe des Mittleren Buntsandsteins ist die hier Gerölle führende Bausandsteinzone, die man auch als Chirotheriumsandstein im weiteren Sinne bezeichnen kann. Ihre Mächtigkeit beträgt nur 20—32 m. Dieser Stufe gehören die meisten Steinbrüche innerhalb des Buntsandsteins an. Sie ist wichtig einerseits in praktischer Beziehung wegen der Bausteine, die sie liefert, andererseits stratigraphisch-theoretisch, weil sie 2 Chirotherienhorizonte umfaßt, einen an der Basis, den anderen an ihrer Oberkante direkt unter dem Röt. So lassen sich in ihr im ganzen 3 Unterstufen unterscheiden: die untere Chirotherien- oder Fährtenlage, der eigentliche geröllführende Bausandstein und der Obere Chirotheriumsandstein.

1. Der Untere Chirotheriensandstein.

Die Chirotheriensandsteine zeichnen sich gegenüber dem mehr gleichförmigen Bausandstein durch den Wechsel harter, heller oder rötlich violetter, plattiger oder auch schieferiger Sandsteine mit graugrünen oder roten Letten aus. Die Letten erscheinen aber nicht immer; sie sind vielmehr oft durch mürben, dünnschieferigen, tonigen Sandstein von violettroter Farbe, der z. T. auffallend diskordant geschichtet ist, auch zu Sand zerfällt, ersetzt.

Im ersteren Falle, d. h. da wo die plattigen Sandsteine mit Lettenlagen wechseln, beobachtet man auf der Unterfläche der Sandsteine häufig die sogenannten Fließwülste, d. h. längsgestreckte Wülste mit keulenförmigen Anschwellungen, Knoten und Höckern von unregelmäßiger Gestalt, wie sie entstehen bei fließender Bewegung einer oberen breiartigen Masse über einer noch weichen Unterlage. Auch Netzleisten, die von Trockenrissen der unterliegenden Tonlagen herrühren, Gleitspuren von bewegten Geröllen oder Pflanzenresten oder andere charakteristische Uferbildungen lassen sich erkennen.

Von größter Bedeutung aber sind wirkliche Fährten von großen Amphibien, die innerhalb des Blattes Großenlüder in früherer Zeit an 2 Stellen gefunden wurden: südlich Harmerz am Wege nach Neuhof und an der Kirche von Istergiesel. Diese beiden Vorkommen gehören augenscheinlich dem tieferen Chirotheriumhorizont an. Von den Tierfährten bei Harmerz wird von A. Wagner[1]) ausdrücklich betont, daß sie 100' (d. h. ca. 30 m) unter dem Röt lagen. Die Mehrzahl derselben betrachtet er als zu *Chirotherium Barthi* gehörig, doch meint H. Eck[2]), daß diese Zugehörigkeit einer erneuten Prüfung bedürfe. Die ehemals beim Bau der Kirche von Istergiesel gefundenen zeichnen sich nach O. Speyer durch deutlich sichtbare Spitznägel aus und sollen den jetzt im Fuldaer Museum aufbewahrten Fährten von Neuhof-Opperz (auf Blatt Neuhof südlich vom Blatt Großenlüder) gleichen. Bei letzteren ist die Vordertatze 3, die Hintertatze 5 Zoll lang, und an der Oberfläche fällt besonders das eigentümlich Chagrinartige wie bei der Haut von Kröten auf, was man sonst bei *Chirotherium Barthi* nicht bemerkt hat.

Gegenwärtig ist an der Istergieseler Kirche natürlich kein Aufschluß mehr vorhanden. Auch sonst habe ich auf Blatt Großenlüder trotz Suchens und Nachfrage keine weiteren Tierfährten

[1]) A. Wagner, Tierfährten im Buntsandstein von Fulda bis Würzburg. N. Jahrb. f. Min. 1860, S. 693.

[2]) H. Eck, Salzschlirf unweit Fulda. Dieses Jahrb. für 1901, Bd. XXII, Heft 2, 1902, S. 223.

entdeckt, sondern in dem Unteren Chirotheriumsandstein nur die oben erwähnten Erscheinungen auf Plattenunterseiten beobachten können, so bei Istergiesel, im S. von Zell und an einer kleinen Stelle am Ausgang des Käsbachtals an dessen linkem Uferhang südlich Pröbel.

Stratigraphische Äquivalente des unteren Chirotheriumhorizonts auf den Blättern Großenlüder und Neuhof finden wir mehr in Süddeutschland als in Norddeutschland. Im nahegelegenen Spessart entsprechen ihm die Unteren Chirotherienschichten, eine 2—5 m starke Lage bunter Sandsteine mit Dolomit und Karneolknollen zwischen dem Hauptkonglomerat des Mittleren Buntsandsteins und dem Voltziensandstein, der dort gewöhnlich schon dem Oberen Buntsandstein zugerechnet wird. Im Odenwald haben wir an der Stelle die sogenannte Karneolbank, hellfarbige Sandsteine mit Karneolschnüren, in der Hardt die 40—60 m mächtigen Zwischenschichten, d. h. bunte, z. T. carbonathaltige und manganfleckige Sandsteine mit Konglomeraten und zu unterst mit Dolomit und Karneolknollen, im Schwarzwald endlich den gleichen unteren Karneolhorizont, der dort auch ein »horizontbeständiges« Knochenlager mit *Trematosaurus*-Knochen, das »Buntsandsteinbonebed« Axel Schmidt's[1]) enthält, das über 10 Kartenblätter verfolgt werden konnte. In Süddeutschland fällt also diesem Unteren Chirotherienhorizont, der überall nachgewiesen wurde, eine bedeutsame Rolle zu, nämlich der der Scheide zwischen Mittlerem und Oberem Buntsandstein, die dort tiefer gelegt wird als bei uns.

In Norddeutschland kenne ich den unteren Fährtenhorizont, abgesehen von dieser Gegend zwischen Rhön und Vogelsberg, fossilführend nur noch von Karlshafen[2]) an der Weser in Nieder-

[1]) Axel Schmidt, Über Fossilhorizonte im Buntsandstein des östlichen Schwarzwaldes. Mitteil. d. Geol. Abt. d. Kgl. württ. Stat. Landesamts. Stuttgart 1910.

[2]) Hornstein, Belegmaterial zur Geologie der Umgegend von Cassel. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. Bd. LIV, S. 118. 1902. — Blanckenhorn, Geologie und Topographie der näheren Umgebung Cassels. Festschr. zur 75. Vers. Deutsch. Naturf. u. Ärzte in Cassel, S. 7 und Fig. 1. 1903.

hessen. Auch dort gibt es schöne Tierfährten in einer Lage von mindestens 20 m unter der Oberkante des Bausandsteins, d. h. in dessen Unterhälfte oder Basisregion. Auch dort sind es nur zum Teil echte Chirotheriumfährten, vielmehr zum größeren Teil solche von kleineren Dimensionen, die auf Schildkröten zurückgeführt werden.

2. Der eigentliche Bausandstein.

Der Bausandstein des Blattes Großenlüder entspricht genau dem, was Bücking in den Erläuterungen zu Blatt Fulda und Weyhers als »Pilgerzeller Bausandstein« bezeichnet hat. Es sind feste Sandsteine von vorherrschend mittlerem Korn und kieseligem Bindemittel, aber wechselnd in Farbe, weiß, gelbgrau oder rötlich. Sie zeichnen sich besonders in ihren oberen Lagen an den meisten Plätzen durch Auftreten von groben Geröllen, namentlich aus weißem Quarz, aus. Solche geröllreichen Lagen wurden beobachtet bei Harmerz, Zirkenbach, in den Steinbrüchen auf Möllers Äckern an der Straße zwischen Maberzell und Unterbimbach, auf den Krämichsäckern und an der Eisengasse nordöstlich Unterbimbach.

Wie ich das schon in meinem früheren Bericht 1911, S. 457, ausdrücklich hervorgehoben habe, wäre es verfehlt, diesen einzigen Geröllhorizont im hiesigen Buntsandstein etwa dem sogenannten »Hauptkonglomerat« im oberen Teil des Vogesensandsteins Süddeutschlands gleichzustellen. Vielmehr stellt er, da ihm ja der untere Chirotherium- bezw. Karneolhorizont noch untergelagert ist, einen höheren Horizont dar. Der geröllführende Bausandstein von Pilgerzell und des Blattes Großenlüder ist dem Voltziensandstein Westdeutschlands, dem Plattensandstein der bayerischen Geologen äquivalent.

Als Beispiele für die Ausbildung des oberen Teils des Bausandsteins in Verbindung mit dem nachfolgenden Oberen Chirotheriumsandstein bis zur Rötgrenze führe ich 4 Profile an:

a) Steinbruch dicht oberhalb Harmerz auf der rechten Talseite von oben nach unten:

		Sandsteinbänke mit roten Schiefertonzwischenlagen
Oberer Chirotheriensandstein	0,35 m	dünnschieferiger Sandstein
	0,45 »	eine dicke Bank oder dafür diskordant geschichteter Sandstein
	0,64 »	rote, glimmerig-sandige Letten oder toniger Sandstein, feucht, Wasserhorizont
	0,30 »	dünnschieferiger, glimmerreicher Sandstein
Bausandstein	1,10 »	roter Sandstein
	1,40–1,80 m	gelblicher Sandstein mit Quarzgeröllen und Tongallen
	1,50 m	rötlicher Sandstein mit Quarzgeröllen und Tongallen

b) Steinbruch im Eisenbahneinschnitt im SO. von Maberzell:

Ob. Chir.-sandstein 6,10 m	3,10 m	sechs helle, schieferige Sandsteinbänke
	3,00 »	dünnschieferiger, roter Sandstein ohne Glimmer mit Tongallen und Flecken
Bausandstein	0,90 »	zwei Sandsteinbänke
	2,00 »	eine feste rote Bank mit zerstreuten Kieseln
	0,40 »	hellrötliche Bank, oben mit roten Tongallen und Geröllen
	1,20 »	heller oder roter Sandstein, auf der oberen Schichtfläche viel Quarzgeröll
		Grüne Letten

c) Steinbruch dicht westlich Maberzell:

Oberer Chirotheriensandstein 2,83 m	0,13 m	Sandstein
	0,05 »	graugrüne Letten
	0,70 »	heller, dünnschieferiger, löcheriger Sandstein mit grüner Oberfläche
	0,30 »	grüne, sandige Letten, z. T. mit ganz dünnen Sandsteinbänkchen
	0,15 »	brauner Sand oder bröckliger Sandstein
	0,25 »	Sandstein
	1,25 »	Letten, oben graugrün, unten rot
Bausandstein	4,00 »	violetter Sandstein mit diskordanter Schichtung
	1,50 »	rötlicher, löcheriger, dünnschieferiger Sandstein mit diskordanter Schichtung

d) Steinbruch an der Eisengasse nordöstlich Unterbimbach:

Ob. Chirotheriensandstein 2,70 m	0,60 m	roter, plattiger Sandstein
	0,50 »	mürber Sandstein oder Sand
	0,50–0,65 m	roter Sandstein
	1,00 m	rote und graugrüne Letten
Bausandstein	0,50 »	dünnere Sandsteinplatten
	3,10 »	heller Sandstein, teilweise Tigersandstein mit schwarzen oder braungelben Tupfen oder Streifen. Darin Quarzkiesel.

3. Der Obere Chirotheriumsandstein.

Der Obere oder Fränkische Chirotheriumsandstein, die Deckschicht des Bausandsteins bezw. Basisschicht des Röts ist nur in Steinbrüchen scharf vom übrigen Buntsandstein abzuscheiden. Über den obersten festen dicken Bänken des Bausandsteins, die in den Brüchen als Werksteine gewonnen werden, erkennt man bis zum eigentlichen Rötmergel zunächst meist etwa 0,30—0,70 m dünnschiefrigen, glimmerreichen Tonsandstein, dann eine bis zu 1,25 m starke Lage von roten, oben graugrünen, sandigen Letten, endlich noch 1,60—3 m hellen oder rötlich violetten, plattigen oder auch dünnschiefrigen Sandstein, der z. T. auffällig diskordant geschichtet ist. Die Letten erscheinen aber nicht immer; sie sind vielmehr oft genug (so bei b) ganz durch mürben, dünnschiefrigen, tonigen Sandstein von violettroter Farbe, der auch zu Sand zerfällt, ersetzt.

Die Fließwülste, Gleitspuren und Netzleisten auf den Schichtunterseiten der Sandsteine sind hier ungleich spärlicher zu beobachten als im Unteren Chirotheriensandstein. Tierfährten hat man meines Wissens hier noch gar nicht gefunden.

Dennoch unterliegt es wohl keinem Zweifel, daß wir hier den nämlichen Horizont haben wie bei den bekannten Heßberger Fährten aus der Umgegend von Hildburghausen, von wo die Chirotherienfährten zuerst bekannt wurden. Denn in beiden Fällen handelt es sich um das unmittelbar Liegende des Röts.

Röt.

Der Röt hat eine Mächtigkeit von 30—45 m.

Er beginnt mit graugrünen, bald aber fast ausschließlich roten Schieferletten. Weiter aufwärts trifft man zwischen bunten Letten eingelagert braunrote, glimmerreiche Tonsandsteinbänke, die in ihrer Beschaffenheit sehr an den Schilfsandstein des Keupers oder den Grödner Sandstein der Alpen erinnern. Auf der Unterseite zeigen diese Sandsteinbänke (z. B. im W. von Maberzell) schöne Steinsalzpseudomorphosen oder auch Fließwülste, Höcker und Leisten nach Art des Chirotheriumsandsteins. Die Oberseite da-

gegen ist in vielen Fällen mit scharf ausgeprägten Rippeln oder Wellenfurchen bedeckt.

Der Röt ist häufig in tiefen Wasserrissen aufgeschlossen, so namentlich südlich von Oberbimbach am Bienfeld, wo dreimal übereinander je 40—50 cm roter Sandstein zwischen vorherrschend roten, z. T. aber auch graugrünen Letten zu beobachten sind.

In der Oberregion sind die eingelagerten harten Bänke heller rötlich bis grünlichweiß und nehmen teils quarzitische, teils mergelige Beschaffenheit an.

Versteinerungen hat man innerhalb des Röts bisher nur an der Ruine der St. Vinzenz-Kapelle vorgefunden. Etwa 8 m unter der oberen Grenze enthalten dort rote gefleckte Mergel: *Myophoria vulgaris*, *costata* und *Corbula*-Abdrücke. Etwas höher, d. h. 3 m unter dem ockergelben Wellendolomit, sind weiche dolomitische Sandsteinbänkchen bald mit Abdrücken von *Myophoria vulgaris*, bald von *Estheria Albertii* Voltz bedeckt.

Die sogenannten Modiolakalke von West-Thüringen fehlen in der Fuldaer Gegend.

Der Wellenkalk.

Der Untere Wellenkalk, d. h. seine untere größere Hälfte bis zur Terebratelbankregion ist in dem Schollengebiet im mittleren Teil des Blattes Großenlüder nur an wenigen Stellen vertreten, indem z. B. längs der ganzen SW.-Seite des Grabens der Muschelkalk an der Randverwerfung gleich mit den Terebratelbänken beginnt. Den allertiefsten Teil des Muschelkalkes, die Grenzregion zwischen Röt und Muschelkalk, kann man in der östlichen Hälfte des Blattes Großenlüder deutlich nur an 2 Stellen beobachten, am N.-Fuß des Schulzenberges und am SW.-Fuß des Himberges.

Im Unteren Wellenkalk macht sich die sogenannte Oolithbank kaum irgend bemerkbar. Es ist eine härtere Bank von gelblicher oder grauvioletter Färbung, arm an Versteinerungen, die nur am N.-Abhang des Schulzenberges in einigen kleinen Löchern, wahrscheinlich alten prähistorischen Wohngruben, zutage tritt.

Die Terebratelbankregion

besteht sonst gewöhnlich aus 2 dicken, wohl charakterisierten, fossilführenden Bänken von oolithischem oder auch nicht oolithischem blauem hartem Kalk, die durch 2—4 m Wellenkalk getrennt sind. Auf Blatt Großenlüder hat man es (mit einer Ausnahme, vergl. das folgende Spezialprofil) nur mit einer unteren einheitlichen oder durch Zwischenlagen geteilten Fossilbank zu tun, über der noch einige, mit Wellenkalk wechselnde Konglomeratbänke folgen.

Die Terebratelbänke selbst erscheinen in 2 verschiedenen Ausbildungsweisen, nämlich als rostbraune Oolithbänke, reich an *Pecten discites*, *Myophoria ovata* und *laevigata*, aber stets ohne Terebrateln, z. T. übergehend in grobkörnigen, krystallinischen gelben Kalk oder als grauer Kalk, reich an Wurmkriechspuren, Crinoidenstielgliedern, Terebrateln und Spiriferen, der oft ganz den Eindruck von Trochitenkalk macht. Aber diese beiden Facies sind (mit einer Ausnahme) nicht übereinander, jede in einer dicken Bank vertreten, sondern vertreten sich horizontal, schließen sich gegenseitig aus. Die an Terebrateln und Bohrwurmspuren reichen Kalke findet man auf dem Kamm oder den scharfen Rändern der höchsten Aufragungen der Grabenregion, dem Schulzenberg und dem Haimberg, ferner dem Löschberg und Heidenküppel. Die Oolithkalke herrschen an allen andern Plätzen.

Die Stärke der Hauptwerksteinbank in dieser Region schwankt zwischen 1,80 m (so in dem Steinbruch bei Besges) und 1 m.

Den besten Aufschluß der ganzen Terebratelregion bietet unstreitig der große Steinbruch neben der Eisenbahn im SW. von Maberzell:

Von oben nach unten:

		Bröckliger Wellenkalk mit Kernen von *Myophoria orbicularis*.
? Obere Terebratelbank	0,22—27 m	Harte oolithische Konglomeratbank »Limabank«, im Innern vereinzelt *Terebratula*-Spuren, auf der Oberfläche viel *Lima lineata* und Hörnesien
	1,43 m	Wellenkalk mit losen Hörnesien
	0,05 »	» » » Kreuz- oder Diagonalschichtung
	0,46 »	»
	0,05 »	» » » Diagonalschichtung

	0,57 m		Wellenkalk
	0,20 + 0,05 m		graue oolithische Konglomeratbänke, hart, rostig, gefleckt mit Versteinerungen
	1,20—1,26	»	Wellenkalk
	0,35—42	»	hellblaue harte Konglomeratbank
	0,45	»	dünnschiefriger Wellenkalk
Untere Terebratelbank 1,07 bis 1,80	0,12—28	»	kavernöser oolithischer Kalk
	0,15—24	»	schiefriger Wellenkalk
	0,10—35	»	oolithisches Konglomerat, innen bläulich, außen violett oder gelb mit *Myophoria ovata*, *laevigata* und *Pecten discites*
	0,50—73	»	grauer, knolliger, harter Kalk mit Bohrwurmgängen
	0,20	»	oolithische Bank, blau, außen rötlich mit grobem Dolomitspat oder Eisenspat
	1	»	fester Ockerkalk.

Beachtenswert ist in diesem Profil auch das Auftreten von 2 Kalklagen mit der eigentümlichen Kreuz- oder Diagonalschichtung bezw. diskordanten Parallelstruktur als Zeichen für Flachwasserbildung, wie man sie sonst gewöhnlich nur mitten in der Region des Schaumkalkes wahrnimmt.

Zum Vergleich gebe ich noch ein zweites Profil der Terebratelbankregion vom NW.-Fuß des Schulzenberges:

		Oben flasriger Wellenkalk mit viel Wülsten
	0,20 m	feste, dichte, etwas rostige Bank
	0,55 »	Wechsel von schiefrigem Mergelkalk mit 2 dünnen harten Kalkbänken
	0,10 »	fester, dichter, harter, schwerer Kalk, rostig gefleckt
	1,50 »	Wellenkalk, z. T. flasrig
	0,24 »	harter, dichter Kalk nach Art einer Gregarienbank
	1,34 »	Zwischenlage von Wellenkalk
	0,25 »	harter, schwerer, konglomeratischer Kalk
	0,37 »	Wellenkalkzwischenlage
Untere Terebratelbank 1,19 m	0,10 »	typischer Oolithkalk
	0,02—04 m	Zwischenlage
	0,16 m	Oolithkalk mit Versteinerungen
	0,63 »	ockergelber körniger Dolomit
	0,27 »	Oolithkalk mit Myophorien und Stylolithen.

Mehrfach sieht man auf Blatt Großenlüder die Oolithkalke mehr oder weniger ersetzt durch fein- oder grobkrystallinische dolomitische Kalke oder richtigen Dolomit von Ockerfarbe. Das

ist immer da der Fall, wo die Terebratelbank an die Hauptrandspalten des Großenlüderer Grabens herantritt und hängt mit dem ehemaligen Auftreten magnesiahaltiger Quellen (»Bitterwässer«) auf diesen Spalten zusammen, welche die Dolomitisierung bewirkten. Ein typisches Beispiel bietet das Vorkommen am Lingegrund im W. des Löschbergs dicht an der Eisenbahn, wo wenigstens ein Teil der Terebratelbank aus lauter Dolomitrhomboedern besteht, die durch Verwitterung zu Dolomitsand zerfallen.

Oberer Wellenkalk.

Aus dem Oberen Wellenkalk zwischen der Terebratelzone und dem nachfolgenden Schaumkalk ist das Vorkommen einer harten Kalkbank, reich an *Nucula*, *Corbula*, *Lucina* und *Hörnesia* am Löschberg zu erwähnen.

Am Haimberg und Löschberg traf ich noch eine harte Bank mit Crinoidenstielgliedern, *Spirifer* und *Terebratula*, bei Besges eine Pentacrinitenschicht, die außer Stielgliedern von *Pentacrinus* und *Encrinus* einen schlecht erhaltenen, aber unverkennbaren Ceratiten führte.

Am Vogelsberg ist der Obere Wellenkalk am besten durch einen großen Steinbruch anfgeschlossen, enthält hier aber gar keine Petrefaktenbänke bis an die Grenze des untersten Schaumkalks. Die Mächtigkeit der Schichten zwischen der Hauptterebratelbank und dem Schaumkalk konnte hier zu 17 m gemessen werden.

Die Schaumkalkregion

ist stark beteiligt am Aufbau der südwestlichen Randschollen des großen Grabens, wo sie eine beträchtliche Oberflächenverbreitung in den höchsten Teilen des Rückens hat infolge der dort teilweise horizontalen Lagerung, die erst gegen die Grabeninnenseite zu in steileres Einfallen bis zur Überkippung nahe der Verwerfung neben dem Gipskeuper übergeht.

Auf dem Vogelsberg bei Mittelrode ist die Schaumkalkregion in zahlreichen Steinbrüchen aufgeschlossen, in denen man den Hauptschaumkalkhorizont in einer Stärke von 30—75 cm horizontal weit verfolgen kann. Hier wurde nahe der SW.-Kante des Berges folgendes Profil beobachtet:

Oben 0,65—1,10 m flasriger Wellenkalk
0,08—0,20 » Kalk mit Diagonalschichtung, übergehend in Kalk mit senkrechter Klüftung

geht nach W. in festen, einheitlichen Schaumkalk von 0,62—75 m Dicke über
0,40—50 » gefleckte, schwach schiefrige, petrefaktenarme Bänke
0,20 » harte Bänke
0,20 » schiefriger Ockerkalk, übergehend in Wellenkalk
0,80 » harte Bänke mit Stylolithen
1,10 » flasriger Wellenkalk, bildet die SW.-Kante des Bergrückens.

In der östlichen Fortsetzung finden wir statt dessen:
oben 1 m Wellenkalk
0,15 » ebenflächige Bank, schwach senkrecht zerklüftet
0,03 » sehr harte Bank
0,03 » bröcklige, schiefrige Letten, gelbgrau
0,30 » Schaumkalk, konglomeratisch
0,68 » Wellenkalk
0,50 » harte, ebenflächige Bänke
0,75 » Wellenkalk.

Die höchsten Lagen des Schaumkalks sind hier nicht gut aufgeschlossen. In denselben fällt nahe der südwestlichen Grabenrandverwerfung eine Ockerkalkzone auf.

Im Hohlwege am Löschberge konnten 2 durch ockergelbe schiefrige Kalke getrennte Schaumkalkbänke unterschieden werden, die untere von typischer Beschaffenheit, die obere konglomeratisch.

Am Hühnerküppel bei Haimbach und am Heidenküppel bei Unterbimbach trifft man an Stelle der unteren Schaumkalkbank einen grauen dichten, z. T. auch feinschaumigen, aber völlig feinkrystallinischen Kalk mit einigen durch *Myophoria orbicularis* bedingten Hohlräumen, als Vertreter der höheren Bank ein rauhes teils grobschaumiges, teils zellig-kavernöses Gestein an, das an die Zellendolomite des Mittleren Muschelkalks erinnert, aber Kalkgerölle einschließt. Daneben fand sich eine eben geschichte Bank von hellgrauem, groboolithischem Kalk, dessen $^1/_2$—1 mm große Körner an der Oberfläche auswittern.

Sehr gute Aufschlüsse der Schaumkalkregion liegen im nordwestlichen Teile des Blattes Großenlüder auf dem Weinberge und Langenberge bei Müs. Die dortigen, schon in meinem früheren Bericht erwähnten Kalksteinbrüche erfuhren in der Zwischenzeit teilweise wesentliche Erweiterungen. Da ich dieselben nach meiner

Aufnahmstätigkeit noch einmal (1913) zu besuchen die Gelegenheit hatte, sei zur Ergänzung des Berichts nach Folgendes nachgetragen.

Ein größerer Steinbruch auf dem Weinberg im Süden von Müs zeigte:

Oben:	0,15—30 m	Obere Schaumkalkbank, reich an Crinoiden.
Zwischenlagen 2,80 m	1,20 »	schiefrigen Wellenkalk
	0,03 »	Petrefaktenbank
	0,12 »	Wellenkalk
	0,01 »	diagonal geschichtete Bank
	0,25 »	Kalk
	0,04 »	Petrefaktenbank
	0,18 »	Kalk
	0,07 »	diagonal geschichtete Bank
	0,10 »	Kalk
	0,04 »	Gregarienbank
	0,17 »	Kalkschiefer
	0,07 »	Gregarienbank
	1,18 »	Kalk mit Stylolithen
	0,05 »	Petrefaktenbank
	0,24 »	ebenschiefriger Kalk
	0,90 »	Hauptschaumkalk.

Östlich von diesem Bruch erschließt ein zweiter:

	0,36 m	Crinoidenkalk, Oberer Schaumkalk
Zwischenlage 3,14 m	0,44 »	harter Kalk mit senkrechter Klüftung
	2,70 »	bröckliger Wellenkalk
Hauptschaumkalk 1,97 m	0,60 »	Schaumkalk
	0,30 »	grobwulstige Zwischenlage
	1,07 »	crinoidenreicher Schaumkalk.

Der neue Bruch der Kalk- und Steinwerke Großenlüder (Besitzer Möller, Keel, v. Kaitz, Otterbein und F. Meister) in der nördlichsten Scholle des Langenbergs zeigt besonders die tieferen Lagen der Zone:

Hauptschaumkalk 2,96 m	0,40 m	harte, feste, etwas konglomeratische Bänke
	0,20 »	weiche, helle Mergelschiefer
	1,67 »	dichter, oolithischer Schaumkalk
	0,43 »	schiefriger Kalk
	0,26 »	fester Schaumkalk[1])
	0,92 »	schiefriger Mergelkalk[2]) (mit Lublinit)
	0,55 »	zelliger Ockerkalk[3]).

[1]) Wird verwendet zum Verputzen.
[2]) » » » Mauern, als Bindekalk, Mörtel.
[3]) Gibt gemahlen ein vorzügliches Düngemittel.

Eine auffällige und beachtenswerte Erscheinung in diesem Steinbruch ist das Auftreten eines milchweißen schimmeligen Überzugs auf allen frischen Klüften und Höhlungen. Es ist das »Bergmilch« oder »Lublinit«, die monokline Modifikation des Calciumcarbonats, die sich nach R. Lang[1]) überall da aus zirkulierendem kalkhaltigem Porenwasser oder der im Gestein vorhandenen Bergfeuchtigkeit ausscheidet, wo Sauerstoff fehlt und die Kohlensäure als chemisch aktive Substanz herrscht, d. h. wo Höhlungen von der Einwirkung des atmosphärischen Sauerstoffs abgeschlossen sind.

Der Mittlere Muschelkalk

hat die übliche Ausbildung. Zu erwähnen ist nur das Vorkommen von eigentümlichen Zellenkalken am Heidenküppel, die durch Einschlüsse von ziegelroten Tonfragmenten rötlich gefleckt sind.

Hornsteinkalke.

An der Südecke des Heidenküppels wurden an diesem Horizont beobachtet: Kalke mit dünnen pechschwarzen Feuersteinlagen, Oolithbänke und dünnschiefrige Kalklagen, darunter eine ganz bedeckt von zahllosen winzigen Gastropoden: *Omphaloptycha gregaria*, *Natica (?) turbilina*, *Chemnitzia gracilior* und anderen.

Trochitenkalk.

Der eigentliche Trochitenkalk ist merkwürdigerweise nirgends in Steinbrüchen aufgeschlossen mit Ausnahme eines einzigen kleinen, sehr alten, aber immer noch offenen Bruchs an der Straße Fulda-Haimbach hinter dem Neuenberger Wirtshaus, wo seine mit großen *Encrinus*-Stielgliedern gespickten dicken Bänke an einer Verwerfung neben Mittlerem Muschelkalk erscheinen.

Nodosenkalk.

Im Nodosenkalk verdient ein schöner kleiner Bruch an der Straße Neuenberg-Maberzell jenseits des Eisenbahnviadukts gegen-

[1]) Rich. Lang, Lublinit, die monokline Modifikation des Calciumcarbonats. N. Jahrb. f. Min. Beil.-Bd. XXXVIII, S. 121. 1914.

über Horas Erwähnung wegen der ungemein zahlreichen Versteinerungen, namentlich an Ceratiten und Fischresten. Dort fanden sich: *Encrinus liliiformis; Pecten discites*, *Anomia* sp., *Hörnesia socialis*, *Nucula Goldfussi* und *elliptica*, *Anoplophora musculoides*, *Corbula gregaria; Omphaloptycha gregaria*, *Fedaiella magna;* Zähne von *Hybodus*, *Acrodus* sp., ein wohlerhaltener Fischkopf (im Besitz des Herrn Hauptlehrers Professor VONDERAU zu Fulda); *Nautilus bidorsatus*, *Ceratites nodosus* (massenhaft).

Der Aufschluß in der Oberregion der Nodosenkalke hinter der Tivolibrauerei lieferte *Ceratites semipartitus*, sowie *Ophiura Giessi* HASSENKAMP (Original zu Fulda, Sammlung des naturhist. Vereins).

Ein neuerdings 1914 längs der Straße Haimbach-Mittelrode angelegter Graben der zum Wasserbehälter auf dem Vogelsberg führenden Wasserleitung brachte im Innern des Großenlüderer Grabens Aufschlüsse, die einen genaueren Einblick in das Oberflächenprofil gewährten. Der hier im tiefsten Teil der Längsdepression erscheinende Nodosenkalk, gekennzeichnet durch seine Petrefaktenführung, auch Ceratiten, kommt hier infolge einer lokalen Auffaltung des Trochitenkalks und einer Trennung durch einen Alluvialstreifen dreimal an die Oberfläche, bis Diluvialbedeckung und dann Lettenkohle an seine Stelle tritt.

Lettenkohlenkeuper.

Der Lettenkohlenkeuper ist im Großenlüderer Graben auf der Innenseite der Randspalten an 6 Stellen entwickelt: im S. von Johannisberg, im W. von Sickels, im SW. des Schulzenbergs, an der Schneidemühle zwischen Niederrode und Sickels, am NO.-Abhang des Vogelsbergs bei Haimbach und an der Eisenbahn im O. von Elbrichshof. Es ist ein Wechsel von gelben, zelligen oder auch dichten Dolomiten, feinkrystallinischen, grauen Kalkbänken mit eingeschlossenen weißen Kalkspatkrystallen und runzeliger Oberfläche, blau- und gelbgebänderten Kalkbänken, schmutzig-gelbbraunen Mergeln, glimmerigen Sandsteinen, die in sandige Letten übergehen und blauschwarzen, schwach kohligen Schiefertonen.

Am Ostfuß des Vogelsbergs bei Haimbach sind die schmutziggraugelben Schiefer bedeckt mit Abdrücken von *Estheria minuta*, zahlreichen, wohlerhaltenen Pflanzen und spärlichen Insektenresten. Hassenkamp sammelte und beschrieb von dort: *Equisetum arenaceum* Jäg. sp., *Pterophyllum Grepini* Hass. und *longifolium* Brongn., *Chlatrophyllum Meriani* Heer, *Baiera furcata* Hass. sp., *Bambusium* sp., *Danaeospsis marantacea* Sternb. sp., *Spirangium Quenstedti* Schimp., Schuppe und Blattstiel einer Cycadee, Holz von *Araucarites*, Samen einer Conifere, *Xylomites* sp., auf einem Fragment einer Farnrachis sitzend; Zähnchen von *Acrodus* sp., Schüppchen von Ganoidfischen. Ferner *Natica* sp. in den Eisensteinbänkchen, Reste von Insekten (Käferabdrücke von einer Eucremenide, etwa *Ciconia* oder *Microthagus*, Larve eines Staphyliniden, Flügeldecke von *Glaphyroptera?*) in den zarten Mergeln.

Von wechselnder Mächtigkeit ist der Grenzdolomit, teils aus lockeren Dolomitmergeln von lichtgelber Farbe, teils aus zähem braunem kavernösem Dolomit bestehend, der *Myophoria Goldfussi*, sowie nach Hassenkamp verschiedene andere Conchylienreste und Fischzähne enthalten soll.

Der Mittlere oder Bunte Keuper

ist in dem östlichen Teil des Blattes Großenlüder trotz seiner Verbreitung leider nirgends gut aufgeschlossen.

Im ganzen kann man 2 Abteilungen unterscheiden: Die untere, der Gipskeuper, setzt sich vorherrschend aus roten Keupermergeln mit den üblichen Knauern und Adern von Kalkspat und Quarz, hellen knolligen Bänken mit Quarz und Zellendolomit zusammen, so am Vogelsbergabhang und Bienfeld. Die höhere Abteilung des Steinmergelkeupers besteht aus bröckligem, hellem vorherrschend grauem, seltener gelbem Schieferton und Letten mit einzelnen festen, z. T. sandigen Steinmergelbänken und eisenschüssigem Tonsandstein, Toneisenstein, Sandsteinschiefer und Kalkspatbänkchen, so am Merzbach bei Unterbimbach.

Eine Vertretung des Schilfsandsteins konnte bis jetzt nicht festgestellt werden, ebensowenig wurden irgend welche Versteinerungen gefunden.

Untermiocän.

Die nächst jüngere Ablagerung nach dem Keuper ist das Untermiocän des Himmelsbergs bei Giesel, der einzige Rest ehemaligen, in größerer Ausbreitung vorhanden gewesenen Braunkohlen-Tertiärs innerhalb des Blattes Großenlüder, der sich unter dem Schutze einer Basaltdecke erhielt.

Das dortige Tertiär ist durch einen Stollen und Schacht im W. des Berges erschlossen worden, bis man 1873 den Bergbau einstellte wegen der Entlegenheit der Gegend und der zu hohen Kosten. Die Schichtenfolge ist von oben nach unten:

Basalt
Ton, z. T. auch Basalttuff
Triebsand
Ton
Moorkohle mit Ligniteinschlüssen

in zwei schmalen Flözen.

Auch Raseneisenstein, wovon Stücke auf der Halde liegen, ist durch den Stollen zutage gefördert worden.

Die dünnschiefrigen, schwarzen bis schokoladebraunen Blätterschiefer lieferten eine große Anzahl Pflanzenreste, welche von Hassenkamp gesammelt und von Senckenbergianum zu Frankfurt am Main erworben wurden. H. Engelhardt (Abh. d. Senckenberg. naturforsch. Ges. 20, 1903, S. 251) hat in dieser Flora ca. 100 Arten erkannt. Besonders sind vertreten: Cupuliferen, Papilionaceen, Juglandeen, Rhamneen, Myriceen, Betulaceen, Proteaceen, Ulmaceen, Salicineen, Laurineen, Acerineen und Farne. Engelhardt reiht diese Flora, die im ganzen auf gemäßigtes Klima hinweist, dem Untermiocän an. Nach der Anzahl der gefundenen Blätter, Zweige und Früchte zu schließen ragen an Menge hervor; *Glyptostrobus europaeus* Brongn. sp., *Sequoia Langsdorfi* Brongn. sp., *Planera Ungeri* Kóv., *Betula dryadum* Brongn., *Acer trilobatum* Sternb. sp., *Pterocarya denticulata* Web. sp., *Juglans bilinica* Ung., *Pisonia eocenica* Ett., *Liquidambar europaeum* A. Braun.

Am SO.-Ende des Himmelsbergrückens beobachtet man unter der Basaltdecke ockergelben Ton, dann rotgeflammten, bunten, groben, tonigen Sand, der seinerseits dem Buntsandstein aufliegt.

Basalt.

Basaltdurchbrüche wurden in dem untersuchten Teil des Kartengebiets beobachtet: je einer am Kalvarienberge bei Fulda am Ostrande des Blattes, auf dem Schiebberg am Nordrand des Blattes, auf dem Himmelsberg im Süden und zwei an den Haimbergen in der Mitte des Blattes. Es sind durchweg Plagioklasbasalte miocänen Alters, der vierten Eruptionsperiode im Sinne Gutberlet's angehörend.

Der Basalt vom Kalvarienberg bei Fulda, der schon von Gutberlet[1]) und Bücking[2]) eingehend behandelt wurde, ist bekannt durch seinen Reichtum an Mineralbildungen, die teils im Gestein eingewachsen sind, teils als Neubildungen die häufigen Drusen erfüllen:

Saphir mit abgerundeten Krystallkanten und matten Flächen, zonig aufgebaut
Bleiglanz mit Schwefelkies
Magnetkies
Sanidin oder Rhyacolith durch feurige Metamorphose von eingeschlossenem Phonolith
Phosphorit an metamorphosiertem eingeschlossenem Muschelkalk
Sphaerosiderit
Calcit und Aragonit
Phillipsit, Natrolit und Gismondin
Bolus und Dellessit.

Von fremden Gesteinen finden sich eingeschlossen: Gneis, Granit, Syenit (?), Diabas, Gabbro (?), Phonolith, Olivinfels, Buntsandstein, Muschelkalk, Röt.

Das unbedeutende Basaltvorkommen auf dem Schiebberg liegt südlich vom Gipfelpunkt dieses Berges 25 Schritt westlich von dem Hauptwege, der in NNW.-Richtung über den Gipfel führt

[1]) Gutberlet, Geognostische und geologische Beobachtungen über den Kalvarienberg bei Fulda. Mit geol. Karte und Profilen. Bericht Oberhess. Ges. f. Natur- und Heilkunde. S. 83. 1857.

[2]) Bücking, Blatt Fulda. Erläut. geol. Karte Preußen u. benachbart. Bundesstaaten, Lfrg. 184. 1911.

und zwar 100 Schritt von dem prähistorischen Steinwall, der diesen Hauptweg an einem Querwege kreuzt. Es bildet eine unmerkliche Erhöhung von $1^1/_2$ m mitten im Gebüsch und hat elliptischen Umriß. Der größte Durchmesser der Ellipse beträgt nur 60 Schritt. Das Gestein ist teilweise bröcklig-kokkolithisch infolge Sonnenbrandverwitterung.

Die Haimberge bieten 2 Basaltkuppen genau über der großen Verwerfung, welche die aus Wellenkalk bestehende SW.-Scholle des großen Grabens an ihrer Innenseite gegen den Gipskeuper begrenzt. An die SO.-Kuppe knüpft sich noch dadurch ein besonderes Interesse, daß sie gegen Ende der Steinzeit eine menschliche burgartige Ansiedlung trug. Sie ist bedeckt mit Wohngruben oder Margellen und war einst rings von einem künstlichen, durch ein Holzgerüst gestützten oder festgehaltenen Wall oder Mauer aus Basaltsteinen umzogen. Durch Brand sind die Basalte dieser Umwallung nachträglich angeschmolzen und verschlackt[1]). Am Nordabhang dieser Kuppe wie auch auf dem norwestlichen Haimberge befindet sich je ein großer Steinbruch.

Am Himmelsberg ist der in einem Steinbruch dicht am Gipfelpunkt erschlossene Basalt bald gleichmäßig dicht und dann plattig abgesondert, bald grusig in rundlich-eckige Körner zerfallend infolge Sonnenbrennerstruktur.

Basalttuff.

Basalttuffe zeigen sich innerhalb der Westhälfte des Blattes Großenlüder in ihrer Verbreitung beschränkt.

Am Kalvarienberg sah man früher in einem jetzt verschütteten Aufschlusse auf der Westseite 2 regelmäßige Lagen von Basalt mit senkrecht stehenden Säulen im Wechsel mit einer dazwischen liegenden Schicht von Tuff bezw. Asche und Lapillis.

Am Himmelsberge tritt Tuff nur am Südrande der Basaltdecke als Unterlage heraus.

Auch auf dem Schiebberge kommt Tuff neben dem Basalt vor.

---

[1]) Vonderau, Zwei vorgeschichtliche Schlackenwälle im Fuldaer Lande. Zweites Ergänzungsheft Ver. Naturk. Fulda. 1901, mit 2 Plänen.

Pliocän.

Während die Braunkohlen führenden Ablagerungen des Miocäns nur in beträchtlichen Höhen über den heutigen Talgründen sich vorfinden, demnach die Herausbildung der letzteren augenscheinlich damals noch nicht begonnen hatte, ändern sich die Verhältnisse wesentlich mit dem jüngeren Tertiär oder Pliocän. Die hierher gehörigen Ablagerungen finden sich alle in tieferen Niveaus an den Abhängen bis zum Grund der heutigen Täler jedesmal in engster Verbindung mit den sie überall bedeckenden Diluvialablagerungen. Ihre wesentliche Zusammensetzung aus Sanden und Kiesen deutet schon auf lebhaftere Wasserwirkungen und Flußerosion hin, als sie der Mitteltertiärperiode eigen war.

Die Mächtigkeit der Ablagerungen aus dieser Stufe geht bis zu 11 m.

Sie sind besonders verbreitet in der Umgebung des Fulda- und Lüdertals oberhalb der engen Durchbrüche genannter Flüsse durch das nordöstliche Buntsandsteingebirge, also zwischen Johannisberg, Horas und Maberzell einerseits und zwischen Großenlüder und Bimbach. Jene Durchbrüche, die heute das ganze Gebiet nach N. entwässern, existierten in ihrer heutigen Gestalt zur Pliocänzeit noch nicht. Sie wurden erst im Laufe des Diluviums ausgetieft und so mußten sich die in Bächen zusammenströmenden Gewässer südwärts etwas aufstauen in einer Kette von kleinen Seen, an deren Ufern Mastodonten weideten.

Als Beispiele der Beschaffenheit des Pliocäns lasse ich 6 Profile folgen.

1. Ziegelei Stock gegenüber Horas auf dem linken Fuldaufer:

Von oben nach unten: Geröllmassen des Diluviums

ca. 7 m
- 1 m Ton, nur lokal, sich auskeilend
- 2,50 » streifiger Sand und feiner Kies
- 0,75 » schmutzig-gelber Ton, in der Mitte graublau
- 2,40 » bunter, gebänderter Sand mit Quarzkieseln und lokal auftretender Manganeisensandsteinlage von 0,50 m Dicke. Darin häufig Holz und Wurzelstücke in Brauneisen umgewandelt.

An der Basis ca. 1—2 m über der alluvialen Talsohle der »Niederterrasse« anstehend Buntsandstein. (Bausandstein bezw. Chirotheriensandstein.)

2. Sandgrube im Langebachtal südwestlich von 1.:

Diluvialgeröll
4 m { dunkelgelber Sand
grauer, toniger Sand, Wasserhorizont
hellgelber Sand
0,60 m Gerölle von Quarz
1,60 » Sand
1,00 » Ton, oben Wasserhorizont
0,80—1,20 m gelber Bändersand
0,60—1,10 » Tonnest, sich auskeilend
0,70 m gelbweißer Sand mit Brauneisenholz
1,50—2 m Sand mit zerstreuten weißen Quarzkieseln

Summa 10—11 m.

3. Mittlere Sandgrube (der Stadt Fulda gehörig) im Haimbachtal (im SSO. von 2.):

grobes Diluvialgeröll
6 m gelber Sand
1—1½ m Linse von grauem Ton mit roten Flecken
3 m { gelber Sand
graue Tonlinse
Sand, bis zur Talsohle reichend.

Die beiden Tonlinsen verschmelzen gegen W. durch Auskeilen der Sandzwischenlage. Im ganzen sind es 9 m gelber Sand mit unregelmäßigen Linsen von Ton. Zu beachten ist, daß der unterste Sand in diesem Seitental der Fulda in der Grube bis zur Tiefe der benachbarten Talsohle erschlossen wurde, ohne daß damit sein Liegendes erreicht war. Hier muß also das Tal zur Pliocänzeit schon mindestens ebenso völlig ausgetieft gewesen sein wie jetzt. Es wurde dann von den Pliocänsanden und -tonen und dem nachfolgenden ältesten Diluvium wieder ausgefüllt und dann von neuem eingeschnitten.

4. Obere oder letzte Sandgrube im Haimbachtal an der Landstraße Fulda-Haimbach im S. von 2., im W. von 3.:

ca. 10 m {
5,90 m grober, rötlicher Sand
0,75 » grober, roter Sand mit viel Geröllen aus Rötmergeln und Rötquarzit
2,00 » heller Mauersand
1,30 » dunkelockergelber Sand, darin 2—3 dünne Lagen von Geröll aus Rötmergel, Rötel und Quarz
Basis nicht erschlossen, wahrscheinlich Röt.

5. Westlich Neuenheerse, südöstlich von 4.

Oben 1 m Lößdecke
1—3 » diluvialer Schotter aus Quarzgeröllen
Pliocän { Schwarzer Ton mit Knochenresten, nur lokal
Sande, toniger Sand mit einem Dicotyledonenblatt und gelber, sandiger Eisenstein mit Holzresten.

6. Eisenbahneinschnitt südlich von Oberbimbach.

0,40 m brauner Sand
0,40—60 » hellgraublaue oder rotbraune Tonnester
1,50—0,40 » schwarzes, manganschüssiges Geröll (Buntsandstein, Quarz usw.).

Allen diesen wie andern Vorkommnissen des Pliocäns ist gemeinsam: die regelmäßige Überlagerung der obersten angeführten Schicht durch typisches Diluvialgeröll, ferner das nesterweise Auftreten von Ton, das Vorherrschen des Sandes, die bunte, vorherrschend gelbe Farbe der Sande, das häufige Auftreten weißer Quarzkiesel, die besonders aus den oberen Konglomeratlagen des Buntsandsteins ausgewaschen sind, die vielen Gerölle aus dem Röt, der in mehreren Sandgruben als Untergrund bloßgelegt ist, die häufige Verfestigung der Sande zu Eisensandstein, Raseneisenstein, Manganeisensandstein, das Vorkommen von in Eisenstein umgewandeltem Holz und Wurzeln sowie auch von Lignit (in Johannisberg), endlich das vereinzelte Vorkommen von großen Knochen (bei Neuenberg und Johannisberg).

Genauer bestimmbare tierische Reste sind auf dem Blatte Großenlüder im Pliocän nicht gefunden, dagegen mehrfach auf dem östlich anstoßenden Blatt Fulda (Zähne von *Mastodon arvernensis* und *Borsoni*) in den dort mächtigeren Tonlagen, die auch dort mit Sanden wechsellagern.

Pliocän-diluviale Eisensteinbildungen.

Eine in ihrem Alter noch nicht sicher präzisierte Stellung nehmen an manchen Plätzen ausgedehnte Eisensteinlager ein, die teilweise wohl pliocän sind. Sie treten immer am Rand anstehender Triassedimente zwischen ihnen und dem Diluvium auf. Sie wurden nach Möglichkeit auf der Karte mit besonderer Farbe ausgeschieden. Ihre größte Verbreitung haben sie zwischen Großenlüder und Unter-

bimbach auf dem linken Ufer der Lüder (über Keuper), dann an der sogenannten Eisengasse oberhalb Unterbimbach (über Buntsandstein) und zwischen Maberzell und Zirkenbach am Außenrande der großen Diluvialflächen des Fuldatals.

Man beobachtet hier einen Wechsel von intensiv eisenbraun gefärbtem Ton, Toneisenstein, Eisenocker, Brauneisen, Raseneisenstein, manganreichem Sandstein, Bohnerz, Rötel. Die Eisensandsteine schwellen am östlichen Ufer des Schlötterbachs und Steinbachs nordwestlich Oberbimbach zu ungewöhnlicher Mächtigkeit an. In dieser Gegend hat man auch seinerzeit an einen Abbau der Eisenerze gedacht.

Diluvium.

Das Diluvium besteht wesentlich aus bald sandigen, bald lehmigen groben Schottern an der Basis und aufliegendem Lehm, der nur ganz vereinzelt durch Löß ersetzt ist.

Die Gerölle der Basisschotter gehören in erster Linie dem Hauptbuntsandstein an. An einigen Plätzen, so im O. des Schulzenbergs und im N. des Exerzierplatzes herrschen Quarzkiesel vor. Basalt und Phonolith sind überall im Fuldagebiet zerstreut. Muschelkalk fehlt in der Regel als Geröll. Den Geröllschichten schieben sich dünne Sandschmitzen ein.

Das beste Diluvialprofil gewährt der große Aufschluß der Ziegelei Stock gegenüber Horas auf dem linken Fuldaufer. Die hier zutage tretenden Schichten liegen den oben S. 33 als Pliocän im Profil 1 aufgeführten direkt auf und sind als obere Fortsetzung des Profils zu denken.

Oben	6—7 m	Leimen mit Manganknötchen oder auch Wechsel von erdfarbenem, tonigem Lehm und dunkelockerbraunem, sandigem Lehm mit Lagen von Manganknötchen
	0,20 »	mittelkörniger, gelbbrauner Sand
	0,35 »	gelber Bänderton mit einzelnen Geröllen von Basalt und Sandstein
	1,00 »	grauer, unten gelber, plastischer Ton
	0,40—75 »	schwarzer, sandiger Lehm
	0,50—60 »	roter Sand, nur lokal
	1,00—1,60 »	grobes Geröll mit roten Sandzwischenlagen

S. ca. 10,50—11 m.

Alluvialer Kalktuff und Torf.

600 m nordöstlich von Niederrode treten neben der südwestlichen Grabenrandverwerfung über Röt Quellen heraus, welche einerseits zur Bildung von Kalktuff, andererseits auch einige Schritt unterhalb zu der von Torf Veranlassung gaben. Beide Bildungen, der Kalktuff wie der Torf, sind reich an Conchylienschalen:

Pisidium sp., *Succinea oblonga*, *putris* und *Pfeifferi*, *Cochlicopa lubrica*, *Napaeus montanus*, *Helix nemoralis*, *H. hispida*, *H. sericea* und *Helix* sp. cf. *unidentata*, aber mit 2 Zähnen an der Mündung, *Hyalina cellaria*.

Torf findet sich außerdem noch an dem eigentümlichen »Seeloch«, einem abflußlosen kreisrunden Becken im S. von Zell, das zweifellos einer lokalen Einsenkung am Gebirgsfuße seine Entstehung verdankt, vielleicht einem unterirdischen Zusammensturz einer im Gebiet der Zechsteinformation gelegenen Höhle, die mit der Auslaugung von Salzlagern in Zusammenhang stand.

Menschliche Vorgeschichte.

Von großem Interesse sind noch die auf Blatt Großenlüder und Nachbarschaft entdeckten Spuren vorgeschichtlicher menschlicher Ansiedelungen, über welche wir besonders den unermüdlichen, mit Ausgrabungen verbundenen Forschungen des Professors Vonderau, Hauptlehrers zu Fulda, genauere Kunde verdanken. Wir ersehen daraus, daß das Becken von Fulda und der Großenlüderer Graben von der neolithischen Periode an zu wiederholten Malen besiedelt gewesen ist.

Neolithicum. Der ersten Periode menschlicher Ansiedelungen in dieser Gegend, dem jüngsten Neolithicum, dürften zwei Fundstätten angehören: auf dem Schulzenberg[1]) der auffälligsten, weithin sichtbaren kahlen Muschelkalk-Erhebung am NO.-Rand des Großenlüderer Grabens und auf dem gegenüber im SW. gelegenen basaltischen Haimberg[2]). Der erstgenannte Platz diente

[1]) Vonderau, Steinzeitliche Hockergräber und Wohnstätten auf dem Schulzenberg bei Fulda. Sechste Veröff. des Fuldaer Geschichts-Vereins, 1907.

[2]) Derselbe, a. a. O., Schlackenwälle im Fuldaer Lande.

angeblich als Wohn- und Begräbnisstätte in ruhigen Zeiten des Friedens, der zweite als Zufluchtsstätte zu Zeiten der Gefahr. Am Schulzenberg fanden sich alte Wohngruben und Gräber. Bei letzteren lagen die Leichen in Hockerstellung sitzend oder liegend. Bei Anlage der Gräber waren Basaltsäulen (vom Haimberg) zur Umfassung verwandt. Die beigegebenen Tongefäße zeigten Schnurkeramik. Der Haimberg war eine Burg mit Wall aus Holz und Basaltsteinen, der mit oder ohne Absicht in Brand geraten und verschlackt war. Ein ähnlicher Schlackenwall derselben Periode wurde von VONDERAU auf dem Sengersberg, der bedeutendsten, oben basaltgekrönten Erhebung im NO. von Salzschlirf (Blatt Salzschlirf) festgestellt.

Auch zur Bronzezeit muß der Haimberggipfel noch bewohnt gewesen sein, nach dem Fund eines Stückes zinnarmer Bronze zu urteilen, das auf frühe Bronzezeit hinweist.

Der Frühhallstadt-Periode (1200—1000 v. Chr.) werden die am Lanneshofe[1]) im O. von Fulda (Blatt Fulda) ausgehobenen Gräber zugeteilt.

Die Früh-Latène-Zeit (fünftes bis erstes Jahrhundert vor Chr.) ist vertreten durch einen Ringwall und Wohngräben (Margellen, Cabanes) am nördlichen Heidenküppel[2]) oder Hädenberg bei Unterbimbach, einer Muschelkalkscholle am NO.-Rand des Großenlüderer Grabens. Eine dort gefundene Bronzefibel würde dieser Zeit entsprechen.

Der Spät-Latène-Zeit, speziell der Mitte des 4. Jahrhunderts nach Chr. gehört ein slavisches Pfahlbaudorf im Fuldatal am SW.-Fuße des Frauenbergs an der Grenze zwischen Blatt Fulda und Großenlüder an. Man entdeckte die Reste dieses Pfahlbaus[3]) im oberen Teil einer Moorschicht aus Torfmoos, die dort bei gelegentlichen Ausschachtungen in einer Tiefe von 3 m unter der

[1]) VONDERAU, Das Gräberfeld bei dem Lanneshof im Kreise Fulda. Siebente Veröff. d. Fuldaer Gesch.-Ver. 1909.

[2]) VONDERAU, Der Ringwall am nördl. Heidenküppel bei Unterbimbach. Fünfte Veröff. d. Fuldaer Gesch.-Ver. 1905.

[3]) VONDERAU, Pfahlbauten im Fuldatale. Erste Veröff. d. Fuldaer Geschichts-Ver. 1899.

Oberfläche angetroffen wurde. Dieses Vorkommens ist bereits in den Erläuterungen zu Blatt Fulda Erwähnung geschehen und dort hervorgehoben, daß sich während der folgenden historischen Zeit von etwa 1500 Jahren der Talboden um 3 m erhöht haben und sich vordem hier ein Moor befunden haben muß.

Welcher prähistorischen Periode der früher erwähnte Steinwall auf dem Schippberg oder Schiebberg angehört, wo sich vermutlich wie am Haimberg und Heidenküppel abseits von den Verkehrswegen mitten im Walde eine befestigte Zufluchtsstätte befand, ist noch nicht nachgewiesen.

Provinz Schlesien.

Herr G. Gürich berichtet über die Ergebnisse der Aufnahmen auf Blatt Striegau bis 1911[1]).

Die Beobachtungen beziehen sich auf folgende Gesteinsarten und Formationsglieder: 1. Granit, 2. Kontaktzone des Granits, 3. Alte Schiefer (Silur?), 4. Basalt, 5. Tertiär, 6. Diluvium, 7. Alluvium.

1. Der Granit.

Im Blattgebiete sind zwei Varietäten zu unterscheiden: a) der eigentliche Striegauer Granit mit Quarz, zwei Feldspäten und Biotit, b) Zweiglimmergranit.

A. Der Striegauer Granit tritt auf: 1. im Norden und Nordwesten der Stadt Striegau selbst, 2. am Streitberge, 3. an den Järischauer Bergen, also im nordwestlichen Teile des Blattes. Außerdem sind zwei weitere Fundpunkte vom Ostrande des Blattes hervorzuheben: 1. Finkenlinde, 2. Beatenhöhe, nordwestlich und nördlich von Laasan.

B. Der Zweiglimmergranit wurde nur an einem Punkte, am Kriegerdenkmal südwestlich bei Saarau gefunden.

A. Biotitgranit.

Der Granit von der Beatenhöhe stimmt mit den übrigen Vorkommnissen nicht ganz überein. Die petrographischen Unter-

[1]) Eingereicht Juni 1914.

schiede der Granitabarten aus den verschiedenen Steinbrüchen der näheren Umgebung von Striegau[1]) scheinen nicht wesentlich zu sein; die Techniker sind aber wohl imstande, die verschiedene Herkunft der Steine an kleinen äußeren Merkmalen festzustellen. Der Granit des Streitberges ist etwas gröber körnig mit schwach ausgeprägter porphyrischer Struktur. Das Gestein der Striegau-Gräbener Brüche ist weniger grobkörnig; das Hervortreten einzelner porphyrischer Kalifeldspäte macht sich nur gelegentlich bemerklich. Die Farbe beider Feldspäte ist in allen Brüchen weiß, abgesehen natürlich von den oberflächlich verwitterten Granitpartien, die durch Brauneisen gebräunt sind.

Die von dem Blatt Jauer beschriebene, als Kalthäuser Typus bezeichnete Granitvarietät hat sich bisher weder auf Blatt Striegau, noch in den übrigen benachbarten Gebieten gefunden.

Der Striegauer Granit zeigt eine ausgezeichnet wagerechte Absonderung und läßt sich außerdem nach zwei bestimmten Richtungen senkrecht zu dieser Absonderung spalten. Die eine Richtung verläuft ungefähr parallel zu den sogenannten Kopfabgängen, das sind gewisse Kluftsysteme, die zumeist nach Nord-West gerichtet sind; die andere verläuft senkrecht dazu. Es lassen sich deswegen würfelartige Gesteinsstücke verhältnismäßig leicht gewinnen.

Auf dieser Eigenart, die beim Striegauer Granit ganz besonders kräftig ausgebildet ist, beruht die hohe Gewinnbarkeit und Bearbeitbarkeit des Gesteins. Die horizontale plattige Absonderung macht sich je näher der Erdoberfläche um so deutlicher bemerkbar. In der Tiefe der Brüche erzeugt sie Platten von über 1 m Stärke. In manchen Steinbrüchen hat man im Ausgehenden Platten von etwa Handbreitstärke und von mehreren Quadratmetern Oberfläche gewinnen können. Die Richtung der Kopfabgänge ist nicht überall die gleiche. Im allgemeinen senkrecht, fallen sie doch zuweilen nach Nordost oder Südwest ein. Die Streichrichtung

[1]) Die Analyse einer Durchschnittsprobe des normalen Granits von Striegau findet sich bei Milch und Riegner: »Über basische Konkretionen und verwandte Konstitutionsfacies im Granit von Striegau«. N. Jahrb. f. Min. Beil.-Bd. XXIX, S. 360, 1910. Ich gebe die Analyse neben der des Gneises von Wandris auf S. 616 wieder.



Fig. 1. **Kopfabgänge nordnordwestlich verlaufend im Granit des Bartschbruches an der Westseite des Nordendes unterhalb der Schmiede.**



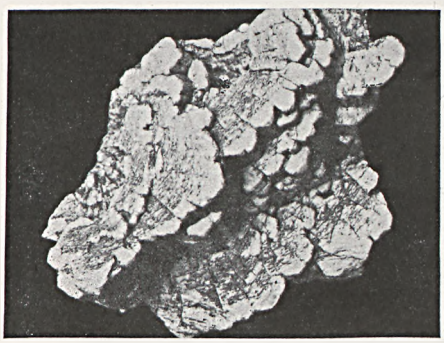
Fig. 2. **Reißabgänge in demselben Bruche, Westseite des Südendes.**
Die Bruchwand hat hier nordsüdliche Richtung.

Zu Seite 597.



Fig. 3. **Krystallhöhle, große Pegmatitdruse im Seidelbruche, Gräben bei Striegau.** Die dichter erscheinende Begrenzung links oben ist Haplit.

Zu Seite 598.



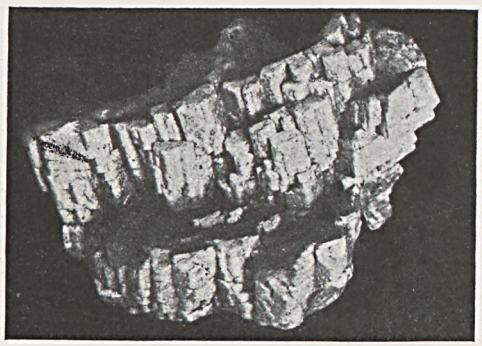


Fig. 4 Fig. 5.

Subparallel angeordnete Kalifeldspatkrystalle aus der Krystallhöhle des Lehmannbruches von Gräben bei Striegau.

Fig. 4: Blick auf P. Fig. 5: Blick auf die Prismenzone.

Im Mittelpunkt der von P gebildeten Rosetten auf Fig. 4 sind feine körnige Albitaggregate erkennbar. — Dr. Herzenberg phot.

schwankt innerhalb gewisser engerer Grenzen (Fig. 1). Weniger ausgeprägt sind die sogenannten Reißabgänge (Fig. 2), die quer dazu verlaufen. Endlich treten hin und wieder diagonal verlaufende Brüche auf, die beim Steinbruchsbetriebe zutage treten und in vielen Fällen durch das Auftreten von hellen Kaliglimmerblättchen ausgezeichnet sind.

Besondere Bemerkungen zum Granit.

I. Pegmatit.

Der Striegauer Granit ist bekannt durch das Vorkommen der schönen Drusenbildungen, in denen nach der Zusammenstellung von Schwantke[1]) an 50 Mineralarten nachgewiesen worden sind. Die Drusen treten hauptsächlich im Pegmatit auf.

Am reichsten an Pegmatitdrusen sind die Brüche zwischen Striegau und Gräben; von hier aus setzt die Verbreitung sich zonenartig fort nach Pilgramshain; weiter nördlich enthalten nur die Steinbrüche zwischen Kalthaus und Tschirnitz auf Blatt Jauer und zwar namentlich am Charlottenberge einen ähnlichen Reichtum an derartigen Drusenbildungen. Das Auftreten des Pegmatits im Granit ist wechselnd.

Bei Striegau lassen sich folgende Formen unterscheiden:

1. Gangartiges Vorkommen, handbreit oder wenig mehr mit paralleler Begrenzung, meist steil einfallend, oft verknüpft mit Hapliten. Derartige »Gänge« sind im Streichen und Einfallen nicht weit zu verfolgen.

2. »Blätter«, flache oder fast horizontal ausgebreitete gangähnliche Massen von geringerer Regelmäßigkeit; sie scheinen in einem gewissen Zusammenhange zu stehen mit der horizontalen Absonderungsfähigkeit, dem »Lager« des Granits.

3. Drusen; auch diese können sehr verschiedenartig sein.

Als besondere Form der Drusen sollen hier größere Drusen-Hohlräume, etwa als »Krystallhöhlen« (Fig. 3) hervorgehoben werden. Sie haben unregelmäßige Formen, sind oft über 1 m groß und enthalten große Feldspatkrystalle und meist noch größere

[1]) A. Schwantke, Die Drusenmineralien des Striegauer Granits. 1896. (Hier auch Literatur.)

Krystalle von Rauchquarz. Vor einigen Jahren fand sich in dem Gräbener Bruche des Kommerzienrats Lehmann eine derartige Höhle, in der über 100 bis kopfgroße Rauchquarzkrystalle enthalten waren. Sie lagen größtenteils lose am Grunde der sackförmigen Höhle zwischen Feldspattrümmern und Epidotgrus. Die Enden der Krystalle waren häufig krystallstockartig ausgebildet. Eigenartig sind die bei derselben Gelegenheit gefundenen tönnchenförmigen Krystalle von Kalifeldspat. Hierbei fanden sich mehrfach Krystallstöcke aufgebaut aus subparallel verwachsenen Individuen, die zu gekrümmten Schalen angeordnet sind (Fig. 4 und 5). Auffällig waren bei demselben Funde auch zapfenförmige Gebilde, die im Innern aus radial angeordneten skelettförmigen Quarzleisten bestehen, während die Hohlräume von Feldspat erfüllt sind. Außen sind diese Zapfen von Albitkrusten überzogen (Fig. 6 und 7). Kleinere Pegmatitdrusen treten zuweilen eng beieinander in manchen Granitpartien auf. Nicht selten sind sie senkrecht angeordnet, so daß unregelmäßig schlauch- oder röhrenförmige Bildungen entstehen. In derartigen Pegmatit-»Schläuchen« fanden sich seinerzeit die schönen Axinitkrystalle in dem Lehmann-Bruche von Pilgramshain. Was nun die Verteilung der verschiedenen Pegmatitarten anlangt, so ist bemerkenswert, daß am Streitberge Pegmatitdrusen kaum vorkommen, wohl aber Pegmatitgänge mit Quarz, blaßgelblichem Kalifeldspat, strahligem Biotit und verhältnismäßig häufig mit Granat.

Ausführliche Angaben über neue Mineralfunde in den Pegmatitdrusen sollen hier nicht gegeben werden. Ich habe keinen höheren Grad von Gesetzmäßigkeit in der Aufeinanderfolge der Drusenmineralien herausfinden können als Schwantke. Durch neue Beobachtungen konnte in einigen Fällen nachgewiesen werden, daß die Reihenfolge einander nahestehender Minerale nicht in dem Maße bestimmt ist wie dieser Autor es angegeben hatte. So ist Desmin im allgemeinen älter als Laumontit, zuweilen aber erfolgt ihre Bildung gleichzeitig. Ebenso ist Chabasit im allgemeinen älter als Desmin. Er ist aber auch gelegentlich gleichzeitig mit ihm entstanden. Ebensowenig wie die Mineralfolge zwischen



Fig. 6. **Längsschnitt durch einen mit einem Rauchquarzkrystall verwachsenen Albitzapfen.**

Der Schnitt geht nicht genau parallel zur Prismenkante des Quarzes, dessen Endigung oben die Zapfen überragt. Rauchquarz bildet die in auffallendem Lichte dunklen Leisten; die Füllungsmasse ist großenteils Albit. In der rechten Hälfte bildet farbloser Quarz mit Albit radialstrahlige Massen. $^1/_1$.
Phot. A. Frucht.

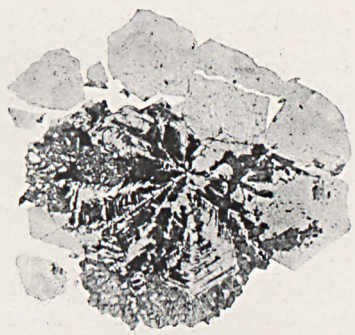
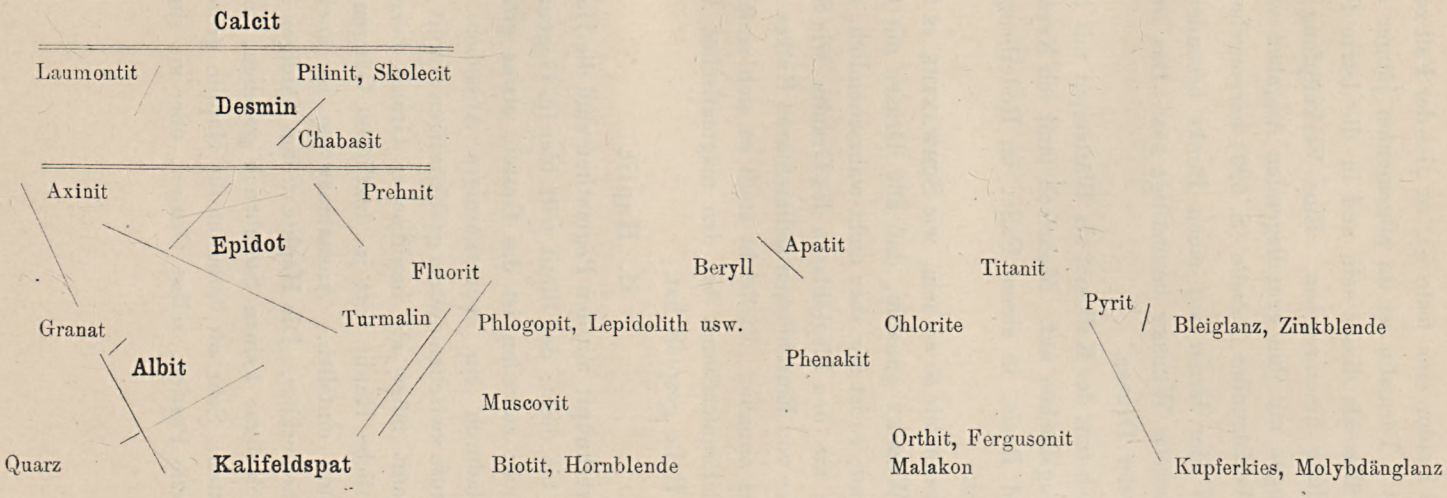


Fig. 7. **Querschnitt durch einen mit einem Rauchquarz verwachsenen Zapfen in durchfallendem Lichte.**

Der Quarz ist durchsichtig. Im Winkel der Quarzleisten ist völlig getrübter Kalifeldspat erkennbar. Der weniger getrübte Feldspat ist Albit. Etwa $^1/_1$.

Schema der Mineralfolge in den Pegmatitdrusen von Striegau.



Axinit und Epidot eine feste ist, ist dies der Fall zwischen Prehnit und Epidot. Turmalin ist im allgemeinen jünger als Albit, kann aber auch älter als dieser sein und in die letzte Phase der Kalifeldspatbildung hineinreichen. Eine Verknüpfung meiner letzten Beobachtungen mit den grundlegenden Angaben von SCHWANTKE möge aus beifolgender Tabelle (S. 599) hervorgehen.

Es sei hier ferner auf einen Punkt besonders hingewiesen, der auch bereits WEBSKY beschäftigt hat. Das ist die Kalkspatführung vieler Drusen.

Vielfach tritt der Kalkspat als Blätterspat mit handbreitgroßen Absonderungsflächen auf. Mehrfach fand ich Krystallgruppen mit Prisma und Basis, in einem Falle, im Roderbruche große steile Skalenoeder.

Es scheint mir so zu sein, wie SCHWANTKE es für möglich hält und wie WEBSKY annahm, daß alle Drusen mit Calcit angefüllt gewesen sind; es ist mir aber nicht wahrscheinlich, daß der kohlensaure Kalk aus den Plagioklasen des Granits, wie SCHWANTKE annimmt, oder von Einschlüssen sedimentären Kalkes herstammt, wie WEBSKY es annahm. Vielleicht stellt es sich noch einmal heraus, daß das Calciumcarbonat bei den magmatischen Vorgängen eine besondere Rolle gespielt hat.

II. Haplit.

Eng verknüpft mit den Pegmatiten sind die Haplite. Sie sind feinkörnig bis dicht; der Biotit tritt hier im Gegensatz zum Granit etwas zurück; zuweilen ist das Gestein etwas gröber körnig und gewinnt dadurch ein zuckerkörniges Aussehen. Eine weitere Zwischenstufe zwischen diesem grobkörnigen Haplit und dem eigentlichen Granit möge als haplitischer Granit bezeichnet werden. Der eigentliche Haplit tritt in deutlichen Gängen auf, die meist ziemlich steil einfallen. Ausnahmsweise ist auch ein flacheres Einfallen bemerkbar. Die Haplite treten häufiger auf als die Pegmatite. Ich habe keinen Steinbruch gesehen, in dem sie ganz gefehlt hätten. Sehr oft enthalten die Haplite gröber körnige, also pegmatitische Partien, selbst Drusen, oder sie sind mit pegmati-

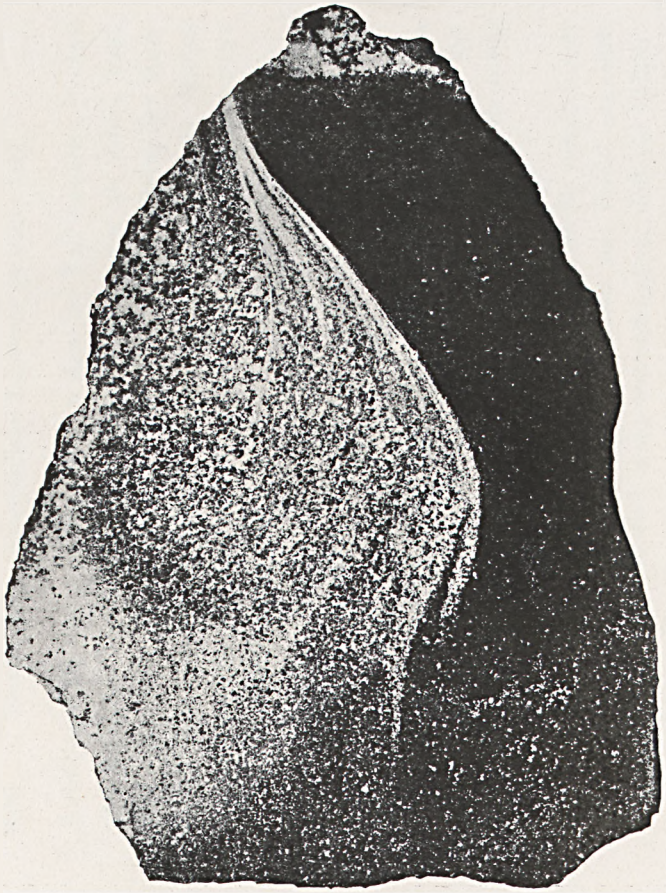


Fig. 8. **Eigenartige glimmerreiche Schliere (»Pferdeschweifschliere«) im Granit des Seidelbruches von Gräben bei Striegau.**
Unten und rechts oben normaler Granit. Glimmer schwarz, Quarz halb dunkel, Feldspat hell. — Etwa $^2/_1$. — Phot. A. Frucht.



Fig. 9. **Glimmerreiche Schliere mit Pegmatit, von rundlich schlauchförmiger Gestalt im Granit des Seidelbruches von Gräben bei Striegau.**
Die großen rechteckigen, länglichen Flecke auf der rechten beleuchteten Hälfte sind Hornblende. — Etwa $^2/_3$. — Phot. A. Frucht.

tischen Gängen verknüpft. Eine Regelmäßigkeit im Streichen der Haplitgänge ließ sich nicht nachweisen.

III. Schlieriger Granit.

An manchen Stellen, besonders in den Gräbener Brüchen, wo reichlich Pegmatit und Haplit auftreten, läßt sich im Granit eine eigenartige Schlierigkeit[1]) feststellen, die dadurch zustande kommt, daß kleinere oder größere Biotitblättchen (Fig. 8) streifenweise dichter an einander treten. Nicht selten gesellen sich schwarze Hornblendekryställchen von gleicher Größe wie die Biotitblättchen dazu. Aus dieser räumlichen Verknüpfung zwischen dem eigentlichen Granit, dem Pegmatit und dem Haplit sowie den dunkleren Schlieren schließe ich, daß diese Gesteinsarten nur Ausbildungsweisen desselben Magmas darstellen, die durch angenähert gleichzeitige Verfestigung unter vielleicht nur wenig verschiedenen physikalischen Bedingungen entstanden sind (Fig. 9).

Die Schlieren mögen durch Bewegungen innerhalb des granitischen Schmelzflusses entstanden sein und dadurch, daß bei diesen Bewegungen sich Unterschiede in der stofflichen Zusammensetzung und dem physikalischen Zustande der benachbarten Teile des Magmas einstellten. Nach der Anordnung der Glimmerblättchen hat man nicht den Eindruck, daß etwa die erstausgeschiedenen Bestandteile, bereits erstarrt in dem noch schmelzflüssigen Reste, in Bewegung geraten wären. Es hat diese Bildung also nichts zu tun mit der eigentlichen Fluidalstruktur, ebensowenig mit den von Sederholm so genannten ptygmatischen Vorgängen, das Gesteinsstück ist kein »Migmatit«. In unserm Falle ist vor der endgültigen Erstarrung ein vollständig schmelzflüssiger Zustand vorhanden gewesen.

IV. Quarzgänge.

Beträchtliche gangförmige Quarzmassen treten wie bekannt an der Nordostgrenze der Granitverbreitung auf dem höchsten Gipfel der Järischauer Berge auf. Die Gänge streichen nach Nordwesten, setzen zum Teil noch im Granit selbst auf, scheinen

[1]) Vergl.: Milch und Riegner, a. a. O.

aber auch zum Teil die Grenze gegen den Schiefer zu bilden. Sie mögen stellenweise eine Mächtigkeit von mehreren Metern erreicht haben. Es ist bekannt, daß aus diesem Vorkommen schöne Drusen von Bergkrystallen in früheren Jahrzehnten in die Sammlungen gelangten. In der Fortsetzung der Järischauer Quarzgänge etwa liegen die großen vereinzelten Quarzblöcke, die sich im Walde zwischen Grünau und Puschkau in der Nähe des Striegauer Wassers an dessen Südseite gefunden haben.

Im Innern des Granitkörpers treten Gangquarze verhältnismäßig selten auf, nur in den Granitbrüchen zwischen Stadt Striegau und Bahnhof Striegau und von hier auf Nieder-Streit zu fanden sich Quarzgänge und ihnen entsprechend an der Tagesoberfläche lose Quarzblöcke.

V. Kluftausfüllung.

In manchen Brüchen fallen Kopfabgänge dadurch auf, daß ihnen ausgeprägte Klüfte entsprechen. Die Kluftwände berühren sich oder können auch zentimeterweit voneinander abstehen. In den meisten Fällen sind die Kluftwände mit besonderen Gangmineralien überzogen. Hierzu gehört 1. Quarz und zwar klarer farbloser Quarz, dessen Prismen zuweilen in die Klufträume hineinragen, oft genug aber flach an der Kluftwand anliegen, 2. Flußspat, 3. Pyrit, 4. Chabasit, 5. Kalkspat.

Der Kalkspat findet sich nicht überall, aber es erweckt den Anschein, als ob er ursprünglich alle derartigen Klüfte angefüllt hätte. Der Flußspat bildet weniger deutliche Krystalle als flach ausgebreitete körnige Massen von blauer Farbe. Der Chabasit zeigt sich nur in kleineren Krystallen und der Pyrit höchstens in zentimetergroßen Kombinationen üblicher Art. Ein weiteres Mineral, das nur in winzigsten Kryställchen gefunden wurde, soll hier einstweilen als Prehnit gedeutet werden. Es ist sehr auffällig, daß auf diesen Klüften, abgesehen von Quarz, Mineralarten auftreten, die auch in Pegmatiten eine wichtige Rolle spielen. Ich halte es aber doch für sehr wahrscheinlich, daß die Ausfüllung dieser Kopfabgangklüfte in ganz anderer Weise erfolgte als die der pegmatitischen Hohlräume.

VI.

Außer den oben erwähnten basischen Streifenschlieren kommen noch sehr häufig dunkle Flecken vor, die ich früher einmal als Knotenschlieren bezeichnet habe. In vielen Fällen tragen sie noch deutlich die Merkmale von Einschlüssen zur Schau, so daß ich es jetzt vorziehe, darin umgewandelte Schiefereinschlüsse zu sehen. Am deutlichsten treten derartige Bildungen auf in dem Granit der Beatenhöhe bei Saarau, also in der Nähe des Kontaktes, nicht selten aber finden sie sich, allerdings nicht immer mit gleicher Deutlichkeit, im eigentlichen Striegauer Granit. Ebenso deutlich als Schiefereinschluß ist das Stück von Häslicht bei Striegau, das ich im Jahre 1904 auf der Breslauer Naturforscher-Versammlung vorlegte, und in Himmel und Erde, Jahrgang 1905, Seite 246 mit einer Abbildung veröffentlichte. Milch hat es späterhin (a. a. O. S. 395) als Primärausscheidung aufgefaßt. Ich kann die Gründe, die er und Riegner aus dem Analysenergebnisse herleiteten, nicht anerkennen. Die parallele Struktur, die flach plattige Gestalt, die scharf abgebrochenen Kanten, die Ähnlichkeit mit andern Stücken an der Beatenhöhe und namentlich bei Gohlitsch, wo eine 20 m mächtige Schieferfolge von Granit umschlossen und von Granitgängen durchschwärmt wird (Jahrb. der K. Pr. Geol. L.-A. 1904, S. 780) scheinen mir für meine Auffassung zu sprechen. Ich sehe keinen Unterschied zwischen den injizierten Schiefern von Gohlitsch und dem »Schiefer«kern des Stückes von Häslicht; exakte Untersuchungen über die ersteren liegen allerdings noch nicht vor (Fig. 10).

Der Aufschluß von Gohlitsch erinnert an die Bilder aus skandinavischen Gebieten und aus Finnland, die in letzter Zeit namentlich Sederholm (Bull. Com. géol. Finlande 1907, Nr. 23 und Geol. Rundschau 1913, Tafel 6) usw. gegeben hat. Manche Blöcke der Beatenhöhe lassen sich mit Sederholm's Eruptivbreccie, a. a. O. Tafel 7, vergleichen. Ich will diesen Ausdruck indes nicht anwenden, da ich trotz des sonst allgemeinen Gebrauchs ein Tiefengestein nicht als Eruptivgestein bezeichnen kann. Granit ist nie »erumpiert«, höchstens emporgestiegen, in welchem Ausmaße ist allerdings noch nicht zu sagen.

VII. Besondere Mineralvorkommnisse im eigentlichen Granit.

Abgesehen von den pegmatitischen Drusen treten im typischen Gestein etwa in ähnlicher Weise, wie sich manchmal Kaliglimmerschüppchen auf schräg verlaufenden, nur beim Steinbruchsbetriebe sich ergebenden Ablösungsflächen einfinden, stellenweise reichlichere Schüppchen von Molybdänglanz auf. Auch Eisenglanzschüppchen finden sich zuweilen ohne pegmatitische Ausbildung des Gesteins im Granit; sie sind aber, wie es scheint, zumeist mit einer mulmigen Zersetzung der Feldspate verknüpft.

VIII. Beteiligung des Granits an der Oberfläche.

Innerhalb des beschriebenen Gebiets tritt der Granit selbst nur an ganz wenigen Stellen in Form von Felsen an die Oberfläche. Sie sind jetzt meist durch Steinbruchsbetriebe beseitigt. Am bedeutendsten mögen die Felsen am Streitberge gewesen sein. 1911 konnte ich wollsackartige Granitfelsen, vergleichbar denen am Riesengebirge, am Ostabhange des Streitberges neben einer aus Steinen aufgebauten kleinen Hütte beobachten. Der eine der Blöcke lag wackelsteinartig mit geringer Unterstützungsfläche auf einer größeren Granitplatte auf. Er enthält auf der Oberseite eine wannenförmige Vertiefung von angenähert kreisförmigem Umrisse. Die Pfannenränder sind steil, nur gegen außen zu ausgußartig abgeflacht. Es stimmt diese Bildung durchaus überein mit den Granitkesseln, wie sie schon lange im Riesengebirge bekannt sind und wie ich sie eben erst wieder in den Mitteilungen der Naturdenkmalpflege, Berlin 1914, beschrieben habe. Es ist der einzige Fall dieser Art, der mir in Schlesien außerhalb des Riesengebirges bekannt geworden ist (Fig. 11).

B. Der Zweiglimmergranit.

Das Gestein ist durch seinen Gehalt an Kaliglimmer von dem eigentlichen Granit scharf zu unterscheiden (Jahrb. für Min. 1904, S. 777). Er ist nicht unbedingt richtungslos körnig wie der Hauptgranit, sondern immer etwas flaserig, also gneisartig. Das Gestein am Kriegerdenkmal von Saarau enthält einen Pegmatit-

Zu Seite 603.



Fig. 10. **Schieferscholle im Granit von Gohlitsch.**

Links unten eine deutliche granitische Ader in der aufgerissenen Schieferfuge. Die übrigen hellen Streifen sind sehr feinkörnig und nicht deutlich granitisch. Die Auflösung der Schieferblätter in Glimmerschuppen ist mehrfach besonders deutlich.

Phot. A. Frucht.

Zu Seite 604.

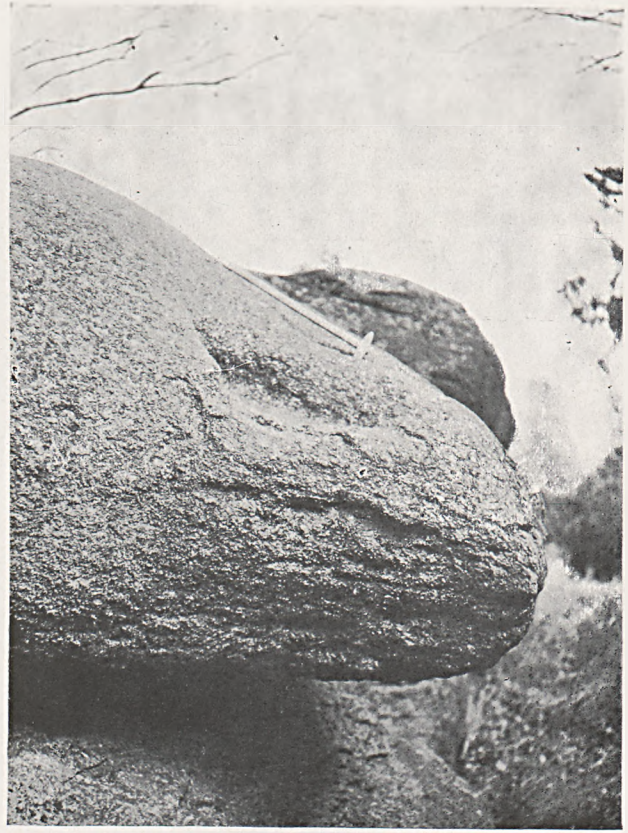


Fig. 11. **Verwitterungskessel in wollsackartigem Granitblock auf dem Streitberge, Ostende der Granitverbreitung.**

gang, in dem ich Beryllkrystalle gefunden habe. Der Zweiglimmergranit erstreckt sich von Saarau aus über die Grenze des Blattes hinaus bis Goglau am Fuße der Költschen-Berge.

2. Kontakterscheinungen.

Sie konnten von mir an folgenden Punkten nachgewiesen werden: 1. Südsüdöstlich von Striegau am Ostende des Höhenrückens, der unter der Bezeichnung Ritterberge in der Gegend bekannt ist. Auf dem Meßtischblatte ist dieser Name für den westlichen Gipfel des Rückens verwendet, während der für uns in Betracht kommende Ostgipfel als Fuchsberg bezeichnet ist. Die letztere Bezeichnung ist zu streichen; 2. am Streitberge und zwar am Nordostabhange und am Südostabhange; 3. auf den Järischauer Bergen; 4. an der Finkenlinde.

Am auffallendsten ist bei den ersten drei Fundpunkten ein graubrauner, feinkörnig schuppiger, ungeschichteter Hornfels, der in ähnlicher Weise auch schon von Blatt Jauer beschrieben wurde. Die braune Farbe stellt sich erst bei der Verwitterung ein. Der innere Kern eines äußerlich gebräunten Blockes ist oft dunkelgrau. Von dunkelgrauen Gesteinsblöcken von Nieder-Gutschdorf, Blatt Jauer, rühren folgende Analysen:

Analyse Nr. 1.

Streifiger Hornfels, beim Schlage hellklingend. Mühlberg bei Nieder-Gutschdorf, große Blöcke am Wege, der von O.-W. führt; SO-NW. der Mühle. — Schliff 23.

Analytiker: Eyme, Finkener.

SiO_2	64,93 %
TiO_2	Spur
Al_2O_3	18,39 »
Fe_2O_3	3,50 »
FeO	2,97 »
CaO	0,20 »
MgO	1,92 »
K_2O	4,36 »
Na_2O	2,34 »

H_2O	1,38 %
SO_3	0,18 »
P_2O_5	0,17 »
	100,34 %

Spez. Gew. 2,702.

Analyse Nr. 2.

Fleckiger Hornfels, Mühlberg bei Nieder-Gutschdorf, Blöcke südwestlich der Mühle. — Schliff 24.

Analytiker: Eyme, Finkener.

SiO_2	64,86 %
TiO_2	Spur
Al_2O_3	17,41 »
Fe_2O_3	2,56 »
FeO	4,25 »
CaO	0,18 »
MgO	1,61 »
K_2O	4,39 »
Na_2O	3,12 »
H_2O	1,48 »
SO_3	0,34 »
P_2O_5	0,15 »
	100,35 %

Spez. Gew. 2,716.

Ein derartiges Gestein stand in der Ziegeleigrube am Nordabhange des Ostendes der Ritterberge in 232 m Meereshöhe an. Ebenso wurde es bloßgelegt durch einen Granitsteinbruch-Betrieb am Nordostabhange des Streitberges. Hier fällt der Schiefer unter etwa 20 Grad vom Granit gegen Norden ein und stößt mit senkrechter Grenzfläche an ihm ab, während der Granit in horizontalem Sinne unregelmäßig in den Schiefer hineinragt. Etwas weiter nordwestlich im Gebüsche des Abhanges verborgen, 50 m südlich von dem Wege, der den Nordfuß des Streitberges umzieht, ist ein alter Schieferbruch, in dem das Kontaktgestein ebenfalls flach nach Norden einfällt.

Etwas mehr grau ist das Gestein im Mühlbergbruch an der Südseite des Dorfes Järischau. Außer dem grauen dichten Hornfels tritt in dem kleinen verfallenen Steinbruche am Windmühlenberge ein sehr feinkörniger grünlicher Kontakthornfels in flach einfallenden Bänken auf. Eingelagert sind ihm dünne Bänke von schichtigem weißlichgrauem Kalkquarzschiefer und von hellgrünlichgrauem Kalksilikathornfels; zu diesem Gestein gehört Analyse Nr. 3.

Analyse Nr. 3.

Mühlberg, südlich Kirche Järischau. — Schliff 58.

Analytiker: Eyme, Finkener.

SiO_2	58,79 %
TiO_2	—
Al_2O_3	11,42 »
Fe_2O_3	0,87 »
FeO	2,55 »
CaO	14,79 »
MgO	1,90 »
K_2O	3,08 »
Na_2O	2,40 »
H_2O	0,54 »
CO_2	3,33 »
SO_3	0,27 »
P_2O_5	0,20 »
	100,14 %

Spez. Gew. 2,873.

In Form von Lesestücken finden sich an allen den gesamten Punkten noch mehrere andere Varietäten von Kontaktgesteinen, namentlich z. B. am Nordostabhange des Streitberges mehr schiefrige Lagen mit glimmerreicheren Schichtflächen; schwärzlicher Hornfels mit Pyritkrystallen; schwärzliches, körnig schuppiges Kontaktgestein, glimmerreich mit Lagen von kleinen Granatkrystallen; bräunliche oder grauliche quarzreiche Hornfelse.

In größerer Ausdehnung habe ich derartige Gesteine verbreitet gefunden an der Osthälfte des Streitberges. Hier greifen sie über

die Kante des Berges hinüber auf die Südseite. Wahrscheinlich liegen die Schiefer flach über dem Granit. Bemerkenswert ist ein nach Norden zu eingreifender Zipfel des vom Katzenberge her unter dem Schiefer hervortretenden Granits. Am östlichsten Rande des Verbreitungebietes dieser Gesteine fanden sich mehrfach über faustgroße Partien von feinschuppigem Eisenglanz in dem mehr quarzigen Kontaktgestein.

Diese quarzreichen Kontaktgesteine finden sich auch an der Finkenlinde, ebendort ferner schwarze Kieselschiefer mit zum Teil millimeterstarken Andalusitsäulchen. Zuweilen sind kleine stäbchenförmige Gebilde auf der Schichtfläche der Kieselschiefer nur angedeutet in Form von Hohlräumen oder Brauneisenausfüllungen. Vielleicht sind auch diese auf Andalusit zurückzuführen (oder auf gestreckte Pyrite?). Am Ostende des Dorfes Järischau und auf den Feldern nördlich vom Streitberge sind typische Garbenschiefer nicht selten. Es wird angenommen, daß alle diese Kontaktgesteine durch die verändernde Einwirkung des granitischen Magmas entstanden sind, wenn infolge irgendwelcher Verschiebungen der Kruste die Dachgesteine des granitischen Schmelzheerdes mit diesen in Berührung gelangt sind, wie ich das schon früher in den bereits erwähnten Veröffentlichungen aus Himmel und Erde dargestellt habe. Eine Veränderung am Granit selbst ist an diesem Punkte nicht wahrzunehmen. Sie zeigt sich, wie ich annehme, in Form von Schlierenbildungen und Anreicherungen an Hornblende und Schuppen von Magnesiaglimmer erst dann, wenn Schollen des Dachgesteins im granitischen Magma mehr oder minder aufgeschmolzen wurden.

Als eine besonders auffällige Erscheinung in unserm Gebiete sind eigenartige Kontaktganggesteine hervorzuheben. Als Turmalingranulit vom Ritterberge möge das Gestein bezeichnet werden, das in Form von eckigen, zum Teil kopfgroßen Lesestücken am Nordostabhange von der Ziegelei aus nach Süden bis auf die Höhe des Rückens und von hier aus vereinzelt weiter nach Westen 400 m weit gefunden wurde. Das Gestein ist sehr hellfarben, dicht, besteht aus Quarz und Feldspat mit reichlich Plagioklas.

Kleine bräunlichgrüne Turmalinkryställchen, ebenso kleine rote Granatkörnchen oder feinste Muscovitschüppchen beteiligen sich in wechselndem Verhältnisse an der Zusammensetzung des Gesteins. Durch die Anordnung der Glimmerblättchen oder auch der Turmaline ist stellenweise eine sehr deutliche Bänderung ausgedrückt. Es ist das Ganze ein granulitischer Gang mit Parallelstruktur, der in das Kontaktgestein eingedrungen ist. An einigen Lesestücken von Handbreitstärke konnte an beiden Seiten ein Schiefersalband festgestellt werden. Auch der einschließende Schiefer ist stellenweise sehr reich an Turmalin.

Analyse Nr. 4.

Turmalingranulit, Ritterberge, Striegau. — Schliff 68.

Analytiker: Eyme, Finkener.

SiO_2	78,52 %
TiO_2	fehlt
B_2O_3	Spur
Al_2O_3	12,72 »
Fe_2O_3	0,45 »
FeO	0,30 »
CaO	0,51 »
MgO	0,16 »
K_2O	1,27 »
Na_2O	5,10 »
H_2O	0,33 »
SO_3	0,17 »
P_2O_5	0,17 »
	99,70 %

Spez. Gew. 2,635.

Hieraus berechnete auf meinen Wunsch Dr. Herzenberg:

7,52 % Orthoklas
45,81 » Oligoklas
Ab : An = 17 : 1
etwa 40,00 » Quarz.

In den Rest von etwa 6 % teilen sich Turmalin, Muscovit, Granat, Apatit, Kaolin usw.

Analyse Nr. 5.

Turmalingranulit. Ritterberge, Striegau. Schliff 67.

Analytiker: Eyme, Finkener.

SiO_2	74,17 %
TiO_2	fehlt
B_2O_3	Spur
Al_2O_3	14,81 »
Fe_2O_3	1,09 »
FeO	0,30 »
CaO	0,46 »
MgO	0,23 »
K_2O	3,52 »
Na_2O	4,42 »
H_2O	0,39 »
SO_3	0,30 »
P_2O_5	0,21 »
	99,90 %

Spez. Gew. 2,675.

Dr. Herzenberg's Berechnung ergibt:

20,86 % Orthoklas

39,79 » Oligoklas

Ab : An 16 : 1

etwa 30,00 » Quarz.

In den Rest von ungefähr 9 % teilen sich Turmalin, Granat, Muscovit, Apatit, Kaolin usw. Der Schliff enthält übrigens mehr Quarz, als in dem Analysenmaterial enthalten gewesen ist.

Eine ähnliche Bildung scheint das Gestein zu sein, das ich am Streitberge am Südostabhange unmittelbar nördlich vom Katzenberge an der östlichen Begrenzung des dort in das Schiefergebiet hineinreichenden Granitzipfels gefunden habe. Ohne scharfe Grenze geht der Granit dort über in ein sehr feinkörniges gebändertes Gestein von etwas wechselndem Aussehen. Reichliche Schüppchen von Biotit bewirken eine gewisse Gneisähnlichkeit. Wenn der Biotit zurücktritt, sieht das Gestein haplitartig aus; wiederholt aber fanden sich Anhäufungen von kleinen Granatkryställchen. Das

Gestein erinnert dann an den Turmalingranulit vom Ritterberge, von dem soeben die Rede war, obgleich ich Turmaline darin nicht gefunden habe. Demnach bezeichne ich es als »granulitartigen Kontaktgang«.

Ein ähnliches Gestein ist erwähnt bei Justus Roth: Erläuterung zur geognostischen Karte von Niederschlesien, 1867, S. 55 vom »Oberstreiter Berge«.

Wirkliche Gneise treten erst jenseits der Jenkauer Schieferhügel im Norden des Blattes Striegau auf. Hier bei Groß-Wandris ist das Gestein am besten aufgeschlossen, von dem Analyse 6, S. 616, stammt.

3. Alte Schiefer.

Abgesehen von dem Kontaktgestein handelt es sich 1. um phyllitische Schiefer, 2. um Kieselschiefer. Phyllitische Schiefer fanden sich am Ostende des Dorfes Järischau. Durch gelegentliche Erdarbeiten wurden sie hier an der Straße und auf den Feldern an der Südseite des Ostendes bloßgelegt. Zum Teil sind sie als Garbenschiefer entwickelt. Auch auf dem Järischauer Berge auf den Feldern unmittelbar nordöstlich von den großen Quarzbrüchen werden phyllitische Schiefer ausgeackert. Ebenso fanden sich phyllitische Schiefer in Form von Lesesteinen am Nordostfuße des Streitberges bis an den Rand des Kartenblattes an mehreren Punkten.

Kieselschiefer sind ebenfalls als Lesestücke verbreitet in der Nachbarschaft von Kontaktschiefern und von phyllitischen Schiefern am Nordostfuße des Streitberges und in großer Massenhaftigkeit auf den Feldern der Järischauer Berge auf dem Gipfel nordöstlich von der Granitgrenze. Ebenso reichlich treten sie auf dem Ritterberg auf. In dem Anschnitte der alten Ziegelei am Ostende der Ritterberge erinnere ich mich, vor Jahrzehnten anstehende Kieselschiefer gesehen zu haben. Jetzt ist alles verwachsen. Auf dem ganzen Rücken der Ritterberge werden sie allenthalben ausgeackert. Trotz aller Mühe, die ich darauf verwendet habe, habe ich nie darin Graptolithen finden können. Wohl trifft man zuweilen dünne streifenförmige Häutchen, die aus Gümbelit-artigen Schuppen be-

stehen. Es mögen Graptolithen sein, aber das Gestein ist derartig gestreckt, daß man schwer eigentliche Schichtflächen beim Zerschlagen erhält. Von gelegentlichen Andalusitkryställchen in Schiefern war schon die Rede. Die Ähnlichkeit dieser Schiefer mit denen von der Finkenlinde, vom Nordabhange des Streitberges und mit denen, die ich auf Blatt Kuhnern zwischen Ober-Streit und Kohlhöhe gefunden habe, ist sehr groß. Bei Kohlhöhe habe ich nur einmal in dünnschichtigen Kieselschiefern wahrscheinlich von Graptolithen herrührende, undeutliche Reste gefunden, so daß die Zurechnung dieses gesamten Schiefervorkommens zum Silur nicht ganz aus der Luft gegriffen ist. Ich darf hierbei an das einzige bisher von mir gefundene Bruchstück mit deutlichen Graptolithen aus der Kiesgrube von Alt-Jauer (Dieses Jahrb. 1906 S. 447) erinnern.

Altersbeziehungen des Granits.

Der Striegauer Granit hat die Schiefer am Streitberge längs der Berührungsfläche verändert, er ist also jünger als die Schiefer, für die ein silurisches Alter als wahrscheinlich angenommen wurde. Bei Moisdorf auf Blatt Jauer steht der Granit an neben den Schiefern des Bober-Katzbach-Gebirges, deren Alter noch immer nicht genauer zu bestimmen war. Sie gehören sicher dem älteren Palaeozoicum an. Eine Kontaktwirkung ist hier nicht nachzuweisen gewesen. Es ist deshalb anzunehmen, daß die Berührung hier eine tektonische ist; dies ist der einzige direkte Beweis von dem Vorhandensein einer Störungslinie daselbst, nämlich der sudetischen Ostrandlinie; vorher hatte man nur aus den Oberflächenformen des Geländes und aus der Beschränkung in der Verbreitung tertiärer Ablagerungen auf das Vorhandensein dieser Störungslinie geschlossen.

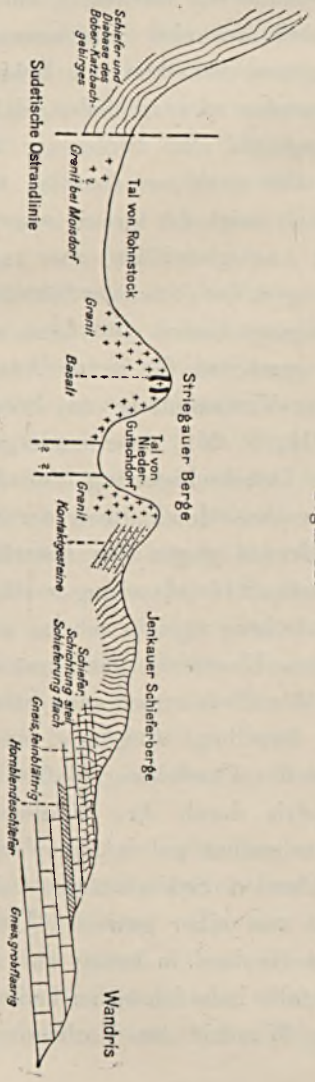
Man kann ferner Beziehungen aufsuchen zu weiter ab gelegenen ähnlichen Gesteinen. Der Striegauer Granit stimmt überein mit dem Granit am Fuße des Zobten. Hier hat er sich als jünger erwiesen als der Gabbro des Zobten. Das nächstgelegene andersartige Granitvorkommen ist das granitische Gestein, das Zimmermann von Blatt Freiburg aus nordwestlich verfolgt hat. Ich kann

mich von der Granitnatur dieser Gesteine nicht überzeugen. Sollte wirklich echter Granit darunter sein, so würde dieser für die vorliegende Betrachtung eine große Bedeutung haben.

Der Riesengebirgsgranit kann zuweilen dem Striegauer Granit ähnlich werden, z. B. die eugranitischen Partien von heller Farbe, die ich an zwei Punkten gesehen habe, einmal am Koppenkegel und dann in der Nähe von Buchwald, von hier zuerst von Milch mitgeteilt. Es sind dies aber nur ausnahmsweise vorkommende Bildungen, von denen die erstere im Schieferkontakt liegt. Sonst sind die Hauptgesteine so verschieden, daß es nicht angängig ist, für Riesengebirgsgranit und Striegauer Granit dieselbe Entstehungsgeschichte oder auch nur dasselbe Alter anzunehmen. Eine größere Ähnlichkeit zeigt der Granit von Königshain in der Lausitz, so daß hier Analogieschlüsse eher zulässig sind.

Die Beziehungen der Jenkauer Schiefer (hierzu Profil Fig. 12) einmal zum Striegauer Granit und dann zum Gneis von Wandris sind maßgebend geworden für meine Anschauungen, die ich auf der Naturforscher-Versammlung zu Breslau 1904 (Himmel und Erde 1905, XVII, S. 241) auseinandergesetzt habe. Dem Umstande, daß die Druckschieferung der Jenkauer Schiefer unabhängig von der wechselnden Faltung der Schichten parallel zu der ebenen flachen Grenze gegen den unterlagernden Gneis und zugleich zu der flachen Gneisflaserung verläuft, daß also die Gneisstruktur eine einfachere zu sein scheint als die der aufgelagerten Schiefer — diesem Umstande entnehme ich, daß die gefalteten Sedimente nach der Tiefe zuerst eine Schieferung, dann in einer Art Steigerung derselben Vorgänge eine Vergneisung erfahren haben. Ich hatte die Vorstellung, daß die Krustenteile unter der Zone von Wandris durch ihre Verflüssigung zu granitischem Magma die Veranlassung gaben zur Vergneisung der das Dach des Magmas bildenden Sedimentärgesteine. Es war dieses vielleicht eine Folge von einer gewissen Überschätzung des Granits zuungunsten des Gneises in bezug auf ihre Beteiligung an der Erdkruste; jedenfalls habe ich bisher keine Handhabe dafür, unter dem Gneise von Wandris das Vorhandensein des Granits anzu-

nehmen. Ich brauche meine Auffassung von damals nicht wesentlich zu ändern, wenn ich Gneis von Wandris und Granit von Striegau als etwa gleichaltrig ansehe. Ich nahm also an, daß zuerst das granitische Magma in der Krustentiefe durch Verflüssigung entstand und daß dabei die Vergneisung des Daches vor sich ging. Diese Annahme kann ich für unsere Gegend nun nicht



Figur 12.

Stark schematisches Profil von Börnchen (Blatt Hohenfriedeberg) über Blatt Striegau und Blatt Kuhnern bis Wandris (Blatt Groß-Tinz).

mehr aufrecht erhalten. Statt dessen setze ich nun die Auffassung, daß in der Tiefe die Sedimentärgesteine unter hohem Drucke und bei hoher Temperatur dem Vergneisungsvorgange anheimfielen, ohne daß ein eigentlicher Schmelzfluß entstand; nur an den Stellen der Kruste, an denen aus irgendwelchem Grunde eine plötzliche Verringerung dieses Druckes erfolgt, etwa infolge oberflächlicher Abtragungen der Dachgesteine oder durch Krustenverschiebungen und Spaltenaufreißungen, kann die im überhitzten Zustande befindliche Masse in der Tiefe flüssig werden. Sie steht dann unter hydrostatischem Drucke, kann emporsteigen und Schollen des Dachgesteins einschmelzen. Sederholm[1]) hat 1907 eine Magmasphäre angenommen, an deren äußerer Grenze eine Anatexis des Dachgesteins erfolgt. Ich nannte es 1904 Diatexis, wenn ein Krustenteil in der Tiefe lediglich in sich selbst in überhitztem Zustande durch Druckverringerung schmelzflüssig wird. Diese beiden Begriffe haben also nicht genau den gleichen Sinn. Die Vorstellung, daß der Granit vor der endgültigen Ausgestaltung seines Korns schmelzflüssig war, bietet keine Schwierigkeiten. Der Gneis hat die endgültige Ausgestaltung seines Korns wohl etwa gleichzeitig mit dem Granit erfahren — in welchem Zustande aber die Masse des Gesteins war, ehe es als Gneis in Erscheinung trat, also während des Vergneisungsvorganges vor Eintritt des Gneiszustandes ist jetzt nicht ohne weiteres vorstellbar. Der Zweiglimmergranit scheint mir eine Zwischenstellung zwischen dem Gneis und dem Biotitgranit einzunehmen. Für Striegau nehme ich also jetzt an, daß der Vergneisungsvorgang der Diatexis, also der Verflüssigung zu granitischem Magma vorausging und daß der Endzustand des Gneises gleichzeitig eintrat mit der Erstarrung des Granits. Die Vergneisung ist der allgemeinere Vorgang; die Granitisierung ging innerhalb der Vergneisungszone vor sich und zwar nur dort, wo Änderung von Temperatur oder Druck eine Verflüssigung bedingte. Diese Vorgänge werden an verschiedenen Orten sich sehr verschieden abgespielt haben, Vergneisung und Granitisierung werden mit einander abwechseln können, und man wird in ähn-

[1]) Bull. Comm. géol. Finlande, S. 102. 1907.

licher aber immer wieder anderer Weise die so wechselvollen Bilder deuten müssen, die Granit, Gneis und Sedimente in ihren gegenseitigen Beziehungen bieten.

Für eine exakte Altersbestimmung des Granits von Striegau ist durch diese Betrachtungen nichts gewonnen, und ich muß diese Frage einstweilen weiter offen lassen.

Analyse Nr. 6.

Gr. Wandris, Hauptgneisbruch am Wege nach Berndorf, Schliff 51. Analytiker: Eyme, Finkener.		Durchschnittsprobe des normalen Granits von Striegau, nach Milch und Riegner a. a. O.	
SiO_2	76,22 %	SiO_2	72,45 %
TiO_2	fehlt	TiO_2	—
Al_2O_3	12,26 »	Al_2O_3	13,19 »
Fe_2O_3	0,41 »	Fe_2O_3	1,43 »
FeO	1,11 »	FeO	1,20 »
CaO	0,57 »	CaO	1,72 »
MgO	0,38 »	MgO	0,77 »
K_2O	5,40 »	K_2O	4,50 »
Na_2O	2,84 »	Na_2O	3,81 »
H_2O	0,60 »	H_2O	0,63 »
SO_3	0,24 »	P_2O_5	0,25 »
P_2O_5	0,11 »		99,95 %
	100,14 %		

Spez. Gew. 2,655.

Die Zusammensetzung deutet auf einen Orthogneis mit dem chemischen Bestande eines Haplits oder eines Alkaligranites. Der Unterschied von dem normalen Granit (größerer Kalkgehalt!) braucht diesen Gedankengang nicht zu stören, beim Einschmelzen können mehr basische Gesteinsglieder in das Magma aufgenommen, also verdaut werden.

4. Der Basalt

bildet den Gipfel der drei Berge unmittelbar nordnordwestlich von Striegau, des Breitenberges, des Georgenberges und des Kreuzberges. Das Gestein ist seinerzeit von Tripke (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1878, S. 147) untersucht worden. Nachdem Streng

1853 auf Grund der Analyse mit 0,90 K_2O und 0,24 Na_2O und auch Justus Roth es als Nephelinbasalt bestimmt hatten, bezeichnete er es nach dem mikroskopischen Befund als ausgezeichneten Plagioklasbasalt. Zirkel meint in seinem Lehrbuche, 2. Aufl., Bd. 3, S. 10, daß es eher als Nephelinbasanit zu bezeichnen wäre. Die bisherigen Untersuchungen reichen also für eine nähere Bestimmung nicht aus. Ausgezeichnet ist der Basalt am Breitenberge durch den großen Steinbruch aufgeschlossen. In unregelmäßigen sehr dicken, oft mehrere Meter im Durchmesser starken Säulen ist das Gestein abgesondert. Wiederholt habe ich in demselben kopfgroße bis $^1/_2$ m große Blöcke von Graniteinschlüssen gesehen. Das Gestein erscheint eigenartig verändert. Es konnte noch nicht näher untersucht werden. Auch auf dem Gipfel des Georgenberges fand ich kleinere Einschlüsse dieser Art. Die Grenze des Basalts gegen den Granit festzustellen, ist an den waldigen Abhängen der beiden nördlichen Spitzberge schwieriger. Auf dem Sattel zwischen beiden steht sicher bis zu 340 m Meereshöhe Granit an, allerdings stark grusig zersetzt. Eine Zeit lang war hier an dem Zugange zur Wirtschaft unter dem Kreuze des Kreuzberges der Granit so aufgeschlossen, daß eine kopfgroße Ecke des Basalts aus der Granitwand herausragte. Am Breitenberge war der Kontakt früher auch aufgeschlossen. Der Granit soll an der Berührungsfläche stark gerötet gewesen sein. Auffällig ist die fast horizontale obere Fläche des Breitenberges. Da hier wiederholt, zuletzt in slawischer Zeit ein befestigter Platz gewesen ist, ist es nicht ausgeschlossen, daß die Ebenheit eine künstliche ist. Von den alten Bolusgruben am Nordfuße des Gipfels sind noch Andeutungen vorhanden. Tripke hatte angenommen, daß am Breitenberge die Ausbruchstelle des Basalts vorläge und daß die Gipfel der beiden Spitzberge Reste des Stromes wären. Am Breitenberge ist der Basalt jetzt von 310—340 m über dem Meere aufgeschlossen. An den beiden andern Bergen liegt die untere Grenze bei etwa 325—330 m und die obere über dem Kreuzberge bei 352 m. Ich habe am Georgsberge Graniteinschlüsse gefunden und am Kreuzberge den seitlichen Kontakt zwischen Granit und Basalt beobachtet. Zudem erweckt das Auf-

treten des Basalts, der vom Kreuzberge aus wie eine Mauer nach Nordosten sich hinabzieht, durchaus den Eindruck eines Ganges. Ich ziehe es daher vor, in allen drei Bergen gesonderte Eruptionspunkte zu sehen. Basaltblöcke sind im Diluvium weithin verstreut. So fand ich namentlich an einem Wegeanschnitte, der die Bahn Striegau-Gräben im Norden von Gräben kreuzt, so massenhaft Basaltblöcke, daß der Gedanke naheliegt, es könnte sich um eine in der Tiefe anstehende Basaltkuppe handeln. Durch Bohrungen ist indes eine derartige Annahme noch nicht bestätigt.

5. Tertiär.

In größerer Ausdehnung ist das Tertiär aufgeschlossen in den Tongruben unmittelbar in der Nähe des Dorfes Rauske. Hier sind es vorwiegend graue, plastische Tone, die sehr wichtig sind für die Herstellung feuerfester Produkte, wie sie von der oberschlesischen Industrie gebraucht werden. In Rauske selbst treten in den Tonen vielfach einzelne lignitische Stämme oder ganze Nester von Lignitmassen auf, die sich zu förmlichen Braunkohlenflözen erweitern. Auch südlich des Dorfes Laasan sind früher Tongruben im Betriebe gewesen, jetzt sind sie verfallen. An der Grenze des Blattes südöstlich vom Bahnhof Saarau lagen die gewaltigen Tagebaue der Kulmizeschen Braunkohlenwerke. Der Bericht über die dabei möglichen Beobachtungen findet sich in diesem Jahrbuche für 1907, Bd. XXVIII, S. 1044. Hier war das Braunkohlenflöz überdeckt von einer Schicht dunklen Tones etwa ähnlich demjenigen von Rauske; im Liegenden befand sich ein fast weißer Ton. In dem Aufschlusse war nur der sich auskeilende und steil ansteigende Saum des Braunkohlenflözes zu beobachten, während der flach gelagerte Hauptteil des Flözes nur gelegentlich in der Tiefe der Grube angeschnitten und sonst unterirdisch abgebaut wurde. Die Mächtigkeit des Flözes in seinem ungestörten Teil betrug etwa 4 m[1]).

Auf die Altersbestimmung dieses Tones kann hier jetzt nicht

[1]) Berg, Braunkohle Schlesiens. Deutscher Bergmannstag in Breslau 1913, S. 137, schreibt 14 Meter. Abh. K. Pr. Geol. L.-A., N. F., H. 72.

eingegangen werden. Es hat nur dann einen Zweck, wenn diese Frage im Zusammenhange mit den übrigen tertiären Vorkommnissen von Niederschlesien und Posen erörtert wird. In geringer Tiefe sind Tone von gleicher Art wie die dunkelgrauen Schichten von Saarau durch die Bohrungen nachgewiesen worden östlich und westlich von Puschkau, westlich von Peterwitz und in der Nähe des Vorwerkes Friedrichsrodung. Die von mir als Pliocän gedeuteten Kaolinsande und Lyditkiese habe ich nur in ganz untergeordnetem Maße in der einen Tongrube von Rauske unmittelbar an der Nordseite der Landstraße im Dorfe selbst beobachtet, dieses Jahrbuch 1910, S. 103, andeutungsweise auch in dem Braunkohlenaufschlusse von Saarau, ebenda, 1907, S. 1045.

6. Diluvium.

Meine Auffassung von der Natur der diluvialen Bildungen auf Blatt Striegrau habe ich in dem Jahresberichte dieser Anstalt für 1907, S. 1046 und 1904, S. 606 zum Ausdruck gebracht. Der Geschiebelehm ist an mehreren Punkten durch sehr zahlreiche örtliche Geschiebe ausgezeichnet. So ist der Lehm in der Ziegelei unmittelbar nordwestlich der Stadt Striegau angefüllt von Basaltblöcken. In 550 m Entfernung nördlich hiervon steht der Basalt des Breitenberges an. Die Ziegelei am Nordfuße der Ritterberge enthält massenhaft Hornfelsblöcke und Bruchstücke von Turmalingranulit. Der Granit findet sich verhältnismäßig selten in Form von Geschiebeblöcken. In größerer Ausdehnung war der Geschiebelehm aufgeschlossen durch die Kanalisierungsarbeiten in der Stadt Striegau und durch die Erweiterungsbauten am Bahnhof Striegau. Einen beachtenswerten Zug im Landschaftsbilde bilden die Kieshügel in der Nähe des Bahnhofs Königszelt zwischen Neu-Jauernick und dem Dorf Zedlitz. Hier treten die Kiesbänke über die Plateaukanten heraus. Man hat gelegentlich derartige Kiesrücken mit Äsern verglichen. Die Ähnlichkeit derartiger Bildungen in Schlesien mit einem Äs überhaupt ist doch aber wohl nur sehr äußerlich. Der letzte Ausläufer dieses Kiesrückens findet sich am Weinberge nördlich von Zedlitz. Er erreicht hier 254 m

Meereshöhe. Bei Königszelt ist ein ähnlicher Rücken 255 m hoch. In etwa gleicher Höhe halten sich die einzelnen Kuppen, die von hier aus südwärts bis Neu-Jauernik aufeinanderfolgen. Hierselbst erreichen sie fast 260 m. Der Weinberg von Zedlitz ist das Ende einer terrassenartigen Stufe, die das Tal der Polsnitz von Nieder-Kunzendorf her im Osten begleitet.

Löß im eigentlichen Sinne habe ich auf dem Blatte nicht nachgewiesen, wohl aber ist auf Blatt Striegau an der Oberfläche ein lockerer Lehm verbreitet, den ich als Lößlehm bezeichnet habe in der Vermutung, daß seine Entstehung mit der des Lösses in irgendeiner Weise verknüpft ist. An zahlreichen Stellen, eigentlich fast allgemein findet sich auch hier an der Unterkante des Lößlehms eine Steinsohle, die aus widerstandsfähigen, meist höchstens faustgroßen Geröllen besteht. Windschliffe und Dreikanterbildung sind sehr verbreitet. Reste einer diluvialen Flora wurden kaum beobachtet. Von Wirbeltierfunden sind nur diejenigen von Rauske, von denen ich am angegebenen Orte wiederholt berichtet habe, anzuführen.

7. Alluvium.

Die Talniederungen enthalten keine Bildungen besonderer Art. Lockerer dunkelbrauner Auelehm oder tonige Feinsande herrschen hier bei weitem vor. Eine kleine Süßwasserschneckenfauna von Rauske hat früher Besprechung gefunden.

Oberflächenverhältnisse.

Das Blatt Striegau nimmt morphologisch keine selbständige Stellung ein. Größtenteils gehört es dem schlesischen Flachlande an und bleibt auf etwa 5 km vom Gebirge und der sudetischen Randlinie entfernt. Dagegen beteiligt es sich an seiner Nordwestecke am Hügellande, das sich aus der schlesischen Ebene erhebt. Von den Striegauer Bergen erreicht der Breite Berg 340 m und der Kreuzberg 352 m Meereshöhe. Geologisch dazu gehörig, aber morphologisch getrennt ist der Streitberg mit 349 m Meereshöhe, an den sich nordwärts das Gebiet des von mir so genannten Jenkauer Schiefergebirges mit seinen flachen Hügeln anschließt. Das-

selbe gilt auch von der südöstlichen Fortsetzung des Streitberges, den Järischauer Bergen. Der flache Teil des Gebietes, also abgesehen von den Striegauer Bergen, erreicht im Südwesten bei Hoymsberg, wo es sich am meisten dem Sudetenrande nähert, die Höhe von 265 m. Im Nordosten sinkt es bis zu 185 m Meereshöhe hinab, nur das Tal des Striegauer Wassers greift hier im Nordosten einige Meter tiefer ein. Der überwiegend größte Teil des Blattes liegt zwischen 200 und 260 m Meereshöhe. Als ein besonderes Glied in den Oberflächenformen des Blattes kann man die nach Südosten ansteigende Fläche auffassen, die sich durch die 240 m-Höhenlinie kennzeichnet. Auf dem benachbarten Blatte Hohenfriedeberg wird diese Fläche nordwärts immer schmaler, während sie südwärts auf Blatt Schweidnitz in ungefähr gleicher Breite weiterzieht.

Durchfurcht wird das Gebiet von den jetzigen Talläufen des Striegauer Wassers und der Polsnitz (oder des »Freiburger Wassers«), die sich etwa in der Mitte des Blattes vereinigen und der Weistritz zuströmen. Nur am Nordrande sind Quellbäche vorhanden, die zur Weidelache im Nordwesten und zum Leisebache im Norden führen und somit zum Katzbachgebiete gehören. Beim Eintritt in das Blatt liegt das Polsnitzbett etwa 15 m tiefer als das einschließende Plateau. Beim Striegauer Wasser sind die Verhältnisse nicht so einfach, da hier anstehendes Gestein den Fluß ostwärts ablenkt. Es braucht nicht zur Erklärung dieser Erosionsrinne nur die postglaziale Erosionstätigkeit herangezogen zu werden. Durch beide Flüsse wird das Vorland des Gebirges, die oben gekennzeichnete sanft ansteigende Fläche, zerschnitten. Von ganz besonderem Interesse ist das Vorhandensein älterer Tiefenlinien, die heute von unbedeutenden Gewässern durchströmt sind. Den auffälligsten Zug im Landschaftsbilde bildet das Tal von Nieder-Streit zwischen den eigentlichen Striegauer Bergen und dem Gansberge im Südwesten und dem Streitberge im Nordosten. Es ist dieses die Senke, in der die Bahnlinie von Königszelt über Striegau nach Jauer und Liegnitz führt. Wie eine breite Pforte öffnet sich hier der Durchbruch zwischen den beiden Bergen. Mit steilem

Abhange erhebt sich der Streitberg in 750 m Abstand um 134 m, und die Berge auf der Südseite in etwas größerem Abstande erreichen die gleiche Höhe. Die Järischauer Berge in der Fortsetzung des Streitberges gegen Südosten verstärken den Eindruck eines langen Talzuges, dessen höchster Punkt bei 217 m nur 9 m über der Aue des Striegauer Wassers liegt. Die Talwände dieses alten Tales sind nicht so einheitlich. Zwischen Järischauer Berg und Streitberg senkt sich ein Paß ein, der allerdings nicht bis auf die Sohle einschneidet. Auf der Südseite aber greift das Tal von Fehebeutel zwischen den Striegauer Spitzbergen und dem Gansberge tief und weit ein.

Dieses Längstal von Niederstreit liegt bei 217 m Meereshöhe um 16 m niedriger als ein anderes ähnliches aber viel größeres Längstal, das der sudetischen Randlinie folgt und zwischen den Striegauer Bergen einerseits und dem sudetischen Abfalle bei Hohenfriedeberg andererseits sich nach Nordwesten zu erstreckt. Das Tal von Niederstreit ist nur 2 km breit, das Tal von Rohnsdorf, wie wir das andere nennen wollen, 6 km breit. Die Breite des trennenden Hügellandes beträgt 3 km.

Es ist außer Frage, daß diese großen breiten Talungen Wege boten für die Schmelzwässer der diluvialen Vereisung, aber wieviel von der für die Ausbildung der Täler nötigen erosiven Arbeit auf die Schmelzwässer zurückzuführen ist, ist schwer zu schätzen. Man wird auch mit der Möglichkeit rechnen müssen, daß, so wie die sudetische Randlinie tektonischer Natur ist, vielleicht auch parallel damit weiter nordwärts weitere Staffeln in verschiedenen Ausmaßen abgesunken sind. So mögen diese Oberflächenformen zum Teil bereits präglazialen Alters sein, ob sie auch postbasaltisch sind, läßt sich noch nicht sagen.

Bericht über die Tätigkeit der Königlichen Geologischen Landesanstalt im Jahre 1915.

Leitung: Geheimer Oberbergrat Professor Dr. BEYSCHLAG.

Revisionen im Gebirgslande: Abteilungsdirigent Professor Dr. KRUSCH.

Revisionen im Tieflande: Abteilungsdirigent Geh. Bergrat Professor Dr. KEILHACK.

I. Geologische Aufnahmen im Maßstabe 1:25000.

1. Rheinprovinz.

Landesgeologe Prof. Dr. KRAUSE setzte die geologische Aufnahme der Blätter Mechernich (G. A. 66, 26)[1]) und Nideggen (G. A. 66, 19) fort und begann die gleiche Aufnahme des Blattes Schleiden (G. A. 66, 25).

Bezirksgeologe Dr. FLIEGEL beendete die geologische Aufnahme des Blattes Mülheim am Rhein (G. A. 66, 5), fuhr in derjenigen des Blattes Burscheid (G. A. 52, 59) fort und kartierte zwecks Klärung der Stratigraphie der Gladbacher Kalkmulde den östlichen Teil der Mulde auf den Blättern Overath (G. A. 66, 6) und Kürten (G. A. 52, 60).

Geologe Dr. AHLBURG vollendete die geologische Aufnahme der Blätter Rodheim (G. A. 68, 20) und Weilmünster (G. A. 68, 31) und führte die gleiche Aufnahme des Blattes Wetzlar (G. A. 68, 26) weiter.

[1]) G. A. = Grad-Abteilung.

Geologe Dr. ZIMMERMANN II bearbeitete geologisch-agronomisch zu $^3/_4$ das Blatt Bonn (G. A. 66, 17), wobei er ungefähr 14 Tage von dem Geologen Dr. KEGEL unterstützt wurde.

Bergassessor HÖPPNER führte geologisch-agronomische Aufnahmearbeiten auf Blatt Kaiserswerth (G. A. 52, 39) aus.

Etatsmäßiger Professor an der Bergakademie Geh. Bergrat Dr. RAUFF stellte mit Unterstützung des Geologen Dr. KEGEL das Blatt Godesberg (G. A. 66, 23) fertig.

2. Provinz Westfalen und Fürstentum Lippe.

Abteilungsdirigent Geh. Bergrat Professor Dr. KEILHACK und Bezirksgeologe Dr. HARBORT führten zwecks Abfassung der Erläuterungen für den gefallenen Verfasser Dr. RENNER Begehungen auf den Blättern Lage und Senne (G. A. 54, 3, 9) aus.

Landesgeologe Geh. Bergrat Professor Dr. DENCKMANN brachte die Arbeiten zur Erzielung eines einheitlichen Profiles des Unterdevons im Siegerlande auf den Blättern Olpe (G. A. 53, 58), Kirchhundem (G. A. 53, 59), Hilchenbach (G. A. 67, 5), Freudenberg (G. A. 67, 10), Siegen (G. A. 67, 11) und Betzdorf (G. A. 67, 16) zum Abschluß und führte hierbei die Spezialkartierung der Blätter 1:10000 Rimmert, Hochwald, Kindelsberg, Gosenbach. Brachbach und Herdorf zu Ende.

Landesgeologe Dr. NAUMANN beendete die geologische Aufnahme des Blattes Rinteln (G. A. 40, 53).

Bezirksgeologe Dr. FUCHS vollendete die geologische Aufnahme des Blattes Herscheid (G. A. 53, 51), setzte die gleiche Aufnahme auf den Blättern Altena, Radevormwald und Wipperfürth (G. A. 53, 45, 43, 49) und des kleinen Anteils der Verseschichten am Westrande des Blattes Plettenberg (G. A. 53, 46) fort und führte einige Begehungen im Lenneschieferanteil des Blattes Hattingen (G. A. 52, 42) aus.

Bezirksgeologe Dr. GRUPE kartierte das Blatt Schwalenberg (G. A. 54, 12) fertig.

3. Provinz Hessen-Nassau.

Landesgeologe Geh. Bergrat Professor Dr. LEPPLA setzte die geologische Aufnahme von Blatt Königstein (G. A. 68, 49) fort.

Landesgeologe Dr. NAUMANN brachte die geologische Aufnahme des Blattes Rinteln (G. A. 40, 53) zum Abschluß.

Geologe Dr. AHLBURG setzte nach Fertigstellung der Blätter Rodheim und Weilmünster (G. A. 68, 20, 31) die geologische Aufnahme des Blattes Wetzlar (G. A. 68, 26) fort.

Freiwilliger Mitarbeiter Professor Dr. BLANCKENHORN revidierte bezw. nahm $^{11}/_{16}$ von Blatt Schwarzenborn (G. A. 69, 1) neu auf.

4. Provinz Hannover, Herzogtum Braunschweig und Freie Reichsstadt Bremen.

Landesgeologe Professor Dr. WOLFF führte die geologisch-agronomische Aufnahme von Blatt Bremen (G. A. 23, 57) vollständig und diejenige von Blatt Lesum (G. A. 23, 51) zur Hälfte durch.

Bezirksgeologe Dr. STOLLER bewirkte bis auf einen kleinen Rest die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Ütze (G. A. 41, 36) und begann die gleiche Aufnahme des Blattes Peine (G. A. 41, 42).

Freiwilliger Mitarbeiter Professor Dr. BODE setzte die geologische Aufnahme des Blattes St. Andreasberg (G. A. 56, 14) fort.

5. Provinz Schleswig-Holstein.

Vakat.

6. Provinz Sachsen.

Landesgeologe Geh. Bergrat Professor Dr. SCHROEDER vollendete nahezu die Kartierung des Blattes Halberstadt (G. A. 56, 11).

Landesgeologe Dr. v. LINSTOW führte die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Eilenburg (G. A. 58, 32) weiter.

Landesgeologe Dr. SIEGERT setzte die geologische Aufnahme des Harzanteils des Blattes Quedlinburg (G. A. 56, 17) fort.

Landesgeologe Dr. KORN nahm die Blätter Rogätz und Niegripp (G. A. 43, 39, 45) östlich der Elbe geologisch-agronomisch auf.

Bezirksgeologe Dr. WIEGERS brachte die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Dolle (G. A. 43, 32) zum Abschluß und führte die gleiche Aufnahme auf Blatt Kolbitz (G. A. 43, 38) fast zu Ende.

7. Provinz Brandenburg.

Abteilungsdirigent Geh. Bergrat Professor Dr. KEILHACK führte zwecks Abfassung der Erläuterungen für die verstorbenen bezw. gefallenen Verfasser Begehungen auf den Blättern Fürstenwalde (G. A. 45, 41) und Cottbus-West (G. A. 59, 18) aus und bearbeitete einen Teil des Blattes Hohenbocka (G. A. 59, 35) geologisch-agronomisch.

Landesgeologe Geh. Bergrat Professor Dr. SCHROEDER begann die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Joachimsthal (G. A. 45, 3) für die 2. Auflage.

Landesgeologe Geh. Bergrat Professor Dr. JENTZSCH setzte die geologisch-agronomische Aufnahme auf Blatt Beerfelde (G. A. 45, 35) fort und nahm die gleiche Aufnahme des Blattes Spreenhagen (G. A. 45, 40) in Angriff.

Landesgeologe Professor Dr. GAGEL bewirkte die geologisch-agronomische Aufnahme der Blätter Babitz und Zechlin (G. A. 27, 50, 51) sowie des preußischen Anteils von Blatt Mirow (G. A. 27, 45) und schloß die Kartierung auf Blatt Dierberg (G. A. 27, 58) ab.

Landesgeologe Professor Dr. KAUNHOWEN führte die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Lübben (G. A. 59, 4) zu Ende und nahm von Blatt Lübbenau (G. A. 59, 10) noch ein Viertel geologisch-agronomisch auf.

Bezirksgeologe Dr. FLIEGEL führte die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Teupitz (G. A. 45, 50) bis auf eine Schlußbegehung durch und ging alsdann zu der gleichen Aufnahme von Blatt Sperenberg (G. A. 45, 49) über.

8. Provinz Pommern.

Landesgeologe Dr. KLAUTZSCH bewirkte die geologisch-agronomische Aufnahme der Blätter Cröslin und Wolgast westlich der Peene (G. A. 11, 51, 57).

Landesgeologe Dr. v. LINSTOW nahm nach einer achttägigen Schlußbegehung auf Blatt Benz (G. A. 28, 5) und einer dreiwöchentlichen Revision auf Blatt Stettin (G. A. 29, 32) die Blätter Cröslin und Wolgast östlich der Peene (G. A. 11, 51, 57) sowie die Blätter Greifswalder Oie, Carlshagen und Zinnowitz (G. A. 11, 46, 52, 58) geologisch-agronomisch auf.

Bezirksgeologe Dr. Hess v. Wichdorff begann die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Nörenberg (G. A. 30, 82).

9. Provinz Schlesien.

Abteilungsdirigent Geh. Bergrat Professor Dr. Keilhack bearbeitete einen Teil des Blattes Hohenbocka (G. A. 59, 35) geologisch-agronomisch.

Landesgeologe Geh. Bergrat Professor Dr. Zimmermann nahm den Schiefergebirgsanteil der Blätter Lähn und Schönau (G. A. 61, 57, 58) auf und kartierte des Anschlusses wegen angrenzende Streifen der Blätter Kauffung (G. A. 75, 4) und Kolbnitz (G. A. 61, 59).

Landesgeologe Professor Dr. Kühn stellte die geologische Aufnahme des Blattes Liebenthal (G. A. 61, 56) bis auf das Schiefergebirge nahezu fertig.

Landesgeologe Dr. Tietze setzte nach Beendigung der geologisch-agronomischen Aufnahme des Blattes Breslau (G. A. 62, 53) die gleiche Aufnahme auf dem Blatte Kunitz (G. A. 61, 48) fort.

Bezirksgeologe Dr. Finckh führte die geologisch-agronomische Aufnahme des Flachlandanteiles von Blatt Reichenbach (G. A. 76, 14) zu Ende und begann dann gemeinsam mit dem Bezirksgeologen Dr. Berg die geologische Aufnahme des Blattes Charlottenbrunn (G. A. 76, 13).

Bezirksgeologe Dr. Behr führte die geologisch-agronomische Aufnahme auf dem Blatte Münsterberg (G. A. 76, 23) weiter.

Bezirksgeologe Dr. Berg nahm nach Abschluß der geologischen Aufnahme des Blattes Warmbrunn (G. A. 75, 9) das Blatt Schneegrubenbaude (G. A. 75, 14) auf, begann die gleiche Aufnahme des Blattes Schreiberhau (G. A. 75, 8), führte zwecks Abfassung der Erläuterungen für den in Gefangenschaft geratenen Professor Gürich Begehungen auf Blatt Jauer (G. A. 61, 60) aus und ging dann gemeinsam mit dem Bezirksgeologen Dr. Finckh zu der geologischen Aufnahme von Blatt Charlottenbrunn (G. A. 76, 13) über.

10. Provinz Posen und Westpreußen.

Fehlt.

11. Provinz Ostpreußen.

Landesgeologe Dr. KLAUTZSCH führte zur Abfassung von Erläuterungen für den gefallenen Bezirksgeologen Dr. TORNAU Begehungen auf Blatt Mahnsfeld (G. A. 18, 25) aus.

Bezirksgeologe Dr. HESS v. WICHDORFF beging zwecks Aufsuchung von Baumaterialien, Lehmlagern, Kies- und Kalkvorkommen das Blatt Rydzewen (G. A. 36, 3) und nahm einen Teil desselben geologisch-agronomisch auf.

12. Hohenzollern.

Bezirksgeologe Dr. SCHMIERER führte zwecks Abfassung der Erläuterungen für den gefallenen Geologen Dr. MÜLLER Begehungen auf dem Blatte Hechingen (G. A. 84, 40) aus, beendigte die geologische Aufnahme des Blattes Thanheim-Balingen (G. A. 84, 46) und setzte die gleiche Aufnahme des Blattes Jungingen-Thalheim (G. A. 84, 41) fort.

II. Andere Arbeiten.

1. Wissenschaftlich-geologische Arbeiten.

Abteilungsdirigent Geh. Bergrat Professor Dr. KEILHACK: Festlegung der Endmoränenzüge in der südlichen und westlichen Provinz Brandenburg von der Oder bei Grünberg bis zur Elbe bei Havelberg. Gemeinsam mit dem Bezirksgeologen Dr. FLIEGEL und dem Bergassessor HÖPPNER: Begehungen in der Gegend zwischen Kaldenkirchen und Düsseldorf im Interesse der einheitlichen Darstellung des Diluviums im Niederrheinischen Tieflande.

Landesgeologe Geheimer Bergrat Professor Dr. LEPPLA: Fortsetzung der Übersichtsbegehungen zur Gliederung des Unter- und Vor-Devons im Soonwald und an der Nahe für eine Übersichtskarte. Grenzbegehungen mit Vertretern der Hessischen Geologischen Landesanstalt im Bereich der Blätter Wiesbaden (G. A. 67, 60) und Hochheim (G. A. 68, 55) zwecks Herstellung des Anschlusses.

Bezirksgeologe Dr. FUCHS: Übersichtsbegehungen im Bergischen Lande für die geologische Übersichtskarte des Sauer-

landes und Bergischen Landes. Begehung im unteren Dhünngebiet zum Zwecke der stratigraphischen Klärung der Fauna von Schaffeld.

Landesgeologe Dr. SIEGERT: Begehung von Pliocänaufschlüssen im Fulda-Gebiete.

Freiwilliger Mitarbeiter Professor Dr. BLANCKENHORN: Klarstellung der Reihenfolge der Tertiärschichten auf Blatt Ziegenhain (G. A. 68, 6).

Bezirksgeologe Dr. STOLLER: Untersuchungen der Tertiärschichten in der Gegend zwischen Diepholz und Nienburg a. d. Weser. Geologische und pflanzenpaläontologische Untersuchung der Aufschlüsse im diluvialen Mammutlehm von Krölpa.

Bezirksgeologe Dr. HARBORT: Systematische Untersuchung der Profile bituminöser Gesteine zwecks Verarbeitungsfähigkeit auf Schieferöl.

Freiwilliger Mitarbeiter Professor Dr. BODE: Aufschürfungen auf Blatt Lauterberg (G. A. 56, 19) zur Klärung der stratigraphischen Verhältnisse.

Landesgeologe Geheimer Bergrat Professor Dr. SCHROEDER: Fortsetzung der Begehung der Blätter Schwanebeck, Dardesheim, Osterwiek und Wernigerode (G. A. 56, 3, 4, 5, 9) behufs Herstellung einer geologischen Übersichtskarte der subhercynen Kreidemulde.

Landesgeologe Professor Dr. GAGEL: Untersuchung der Steilufer auf Hiddensoe bei Rügen.

Landesgeologe Professor Dr. KÜHN: Untersuchung neuer Aufschlüsse auf den Blättern Lähn, Schönau, Goldberg und Gröditzberg (G. A. 61, 57, 58, 52, 51).

Landesgeologe Dr. TIETZE: Verfolgung des Lissaer Endmoränenzuges. Gemeinsam mit dem Bezirksgeologen Dr. FINCKH: Begehung der Weistritz-Terrassen.

Bezirksgeologe Dr. FINCKH gemeinsam mit dem Bezirksgeologen Dr. BEHR: Begehungen des alten Gebirges und Tertiärs auf den Blättern Strehlen und Marienau (G. A. 76, 17, 18) und im Zobtengebiet.

Landesgeologe Dr. KORN: Untersuchung der Oser des Odergletschers östlich der Oder. Feststellung der Verbindung der Mittel-Posenschen Endmoräne mit den Märkischen Endmoränen. Untersuchung des Dünengebiets im Netzetal bei Czarnikau. Gemeinsam mit dem Abteilungsdirigenten Geh. Bergrat Professor Dr. KEILHACK: Bereisung der Netzeterrassen.

Landesgeologe Professor Dr. KAUNHOWEN: Verfolgung der Aufschlüsse im Tagebau in Palmnicken.

Bezirksgeologe Dr. HESS v. WICHDORFF: Untersuchung neuer Terrassen-Kalklager bei Puppen in der Johannisburger Heide.

2. Instruktionskurse.

Fehlen.

3. Praktisch-geologische Arbeiten.

a) Wasserversorgungen.

Die Anstalt wirkte beratend mit bei den Wasserversorgungsprojekten folgender Gemeinden, Behörden und Privatunternehmungen:

Rheinprovinz: Wolken (Kreis Coblenz), Augusta Victoria Haus Ehringshausen (Kreis Wetzlar), Bahnhof Kreuzberg (Kreis Ahrweiler), Bahnwärterhaus bei Stommeln (Kreis Cöln).

Westfalen: Altena.

Hessen-Nassau: Röhrda (Kreis Eschwege), Anspach (Kreis Usingen), Westerfeld (Kreis Usingen).

Hannover: Duderstadt.

Sachsen: Halberstadt.

Brandenburg: Provinzialirrenanstalt Landsberg a. d. W.

Pommern: Misdroy (Kreis Usedom-Wollin), Greifswald, Försterei Stabenow (Kreis Saatzig).

Posen: Jarotschin.

Westpreußen: Thorn.

Ostpreußen: Braunsberg.

Kriegsgebiet: Bad Ciechocinek, Bahnhöfe Baroncourt und

Conflans, vordere und rückwärtige Stellungen und Quartiere an verschiedenen Stellen der Westfront.

b) Talsperren und Wasseranlagen.

Es wurden begutachtet die Talsperren und Stauanlagen:

an der Fulda,
bei Groß-Tromp,
» Gillwalde,
» Kauffung,
» Brilon.

c) Untersuchung von Heilquellen und Abgrenzungen von Schutzgebieten

für die Quellen von:

Fachingen, Ems und Wiesbaden.

d) Kanal-, Brücken- und Wasserbauten.

Beratung oder Untersuchung von Aufschlüssen bei folgenden Bauten:

Hohenzollern-Kanal, Kanal Wesel-Datteln, Mittelland-Kanal von Dedensen bis Hannover, Lebaregulierung zwischen Lauenburg und dem Lebasee, Masurischer Kanal.

e) Eisenbahn- und Tunnel-Aufschlüsse.

Folgende Bahnstrecken wurden besichtigt, kartiert oder begutachtet:

Rheinprovinz: Ahrtalbahn bei Kreuzberg, Dutenhofen—Großen Linden, Mörs—Sevelen. Rheinbach—Dernau, Merzig—Waldwiese, St. Wendel—Tholey, Tunnel bei Hösel, Tunnelprojekt bei Beilstein.

Westfalen: Meinerzhagen—Olpe, Weidenau—Dillenburg, Kreuzthal—Hilchenbach.

Hessen-Nassau: Haiger—Gusternhain, Hattenheim—Erbach, Hilders—Wüstensachsen, Simmern—Gemünden, Stockhausen—Beilstein, Stolln Hohenwald im Taunus, Tunneltrace bei Langenaubach.

Hannover: Leese—Stadthagen.

Sachsen: Berga—Kelbra—Artern, Rottleberode—Stolberg.

Pommern: Bergen auf Rügen—Stralsund, Pollnow—Zollbrück.

Schlesien: Kontopp—Züllichau—Schwiebus, Krehlau—Guhrau—Lissa.

Ostpreußen: Bartenstein—Heilsberg.

Sachsen-Meiningen und Sachsen-Coburg: Eisfeld—Coburg, Weidhausen—Neustadt.

f) Untersuchung von Domänen und Gütern.

Gut Neuhausen (G. A. 60, 13).

g) Aufnahme der Umgebung von Landwirtschaftsschulen.

Für folgende Landwirtschaftsschulen wurden Gebiete als Lehrfelder geologisch-agronomisch kartiert:

Provinz Schleswig-Holstein: Kappeln (G. A. 7, 22).

Provinz Westpreußen: Marienburg (G. A. 16, 59).

h) Bergwirtschaftliche und technische Untersuchungen.

Untersuchungen über Manganerze im Rheinischen Schiefergebirge.

Gutachten über junge tektonische Bodenbewegungen auf einem vom Allgemeinen Knappschaftsverein in Bochum zur Errichtung eines Krankenhauses bestimmten Grundstück in Holten.

Untersuchung von Kupfererzvorkommen im Nahetal.

Befahrung und Begutachtung der Grube Kunst bei Struthütten.

Verfolgung bisher wenig beachteter Manganerze im Siegerlande.

Untersuchung von Neuaufschlüssen der Königlichen Berginspektion Dillenburg.

Untersuchung der Mangan- und Phosphatvorkommen im Lahngebiete.

Gutachten über die Braunkohlenfelder bei Lübbenau.

Untersuchung der Manganerz- und Eisenmanganerzvorkommen im südlichen Thüringer Wald, Spessart und Odenwald. Besichtigung der Chromeisenerzlagerstätten von Tonnpadel bei Zobten.

Untersuchung von metallhaltigen Grubenwässern.

Gutachten über die Kalksteinbrüche der Stadt Meiningen.

Gutachten über die Urbarmachung der Senne.

Gutachten über die Ursache der Senkungen an den Sperenberger und Fern Neuendorfer Kreisstraßen.

Gutachten über die Untergrundbeschaffenheit eines Friedhofsgeländes bei Weißensee.

Geologische Beratung des Kgl. Oberbergamtes in Halle betreffend Wasserzuflüsse in Sperenberg in einem Rechtsstreit.

Prüfung der Entwässerungsmöglichkeiten an einzelnen Stellen der Westfront.

Beratung des Verwaltungschefs beim Generalgouverneur in Belgien in den Fragen der Versorgung der Westfront mit Steinmaterialien für Straßen, Eisenbahnen und Festungsbau und in anderen technisch-geologischen Fragen.

4. Verfolgung und Bearbeitung von Bohr- und Schachtaufschlüssen.

Die in großer Menge aus dem ganzen Arbeitsgebiet eingegangenen Bohrproben wurden laufend bearbeitet. Hervorzuheben sind besonders folgende Bohrungen:

Rheinprovinz und Westfalen: am Kanal Wesel-Datteln, im niederrheinischen Steinkohlenbezirk.

Hannover und Braunschweig: fiskalische Erdölbohrungen bei Schandelah, Wietze und Celle, des Wasserbauamtes Lüneburg.

Brandenburg: für das Militärbauamt Jüterbog, bei Kirchhain, der Berliner Tiefbauämter.

Schlesien: bei Breslau, bei Bernstadt, auf dem Schießplatz Lamsdorf.

Posen: bei Jarotschin, bei Thorn.

Ostpreußen: für die Fortifikation Königsberg und die Etappenstationen des Operationsgebietes.

Ferner Bearbeitung einer weiteren erheblichen Zahl von Einzelbohrungen aus allen Provinzen wie auch der von der Geologischen Landesanstalt amtlich ausgeführten Bohrungen.

5. Arbeiten im Laboratorium.

Im Laboratorium für Bodenkunde wurden insgesamt 468 Eingänge bearbeitet, die sich auf 187 Boden-, 129 Sole-, 6 Erz-, 3 Kohleproben und 130 Proben von bituminösen Gesteinen und Sanden sowie 13 sonstigen Mineral- und Gesteinsproben verteilen. Zu deren Untersuchung und Bewertung wurden 110 Körnungen, 111 Vollanalysen, bestehend aus 1554 Einzelbestimmungen, 22 Tonbestimmungen, 48 Stickstoffabsorptionen, 110 Schwelanalysen, 20 Ätherextraktionen, 4 Siedeanalysen von Ölen und 320 Einzelbestimmungen in Proben ausgeführt.

Außerdem wurde eine Reihe von Untersuchungen für Kriegszwecke vorgenommen.

Im Laboratorium für Mineral- und Gesteinsanalyse wurden 44 Bauschanalysen mit 618 Einzelbestimmungen und 28 Teilanalysen mit 64 Einzelbestimmungen ausgeführt.

6. Geologensitzungen im Jahre 1915.

In den Sitzungen der Geologen sind nachstehende Themata besprochen worden.

14. Januar: Behr: Über Ausheilungserscheinungen an Bergkrystallen vom Rummelsberg in Schlesien.
Berg: Die mikrochemische Bestimmung mikroskopisch kleiner Erzkörnchen.

4. Februar: Hess v. Wichdorff: Über die Bedeutung von Höhlenforschungen für die allgemeine Geologie.

11. » Korn: Das Quartär der Gegend von Filehne.

GOTHAN: Einige neuere Ergebnisse der Untersuchung von Pflanzenfossilien aus dem Rhät der Nürnberger Gegend.

HESS v. WICHDORFF: Geologische Beobachtungen im Kreise Memel.

3. Dezember: KORN: Bericht über die Aufnahme des Blattes Niegripp.

WIEGERS: Beobachtungen auf den Blättern Neuhaldensleben, Niegripp, Wolmirstedt und Calvörde.

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	182,	nachträglich Blatt Kirchohsen	1 Bl.
»	190,	enthaltend die Blätter Fischhausen, Medenau, Königsberg-West, Königsberg-Ost, Zimmerbude, Brandenburg, Ponarth, Ludwigswalde	8 »
»	195,	enthaltend die Blätter Elmpt, Burgwaldniel, Viersen, Willich, Birgelen, Wegberg	6 »
»	205,	enthaltend die Blätter Balga, Bladiau, Pörschken, Mahnsfeld, Tharau . . .	5 »
»	206,	enthaltend die Blätter Postnicken-West, Schaaken, Schönwalde, Löwenhagen, Uderwangen	5 »
»	207,	enthaltend die Blätter Nimmersatt, Memel, Schmelz, Schwarzort, Perwelk, Nidden-West, Nidden-Ost, Pillkoppen, Kunzen, Rositten, Sarkau, Mövenhaken . .	12 »
»	209,	enthaltend die Blätter Neuß, Hitdorf, Cöln	3 »
»	216,	enthaltend die Blätter Erxleben, Neuhaldensleben, Wolmirstedt	3 »

Lieferung 218, enthaltend die Blätter Uekeritz, Benz, Zirchow . . . . . 3 Bl.

zusammen 46 Bl.

Es waren bereits veröffentlicht 1006 »

Mithin sind im ganzen zum erstenmal veröffentlicht 1052 Bl.

In der zweiten Auflage sind vollendet die Blätter Ratzeburg, Mölln . . . . . 2 Bl.

Der Stand der noch nicht herausgegebenen Kartenblätter ist folgender:

In der lithographischen Ausführung begriffen sind:

Lieferung	183,	Gegend von	Friedrichroda . .	4 Bl.
»	198,	»	» Schwarzenborn . .	5 »
»	199,	»	» Westerholt . . .	3 »
»	202,	»	» Lähn	6 »
»	203,	»	» Samter	6 »
»	208,	»	» Weilburg	4 »
»	211,	»	» Essen	2 »
»	213,	»	» Kunrau	3 »
»	217,	»	» Ballenstedt . . .	2 »
»	219,	»	» Eichberg	4 »
»	220,	»	» Meinerzhagen . .	4 »
»	221,	»	» Heiligenbeil . . .	4 »
»	226,	»	» Wartenburg . . .	3 »
»	228,	»	» Hechingen . . .	4 »

54 Bl.

Hierzu die zum erstenmal veröffentlichten 1052 »

Zusammen 1106 Bl.

Über die Veröffentlichung der geologischen Spezialkarte 1:25000 seit ihrem Erscheinen seien hier folgende Notizen eingeschaltet:

Vor dem	Jahre	1873	sind veröffentlicht	18 Blätter
im	Jahre	1873	» »	6 »
»	»	1874	» »	3 »

im	Jahre	1875	sind	veröffentlicht	. . . .	7	Blätter
»	»	1876	»	»	. . . .	11	»
»	»	1877	»	»	. . . .	6	»
»	»	1878	»	»	. . . .	10	»
»	»	1879	»	»	. . . .	6	»
»	»	1880	»	»	. . . .	9	»
»	»	1881	»	»	. . . .	15	»
»	»	1882	»	»	. . . .	18	»
				bis 1882 zusammen		109	Blätter
»	»	1883	»	»	. . . .	19	»
»	»	1884	»	»	. . . .	14	»
»	»	1885	»	»	. . . .	30	»
»	»	1886	»	»	. . . .	9	»
»	»	1887	»	»	. . . .	21	»
»	»	1888	»	»	. . . .	14	»
»	»	1889	»	»	. . . .	26	»
»	»	1890	»	»	. . . .	14	»
»	»	1891	»	»	. . . .	28	»
»	»	1892	»	»	. . . .	18	»
				von 1883 bis 1892 zusammen		193	Blätter
»	»	1893	»	»	. . . .	23	»
»	»	1894	»	»	. . . .	23	»
»	»	1895	»	»	. . . .	25	»
»	»	1896	»	»	. . . .	21	»
»	»	1897	»	»	. . . .	22	»
»	»	1898	»	»	. . . .	18	»
»	»	1899	»	»	. . . .	17	»
»	»	1900	»	»	. . . .	25	»
»	»	1901	»	»	. . . .	14	»
»	»	1902	»	»	. . . .	43	»
				von 1893 bis 1902 zusammen		231	Blätter
»	»	1903	»	»	. . . .	38	»
»	»	1904	»	»	. . . .	32	»
»	»	1905	»	»	. . . .	29	»

im Jahre	1906	sind	veröffentlicht	. . . .	40	Blätter
» »	1907	»	»	. . . .	39	»
» »	1908	»	»	. . . .	41	»
» »	1909	»	»	. . . .	40	»
» »	1910	»	»	. . . .	40	»
» »	1911	»	»	. . . .	40	»
» »	1912	»	»	. . . .	41	»
			von 1903 bis 1912	zusammen	380	Blätter
» »	1913	»	»	. . . .	47	»
» »	1914	»	»	. . . .	46	»
			zusammen bis zum Jahre 1914		1006	Blätter

B. Abhandlungen.

N. F. Heft 64: Beiträge zur Seenkunde. Teil IV. Von A. JENTZSCH.

» » » 78: Beiträge zur Seenkunde. Teil V. Von A. JENTZSCH.

» » » 79: Der Hunsrückschiefer und die Unterkoblenzschichten am Mittelrhein (Loreleigegend). Von A. FUCHS.

» » » 80: Neue oder wenig bekannte Versteinerungen aus dem rheinischen Devon, besonders aus dem Lenneschiefer. Von J. SPRIESTERSBACH.

» » » 82: Die Platylenticerasarten des Untersten Valanginien Nordwestdeutschlands. Von A. VON KOENEN.

Außerdem im Druck befindlich:

N. F. Heft 57: Beiträge zur Seenkunde. Teil III. Von A. JENTZSCH.

C. Beiträge zur geologischen Erforschung der deutschen Schutzgebiete.

Heft 10: Beitrag zur Kenntnis der Eruptivgesteine des Bismarck-Archipels und der Salomon-Inseln. Von R. GLAESSNER.

Im Druck befinden sich:

Heft 11: Ergebnisse von Bohrungen in Deutsch-Südwestafrika. Von P. RANGE.

» 12: Die eocäne Invertebraten-Fauna des Kalksteins in Togo, im Zusammenhange mit anderen Tertiärablagerungen Afrikas vergleichend betrachtet. Von P. OPPENHEIM.

D. Archiv für Lagerstätten-Forschung und Lagerstättenkarten.

Heft 9: Die Gliederung und Tektonik der Oberkoblenzschichten im Quellensattel und im Ganggebiet von Bad Ems. Von A. FUCHS.

» 15: Die Kohlenvorräte des Deutschen Reiches. I. Teil. „Das niederschlesische Steinkohlenbecken". Von H. E. BÖKER.

» 20: Über die genetischen Beziehungen des dichten Magnesites zu den Mineralien der Nickelsilikatgruppe. Von PH. KRAFT.

» 21: Die Braunkohlenformation im Herzogtum Sachsen-Altenburg und im südlichen Teil der Provinz Sachsen. Von W. TILLE.

Karte der nutzbaren Lagerstätten Deutschlands. Gruppe Preußen 1:200 000.

Lieferung VIII, enthaltend die Blätter: Görlitz, Liegnitz, Breslau, Hirschberg i. Schlesien, Schweidnitz, Lewin, Glatz, mit Begleitwort und Farbenerklärung.

Außerdem sind folgende Karten im Druck befindlich:

Gangkarte des Siegerlandes 1:10 000.

Von Lieferung IV die Blätter Elkenroth, Daaden und Horhausen.

Lieferung V, enthaltend die Blätter Olpe, Littfeld, Silberg, Wenden und Müsen.

E. Weltmontanstatistik.

Heft 1: Montanstatistik des Deutschen Reiches mit 1 Atlas in 39 Blättern. Von K. FLEGEL.

F. Jahrbuch der Königlichen Geologischen Landesanstalt.

Jahrgang 1914, Teil II, Heft 3.
» 1915, » I, » 3.
» 1915, » II, » 1.

Ferner im Druck befindlich:

Jahrgang 1915, Teil II, Heft 2.
» 1915, » II, » 3.
» 1916, » I, » 1.

G. Geologische Übersichtskarte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten im Maßstabe 1:200 000.

1. Blatt Trier-Mettendorf (im Druck befindlich).

H. Sonstige Karten und Schriften.

a) Karten.

Geologische Übersichtskarte 1:50 000 der Loreleigegend (Mittelrhein). Von A. FUCHS.

Geologisch-agronomische Karten der Lehrfelder für die landwirtschaftlichen Schulen in Diepholz, Bremervörde, Neidenburg und Salzwedel.

Außerdem befinden sich im Druck:

Leobschütz und Itzehoe.

b) Schriften.

Ergebnisse von Tiefbohrungen, Heft VII.

In Vorbereitung befindet sich:

Ergebnisse von Tiefbohrungen, Heft VIII.

Außerdem gibt die Geologische Landesanstalt die Lagerstätten-Chronik als Monatliche Mitteilungen lagerstättenkundlichen und bergwirtschaftlichen Inhalts aus dem Archiv der Geologischen Landesanstalt heraus.

Verkauf der Karten und Schriften.

Im Jahre 1915 wurden verkauft:

		(gegen 1914)	(gegen 1913)
Karten 1:25000	3904 Bl.	5531 Bl.	7746 Bl.
Abhandlungen	368 Expl.	686 Expl.	711 Expl.
Jahrbücher	68 »	152 »	200 »
Sonderabdrücke	486 »	879 »	1016 »
Sonstige Karten und Schriften	714 »	1590 »	2351 »

Arbeitsplan
der Königlichen Geologischen Landesanstalt
für das Jahr 1916.

Leitung: Geheimer Oberbergrat Professor Dr. BEYSCHLAG.

Revisionen im Gebirgslande: Abteilungsdirigent Geheimer Bergrat Professor Dr. KRUSCH.

Revisionen im Tieflande: Abteilungsdirigent Geheimer Bergrat Professor Dr. KEILHACK.

I. Geologische Aufnahmen im Maßstabe 1 : 25000.

1. Rheinprovinz.

Landesgeologe Geheimer Bergrat Professor Dr. DENCKMANN wird die geologische Aufnahme des Blattes Freudenberg (G. A. 67, 10)[1]) zu Ende führen und die gleiche Aufnahme des Blattes Betzdorf (G. A. 67, 16) abzuschließen suchen. — Dienstbezirk: Freudenberg-Betzdorf. (Siehe auch unter Provinz Westfalen und II. Andere Arbeiten.)

Bezirksgeologe Dr. FLIEGEL wird die geologisch-agronomische Aufnahme der Blätter Burscheid und Kürten (G. A. 52, 59, 60) fortsetzen. — Dienstbezirk: Burscheid-Kürten. (Siehe auch unter Provinz Brandenburg und II. Andere Arbeiten.)

Bezirksgeologe Dr. FUCHS wird die geologische Aufnahme des Blattes Radevormwald (G. A. 53, 43) zu beenden suchen und das Blatt Wipperfürth (G. A. 53, 49) geologisch weiter bearbeiten. — Dienstbezirk: Radevormwald-Wipperfürth. (Siehe auch unter Provinz Westfalen und II. Andere Arbeiten.)

[1]) G. A. = Grad-Abteilung.

Geologe Dr. AHLBURG wird die geologische Aufnahme des Blattes Wetzlar (G. A. 68, 26) weiterführen und diejenige des Blattes Cleeberg (G. A. 68, 32) beginnen. — Dienstbezirk: Wetzlar-Cleeberg. (Siehe auch unter Provinz Hessen-Nassau.)

Geologe Dr. ZIMMERMANN II wird 4 Wochen auf die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Bonn (G. A. 66, 17) verwenden und alsdann das Blatt Mörs (G. A. 52, 32) geologisch-agronomisch aufnehmen. — Dienstbezirk: 1. Bonn, 2. Mörs.

Bergassessor HÖPPNER wird die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Kaldenkirchen (G. A. 51, 42) fertigstellen. — Dienstbezirk: Kaldenkirchen.

Etatsmäßiger Professor an der Bergakademie Geheimer Bergrat Dr. RAUFF wird die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Bonn (G. A. 66, 17) beenden. — Dienstbezirk: Bonn. (Siehe auch unter II. Andere Arbeiten.)

2. Provinz Westfalen und Fürstentum Lippe.

Landesgeologe Geheimer Bergrat Professor Dr. DENCKMANN wird die geologische Aufnahme des Blattes Freudenberg (G. A. 67, 10) zu Ende führen und die gleiche Aufnahme des Blattes Betzdorf (G. A. 67, 16) abzuschließen suchen. — Dienstbezirk: Freudenberg-Betzdorf. (Siehe auch unter Rheinprovinz und II. Andere Arbeiten.)

Landesgeologe Dr. NAUMANN wird die geologische Aufnahme des Blattes Vlotho (G. A. 40, 52) bewirken. — Dienstbezirk: Vlotho.

Bezirksgeologe Dr. FUCHS wird in 4 Wochen die geologische Aufnahme des Blattes Altena (G. A. 53, 45) zum Abschluß bringen, den kleinen Anteil der Verseschichten am Westrande des Blattes Plettenberg (G. A. 53, 46) und den Lenneschieferanteil des Blattes Hattingen (G. A. 52, 42) fertig aufnehmen, die geologische Aufnahme des Blattes Radevormwald (G. A. 53, 43) zu beenden suchen und das Blatt Wipperfürth (G. A. 53, 49) geologisch weiter bearbeiten. — Dienstbezirk: 1. Altena-Plettenberg, 2. Hattingen, 3. Radevormwald-Wipper-

fürth. (Siehe auch unter Rheinprovinz und II. Andere Arbeiten.)

Geologe Dr. MESTWERDT wird die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Herford-Ost (G. A. 40, 51) beenden und die gleiche Aufnahme des Blattes Brackwede (G. A. 54, 2) beginnen. — Dienstbezirk: 1. Herford-Ost, 2. Brackwede.

3. Provinz Hessen-Nassau.

Landesgeologe Geheimer Bergrat Professor Dr. LEPPLA wird die geologische Aufnahme von Blatt Königstein (G. A. 68, 49) fortsetzen. — Dienstbezirk: Königstein. (Siehe auch unter II. Andere Arbeiten.)

Geologe Dr. AHLBURG wird die geologische Aufnahme des Blattes Wetzlar (G. A. 68, 26) weiter führen und mit der gleichen Aufnahme des Blattes Cleeberg (G. A. 68, 32) beginnen. — Dienstbezirk: Wetzlar-Cleeberg. (Siehe auch unter Rheinprovinz.)

Freiwilliger Mitarbeiter Professor Dr. BLANCKENHORN wird Blatt Schwarzenborn (G. A. 69, 1) fertig revidieren und alsdann die Revision der Blätter Neukuhren und Niederaula (G. A. 69, 7, 8) bewirken. — Dienstbezirk: 1. Schwarzenborn, 2. Neukirchen-Niederaula.)

4. Provinz Hannover, Herzogtum Braunschweig und Freie Reichsstadt Bremen.

Landesgeologe Geheimer Bergrat Professor Dr. SCHROEDER wird in 4 Wochen den nordwestlichen Muldenschluß der subhercynen Kreidemulde auf Blatt Lesse (G. A. 41, 54) kartieren. — Dienstbezirk: Lesse. (Siehe auch unter Provinz Sachsen, Provinz Brandenburg und II. Andere Arbeiten.)

Bezirksgeologe Dr. STOLLER wird nach Abschluß des Blattes Ütze (G. A. 41, 36) die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Peine (G. A. 41, 42) fertigstellen und zu der gleichen Aufnahme des Blattes Groß-Ilsede (G. A. 41, 48) übergehen. — Dienstbezirk: 1. Ütze-Peine, 2. Groß-Ilsede.

Bezirksgeologe Dr. HARBORT wird die geologisch-agronomische Aufnahme der Blätter Wolfenbüttel und Schöppenstedt (G. A. 42, 50, 51) beenden und eine Schlußrevision auf dem Blatte Braunschweig (G. A. 42, 44) vornehmen. — Dienstbezirk: 1. Wolfenbüttel-Schöppenstedt, 2. Braunschweig.

Freiwilliger Mitarbeiter Professor Dr. BODE wird die geologische Aufnahme des Blattes St. Andreasberg (G. A. 56, 14) fortsetzen. — Dienstbezirk: St. Andreasberg. (Siehe auch unter II. Andere Arbeiten.)

5. Provinz Schleswig-Holstein.

Fehlt.

6. Provinz Sachsen.

Landesgeologe Geheimer Bergrat Professor Dr. SCHROEDER wird die Kartierung des Blattes Halberstadt (G. A. 56, 11) abschließen. — Dienstbezirk: Halberstadt. (Siehe auch unter Provinz Hannover, Provinz Brandenburg und II. Andere Arbeiten.)

Landesgeologe Dr. v. LINSTOW wird die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Eilenburg (G. A. 58, 32) beenden. — Dienstbezirk: Eilenburg. (Siehe auch unter Provinz Pommern.)

Landesgeologe Dr. SIEGERT wird die geologische Aufnahme des Harzanteils des Blattes Quedlinburg (G. A. 56, 17) fortsetzen und Blatt Schraplau (G. A. 57, 33) für die 2. Auflage fertig kartieren. — Dienstbezirk: 1. Quedlinburg, 2. Schraplau. (Siehe auch unter II. Andere Arbeiten.)

7. Provinz Brandenburg.

Abteilungsdirigent Geheimer Bergrat Professor Dr. KEILHACK wird die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Hohenbocka (G. A. 59, 35) 4 bis 6 Wochen weiter führen. — Dienstbezirk: Hohenbocka. (Siehe auch unter Provinz Schlesien und II. Andere Arbeiten.)

Landesgeologe Geheimer Bergrat Professor Dr. SCHROE-

DER wird in 4 Wochen die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Joachimsthal (G. A. 45, 3) für die 2. Auflage vollenden. — Dienstbezirk: Joachimsthal. (Siehe auch unter Provinz Hannover, Provinz Sachsen und II. Andere Arbeiten.)

Landesgeologe Geheimer Bergrat Professor Dr. JENTZSCH wird die geologisch-agronomische Aufnahme der Blätter Beerfelde und Spreenhagen (G. A. 45, 35, 40) beenden und, falls Zeit übrig bleibt, die gleiche Aufnahme des Blattes Müncheberg (G. A. 45, 29) für die 2. Auflage beginnen. — Dienstbezirk: 1. Beerfelde, 2. Spreenhagen, 3. Müncheberg.

Landesgeologe Professor Dr. GAGEL wird die Blätter Rossow und Zühlen (G. A. 27, 56, 57) geologisch-agronomisch bearbeiten. — Dienstbezirk: Rossow-Zühlen. (Siehe auch unter II. Andere Arbeiten.)

Bezirksgeologe Dr. FLIEGEL wird eine Schlußbegehung auf dem Blatte Teupitz (G. A. 45, 50) ausführen und in 10 bis 12 Wochen die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Sperenberg (G. A. 45, 49) beenden. — Dienstbezirk: Teupitz-Sperenberg. (Siehe auch unter Rheinprovinz und II. Andere Arbeiten.)

Bergassessor Dr. TORNOW wird die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Drebkau (G. A. 59, 24) fertigstellen und die gleiche Aufnahme des Blattes Spremberg (G. A. 60, 25) bewirken. — Dienstbezirk: 1. Drebkau, 2. Spremberg. (Siehe auch unter Provinz Schlesien.)

8. Provinz Pommern.

Landesgeologe Dr. KLAUTZSCH wird zwecks Abfassung der Erläuterungen für den verstorbenen Verfasser Begehungen auf den Blättern Zachan (G. A. 29, 48), Dölitz (G. A. 29, 54) und Ravenstein (G. A. 30, 43) vornehmen. — Dienstbezirk: 1. Zachan-Ravenstein, 2. Dölitz. (Siehe auch unter Provinz Ostpreußen.)

Landesgeologe Dr. v. LINSTOW wird die Blätter Lassan und Usedom (G. A. 28, 4, 10) geologisch-agronomisch aufnehmen.

— Dienstbezirk: Lassan-Usedom. (Siehe auch unter Provinz Sachsen.)

9. Provinz Schlesien.

Abteilungsdirigent Geheimer Bergrat Professor Dr. KEILHACK wird die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Hohenbocka (G. A. 59, 35) 4 bis 6 Wochen weiterführen. — Dienstbezirk: Hohenbocka. (Siehe auch unter Provinz Brandenburg und II. Andere Arbeiten.)

Landesgeologe Geheimer Bergrat Professor Dr. ZIMMERMANN wird 4 Wochen auf die Begehung des Schiefergebirges auf den Blättern Gröditzberg und Goldberg (G. A. 61, 51, 52) verwenden, in weiteren 4 Wochen eine Schlußbegehung auf dem Blatte Bolkenhain (G. A. 75, 5) ausführen, dann zu der geologischen Aufnahme des Schiefergebirgsanteils der Blätter Schweidnitz (G. A. 76, 7) und Hohenfriedeberg (G. A. 75, 6) übergehen und, falls Zeit übrig bleibt, auch den gleichen Anteil des Blattes Kolbnitz (G. A. 61, 59) aufnehmen. — Dienstbezirk: 1. Gröditzberg-Goldberg, 2. Bolkenhain-Hohenfriedeberg, 3. Schweidnitz, 4. Kolbnitz.

Landesgeologe Professor Dr. KÜHN wird das Blatt Liebenthal (G. A. 61, 56) bis auf das Schiefergebirge fertigstellen und die geologische Aufnahme des Blattes Löwenberg (G. A. 61, 50) mit Ausschluß des bereits von dem Landesgeologen Geheimen Bergrat Professor Dr. ZIMMERMANN begangenen Gebietes in der nächsten Umgebung der Stadt beginnen. — Dienstbezirk: Löwenberg-Liebenthal.

Bezirksgeologe Dr. FINCKH wird die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Charlottenbrunn (G. A. 76, 13) fortsetzen und eine Schlußbegehung auf dem Gebirgsanteil des Blattes Reichenbach (G. A. 76, 14) ausführen. — Dienstbezirk: Charlottenbrunn-Reichenbach.

Bezirksgeologe Dr. BERG wird die geologische Aufnahme des Blattes Schreiberhau (G. A. 75, 8) bewirken und, falls Zeit übrig bleibt, die gleiche Aufnahme der Blätter Flinsberg und Strickerhäuser (G. A. 75, 7, 13) beginnen. — Dienstbezirk: 1.

Schreiberhau. 2. Flinsberg-Strickerhäuser. (Siehe auch unter II. Andere Arbeiten.)

Bergassessor Dr. TORNOW wird das Blatt Spremberg (G.A. 60, 25) geologisch-agronomisch aufnehmen. — Dienstbezirk: Spremberg. (Siehe auch unter Provinz Brandenburg.)

10. Provinz Posen.

Landesgeologe Dr. KORN wird die geologisch-agronomische Aufnahme der Blätter Wongrowitz (G. A. 48, 12) und Jabkowo (G. A. 48, 24) beenden und alsdann zu der gleichen Aufnahme des Blattes Exin (G. A. 49, 1) übergehen. — Dienstbezirk: 1. Wongrowitz, 2. Jabkowo, 3. Exin. (Siehe auch unter II. Andere Arbeiten.)

Landesgeologe Dr. TIETZE wird mit der geologisch-agronomischen Aufnahme der Blätter Gondek und Kostschin (G. A. 48, 41, 42) beginnen. — Dienstbezirk: Gondek-Kostschin.

Bezirksgeologe Dr. BEHR wird die geologisch-agronomische Aufnahme der Blätter Welnau und Pudewitz (G. A. 48, 30, 36) in Angriff nehmen. — Dienstbezirk: Welnau-Pudewitz. (Siehe auch unter II. Andere Arbeiten.)

11. Provinz Westpreussen.

Fehlt.

12. Provinz Ostpreussen.

Landesgeologe Professor Dr. KRAUSE wird die geologisch-agronomische Aufnahme der Blätter Bosemb und Rhein (G. A. 36, 1, 2) beginnen. — Dienstbezirk: Bosemb-Rhein. (Siehe auch unter II. Andere Arbeiten.)

Landesgeologe Professor Dr. KAUNHOWEN wird die geologisch-agronomische Aufnahme auf dem Blatte Rydzewen (G.A. 36, 3) fortsetzen und die gleiche Aufnahme des Blattes Milken (G. A. 36, 4) in Angriff nehmen. — Dienstbezirk: Rydzewen-Milken. (Siehe auch unter II. Andere Arbeiten.)

Landesgeologe Professor Dr. WOLFF wird auf den Blättern Skomatzko und Grabnick (G. A. 36, 11, 12) geologisch-agrono-

misch aufnehmen. — Dienstbezirk: Skomatzko-Grabnick. (Siehe auch unter II. Andere Arbeiten.)

Landesgeologe Dr. KLAUTZSCH wird geologisch-agronomische Aufnahmen auf den Blättern Widminnen und Polommen (G. A. 36, 5, 6) ausführen. — Dienstbezirk: Widminnen-Polommen. (Siehe auch unter II. Andere Arbeiten.)

Landesgeologe Professor Dr. WEISSERMEL wird die geologisch-agronomische Aufnahme der Blätter Königshöhe und Nikolaiken (G. A. 36, 7, 8) beginnen. — Dienstbezirk: Königshöhe-Nikolaiken. (Siehe auch unter II. Andere Arbeiten.)

13. Hohenzollern.

Fehlt.

II. Andere Arbeiten.

1. Wissenschaftlich-geologische Arbeiten.

(Geordnet nach Provinzen wie Teil I.)

Abteilungsdirigent Geheimer Bergrat Professor Dr. KRUSCH gemeinsam mit dem Abteilungsdirigenten Geheimen Bergrat Professor Dr. KEILHACK und dem Landesgeologen Geheimen Bergrat Professor Dr. LEPPLA: Achttägige Begehung im Terrassengebiet des Mittelrheins und der unteren Mosel.

Landesgeologe Geheimer Bergrat Professor Dr. LEPPLA: Fortsetzung der Übersichtsbegehungen zur Gliederung des Unter- und Vor-Devons usw. im Gebiet des Hunsrücks und der Eifel für eine Übersichtskarte. Abschluß der Grenzbegehungen mit Vertretern der Hessischen Geologischen Landesanstalt im Bereich der Blätter Wiesbaden (G. A. 67, 60) und Hochheim (G. A. 68, 55) zwecks Herstellung des Anschlusses.

Bezirksgeologe Dr. FLIEGEL: Begehungen im Mittel- und Ober-Devon der Gegend von Aachen und von Letmathe zu stratigraphischen Vergleichszwecken (10 Tage).

Etatsmäßiger Professor an der Bergakademie Geheimer Bergrat Dr. RAUFF: Weitere geologische Untersuchungen der Gerolsteiner Mulde. — Dienstbezirk: Gerolstein.

Bezirksgeologe Dr. FUCHS: Schlußbegehungen für die geologische Übersichtskarte des Sauerlandes und Bergischen Landes. Zehntägige Begehung zwischen Rhein und dem östlichen Taunus zur Verfolgung der Zone der Cypricadellenbänke an der Basis der Unterkoblenzschichten. Klärung der stratigraphischen Stellung der Cultrijugatuszone im Rheinprofil zwischen Lahnstein und Braubach.

Landesgeologe Geheimer Bergrat Professor Dr. SCHROEDER: Fortsetzung der Begehung der Blätter Schwanebeck, Dardesheim, Osterwiek und Wernigerode (G. A. 56, 3, 4, 5, 9) zwecks Herstellung einer geologischen Übersichtskarte der subhercynen Kreidemulde. — Dienstbezirk: 1. Schwanebeck-Dardesheim, 2. Osterwiek-Wernigerode.

Landesgeologe Geheimer Bergrat Professor Dr. DENCKMANN gemeinsam mit dem Landesgeologen Dr. SIEGERT: Vergleichende Studien im Unterharz zur Aufklärung der Stratigraphie des Silurs (4 Wochen).

Freiwilliger Mitarbeiter Professor Dr. BODE: Aufschürfung wichtiger neuentdeckter Fossilvorkommen zwecks Klärung der stratigraphischen Verhältnisse auf Blatt Lauterberg (G. A. 56, 19). — Dienstbezirk: Lauterberg.

Abteilungsdirigent Geheimer Bergrat Prof. Dr. KEILHACK: Gliederung der Netze- und Weichselterrassen zwischen Schneidemühl und Thorn. Begehung der Gegend von Sorau, des mittleren Fläming, der nordöstlichen Neumark und der Westpriegnitz zwecks Ergänzung der geologischen Übersichtskarte der Provinz Brandenburg. Gemeinsam mit den Landesgeologen Professoren Dr. KRAUSE, KAUNHOWEN, WOLFF, WEISSERMEL und Dr. KLAUTZSCH: Begehungen des Gebietes der Gradabteilungen 36 und 37 zwecks Herstellung einer Übersichtskarte nach besonderem Verteilungsplane der Blätter im Interesse des Wiederaufbaues Ostpreußens.

Bezirksgeologe Dr. BERG: Begehung der metamorphen und krystallinen Gesteinsgebiete des Blattes Hohenbocka (G. A. 59, 35) zwecks Materialsammlung. — Dienstbezirk: Hohenbocka.

Landesgeologe Dr. KORN: Untersuchung der Oser des Odergletschers westlich der Oder. Verfolgung der neu aufgefundenen Endmoränen zwischen der Küddow und dem Odergletscher und östlich von der Küddow.

Bezirksgeologe Dr. BEHR: Verfolgung der interglazialen Kiese von Blatt Marienau nach Süden zu.

Landesgeologe Professor Dr. KAUNHOWEN: Verfolgung der Aufschlüsse am Masurischen Kanal und im Tagebau in Palmnicken.

2. Instruktionskurse.

Fehlen.

3. Praktisch-geologische Arbeiten.

a) Wasserversorgung.

Die Wasserversorgungsprojekte werden nach Maßgabe der einlaufenden Anträge in der bisherigen Weise bearbeitet.

Es werden ferner 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 Schlesien: Neisse (G. A. 77, 31) durch den Bezirksgeologen Dr. BEHR. — Dienstbezirk: Neisse.

In Ostpreußen: Osterode (G. A. 34, 16) durch den Landesgeologen Professor Dr. GAGEL. — Dienstbezirk: Osterode.

h) Bergwirtschaftliche und technische Untersuchungen.

Fortsetzung der Bearbeitung der Westfälischen Flözkarte 1:25 000 und Verfolgung der neuen Grubenaufschlüsse usw. im Niederrheinisch-Westfälischen Steinkohlenbezirk.

Weitere Verfolgung der Manganerze im Gebiete der Siegerländer und benachbarten Spateisensteingänge.

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 1915.

a) Direktor.

F. Beyschlag, Dr. phil., Professor, Geheimer Oberbergrat, Mitglied des Reichsgesundheitsrates, Mitglied des Zentraldirektoriums der Vermessungen, Dozent an der Bergakademie, Stellvertretender Vorsitzender der Prüfungskommission für Bergreferendare.

b) Abteilungsdirigenten.

1. P. Krusch, Dr. phil., Professor, Geh. Bergrat, Abteilungsdirigent für die Aufnahmen im Gebirgslande, Dozent an der Bergakademie.
2. K. Keilhack, Dr. phil., Professor, Geh. Bergrat, Dirigent der Abteilung für Flachlandsaufnahmen, Dozent an der Bergakademie.

c) Landesgeologen.

1. H. Schroeder, Dr. phil., Professor, Geh. Bergrat.
2. A. Jentzsch, Dr. phil., Professor, Geh. Bergrat.
3. E. Zimmermann, Dr. phil., Professor, desgl.
4. A. Leppla, Dr. phil., Professor, desgl.
5. A. Denckmann, Dr. phil., Professor, Geh. Bergrat, Dozent an der Bergakademie.
6. C. Gagel, Dr. phil., Professor, Dozent an der Bergakademie.
7. B. Kühn, Dr. phil., Professor, Dozent an der Bergakademie.

8. R. Michael, Dr. phil., Professor, Dozent an der Bergakademie.
9. P. G. Krause, Dr. phil., Professor, Dozent an der Forstakademie in Eberswalde.
10. F. Kaunhowen, Dr. phil., Professor.
11. W. Wolff, Dr. phil., Professor.
12. A. Klautzsch, Dr. phil.
13. W. Weissermel, Dr. phil., Professor, Privatdozent an der Bergakademie.
14. O. von Linstow, Dr. phil.
15. W. Koert, Dr. phil.
16. O. Tietze, Dr. phil.
17. W. Wunstorf, Dr. phil.
18. L. Siegert, Dr. phil.
19. J. Korn, Dr. phil.
20. E. Naumann, Dr. phil.

d) Sammlungs-Kustoden.

1. J. Boehm, Dr. phil., Professor.
2. O. Schneider, Dr. phil.
3. E. Picard, Dr. phil.
4. W. Gothan, Dr. phil.

e) Bezirksgeologen.

1. L. Schulte, Dr. phil.
2. F. Schucht, Dr. phil., Dozent an der Landwirtschaftlichen Hochschule.
3. H. Menzel, Dr. phil.
4. L. Finckh, Dr. phil., Privatdozent an der Bergakademie.
5. F. Wiegers, Dr. phil.
6. B. Dammer, Dr. phil.
7. G. Fliegel, Dr. phil., Dozent an der Landwirtschaftlichen Hochschule.
8. H. Hess von Wichdorff, Dr. phil.
9. J. Stoller, Dr. rer. nat.
10. J. Behr, Dr. phil.
11. A. Fuchs, Dr. phil.

12. Th. Schmierer, Dr. rer. nat., Redakteur des Jahrbuchs.
13. O. Grupe, Dr. phil.
14. G. Berg, Dr. phil.
15. E. Harbort, Dr. phil., Privatdozent an der Bergakademie.
16. R. Bärtling, Dr. phil., Privatdozent an der Bergakademie.

f) Außeretatsmäßige Geologen.

1. A. Mestwerdt, Dr. phil.
2. W. Quitzow, Dr. phil.
3. J. Ahlburg, Dr. phil.
4. E. Schmidt, Dr. phil.
5. W. Henke, Dr. phil.
6. R. Cramer, Dr. phil.
7. P. Assmann, Dr. phil.
8. O. Barsch, Dr. phil.
9. E. Zimmermann, Dr. phil.
10. O. Haack, Dr. phil.
11. F. Herrmann, Dr. phil.
12. L. Quiring, Dr. phil. u. ing., Bergassessor.
13. W. Paeckelmann, Dr. phil.
14. W. Kegel, Dr. phil.

g) Geologen auf Probe.

1. W. Frank, Dr. phil.

h) Zur Beschäftigung überwiesen.

1. Baumann, Bergassessor.
2. Seidl, Bergassessor.
3. Flegel, Dr., Bergassessor.
4. Tornow, Dr., Bergassessor.
5. Paehr, Bergassessor.
6. Wencker, Bergassessor.
7. Höppner, Bergassessor.
8. Schlafke, Bergassessor.

i) Assistenten.

1. P. Dienst, Dr. phil., Bergreferendar.
2. W. Haardt, Dr. phil.

j) Teilnehmer a. d. geologischen Aufnahmearbeiten.

I. Etatsmäßige Professoren der Bergakademie.

1. R. Scheibe, Dr. phil., Geheimer Bergrat, 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. E. Kayser, Dr. phil., Geheimer Regierungsrat, Ordentl. Professor an der Universität in Marburg.
2. E. von Seyfried, Dr. phil., Major a. D., Wiesbaden.
3. M. Blanckenhorn, Dr. phil., Professor, Privatdozent an der Universität Marburg a. Lahn.
4. E. Kaiser, Dr. phil., Professor a. d. Universität in Gießen.
5. H. Stille, Dr. phil., Direktor der Sächsischen Geologischen Landesanstalt.
6. A. Bode, Dr. phil., Professor an der Bergakademie in Clausthal.
7. O. H. Erdmannsdörffer, Dr. phil., Professor an der Technischen Hochschule in Hannover.

k) Geologische Zentralstelle für die deutschen Schutzgebiete.

1. W. Koert, Dr. phil., Vorsteher.

Freiwillige Mitarbeiter für die Geologische Zentralstelle für die deutschen Schutzgebiete.

1. Lotz, Dr. phil.
2. Range, Dr. phil., Kaiserl. Regierungsgeologe.

l) 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.

m) Laboratorium für Bodenuntersuchung.

1. Chemiker: R. Gans, Dr. phil., Professor, Landesgeologe, Vorsteher.

2. Chemiker: R. Wache, Dr. phil.
3. Chemiker: A. Böhm, Dr. phil.
4. R. Loebe, Dr. phil., Privatdozent an der Bergakademie.
5. E. Heuseler, Dipl.-Ing.
6. H. Pfeiffer, Dr. phil.
7. A. Laage, Dr. phil.
8. H. Tuchel, Dr. phil.

n) Bibliothek.

1. Picard, Dr. phil., s. o., Vorsteher.
2. Regling, Bibliothekssekretärin.
3. G. Baensch, Gehilfin.
4. H. Tuebben, Gehilfin.
5. Winkelmann, Gehilfin.

o) Vertriebsstelle.

1. O. Hoffmann, Sekretär, Vorsteher.
2. Kloss, Gehilfin.

p) Kasse.

1. H. Lauenroth, Rechnungsrat, Rendant.

q) Verwaltungsbureau.

1. F. Baldes, Sechnungsrat, Vorsteher.
2. A. Schiele, Sekretär
3. J. Louis, »
4. C. Sandeck, »
5. E. Klein, »
6. P. Strohm, »
7. C. Velte »
8. A. Bauer, »
9. Vandam, Kanzleisekretär, Vorsteher.
10. A. Wiedewald, Kanzlist.
11. Schramm, »
12. Lipowski, Kanzleidiätar.

r) Topograph.

1. G. Otto, Topograph.

s) Zeichnerbureau für wissenschaftliche Veröffentlichungen.

1. G. Hoffmann, Vorsteher.
2. C. Többicke, Zeichner.

t) Zeichnerbureau für Gebirgslandsaufnahmen.

1. M. Pütz, Zeichner, Vorsteher.
2. J. Nowack, Zeichner.
3. P. Geyer I, »
4. F. Kuhne, Zeichner.
5. E. Breitkopf, »
6. W. Schwarz, Zeichner.
7. E. Geyer II, »
8. F. Günther, Zeichnergehilfe
9. Zimmermann, »
10. Scholz, »
11. H. Menge, »
12. Schmidt, »
13. Mende, Zeichneranwärter.

u) 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.
8. R. Fiedler, »

v) Bohrmeister.

1. P. Schreiber.

w) Stenographin.

1. B. Rutschmann.
2. W. Icus-Rothe.

x) 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. Brassel, Hauswart.
12. Eckstein, Laboratoriumsdiener.
13. Pinke, Bureaudiener.
14. Scholz, Bureaudiener.
15. Lorenz, »

β) Außeretatsmäßig.

16. Finkenstein, Lohnarbeiter in Hilfsdienerstellung.
17. Ingber, » » »
18. Jensch, » » »
19. Heller, » » »
20. Wehner, » » »
21. Wolter, » » »
22. Schmidt, » » »
23. Lorenz, » » »
24. Baum, » » »

Korrespondenten der Königl. Geologischen Landesanstalt

am 31. Dezember 1915.

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. Lieser, Rektor, Remscheid-Stachelhausen.

6. Dr. A. Schlickum, Oberlehrer, Cöln, Vorgebirgsstraße.
7. Spriestersbach, Rektor, Remscheid-Reinshagen.
8. Dr. Waldschmidt, Professor, Elberfeld.
9. Dr. Edmund Liebetrau, Professor, Oberlehrer, Essen, Renatastr. 2.
10. Schmitz, Steuerinspektor, Münstereifel.
11. Koch, Bergwerksdirektor, Bonn, Argelanderstr. 36.
12. E. Schroeder, Lehrer, Montjoie.
13. Karl Geib, Gymnasiallehrer, Kreuznach.
14. Dr. Wolf, Landrichter, Elberfeld.
15. Dr. W. Normann, Emmerich a. Rhein.
16. W. Zelter, Bauassistent, Barmen, Haspeler Schulstr. 42.

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, Professor, Oberlehrer, Höxter.
26. A. Franke, Lyceal-Lehrer an der Höheren Mädchenschule, Dortmund, Junggesellenstr. 18.
27. Thürnau, Reg.-Baumeister, Hemfurth a. Eder.
28. W. Althoff, Bielefeld, Wertherstr. 18.

Provinz Hessen-Nassau.

29. O. Kleim, Lehrer, Cassel, Unterneustädterkirchplatz 5.
30. Möbus, Grubenverwalter, Oberscheld b. Dillenburg.
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, Hauptlehrer, Fulda, Waides 15.
37. List, Winterschuldirektor, Ziegenhain.
38. Haberland, Waisenhausinspektor, Cassel.

Provinz Hannover.

39. Battermann, Stadt-Kämmerer, Springe a. D.
40. Gravenhorst, Baurat, Stade.
41. W. Ritterhaus, Bergingenieur, Goslar.
42. Sachse, Bergrat, Lüneburg.
43. Dr. phil. et med. Hamm, Osnabrück, Krahnstr. 3.
44. Dr. Peter Wagner, Hildesheim, Goschenstr. 36.
45. W. Bergmann, Bergwerksdirektor, Gr. Ilsede (Peine).
46. Brandt, Ökonomierat, Direktor der Landwirtschaftlichen Winterschule, Neustadt a. Rbge.
47. Dr. Wermbter, Direktor, Hildesheim.
48. Beckert, Direktor der Moorversuchsstation, Aurich.
49. Dr. Bödige, Professor, Osnabrück.
50. Dr. med. ter Beek, Emden.
51. W. Dunkmann, Oberlehrer, Professor, Aurich.
52. Lohmann, Winterschuldirektor, Winsen a. d. L.

Oldenburg, Braunschweig und Lippe.

53. Cruse, Apotheker, Halle in Braunschweig.
54. Dr. A. Wollemann, Professor, Oberlehrer, Braunschweig, Rosental 6 I.
55. Ballerstedt, Professor Dr., Bückeburg.
56. W. Schwarzenauer, Bergwerksdirektor, Helmstedt.
57. Borgstätte, Dr., Dessau, Herzogl. Katasterbureau.

Schleswig-Holstein und Lübeck.

58. Dr. Friedrich, Professor, Lübeck, Geibelplatz.
59. Dr. R. Struck, Professor, Lübeck, Ratzeburger Allee 14.
60. Dr. Sonder, Apothekenbesitzer, Oldesloe.
61. König, Professor Dr., Oberlehrer a. d. Landwirtschaftsschule, Flensburg.
62. Dr. Th. Engelbrecht, Gutsbesitzer, Mitglied des Hauses der Abgeordneten, Obendeich b. Glückstadt.

63. G. Kretschmann, Lehrer, Bramfeld bei Hamburg.
64. H. Phillipsen, Lehrer a. D., Flensburg.
65. Schiller-Titz, Schriftsteller, Kl. Flottbeck b. Hamburg.
66. Dr. van der Smissen, Direktor der landwirtschaftlichen Schule, Itzehoe i. Holst.

Provinz Sachsen.

67. Dr. Franke, Professor, Schleusingen.
68. Hermann Gutbier, Stadtarchivar, Langensalza.
69. Koch, Oberförster, Wernigerode a. Harz.
70. Herbst, Ökonomierat, Artern.
71. Dr. Ludwig Henkel, Professor, Schulpforta.
72. Dr. Wieprecht, Neuhaldensleben.
73. Dr. W. Wolterstorff, Kustos am Museum für Natur- u. Heimatkunde, Magdeburg, Domplatz 5.
74. Prof. Dr. Mertens, Direktor des Museums für Natur- u. Heimatkunde, Magdeburg, Domplatz 5.
75. Bock, Kantor und Lehrer, Emden-Neuhaldensleben.
76. Konrad Zechlin, Apotheker, Salzwedel.
77. Carl Elbe, Apothekenbesitzer, Kemberg, Bez. Halle.
78. Otto Landmann, Lehrer, Stolberg i. Harz.
79. Dr. Storp, Kgl. Forstmeister, Lautenthal a. Harz.
80. H. Morich, Rektor, Clausthal a. Harz.
81. Olzhausen, Rektor, Salzwedel.
82. Bernh. Klett, Mittelschullehrer, Mühlhausen i. Th.

Thüringische Staaten.

83. Alfred Auerbach, Rektor, Verwalter des städt. Museums, Gera.
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. Rathing, Apotheker in Leutenberg b. Eichicht.
96. Vollhardt, Bergrat in Lehesten (Sachsen-Meiningen).
97. Dr. K. Löscher, Professor, Gera, Markt 5.
98. Dr. Schnell, Oberlehrer, Mühlhausen, i. Thür.
99. Kubierschky, Direktor, Eisenach, Richardstr. 4.
100. Kirste, Ernst, Rektor, Altenburg, S.-A.
101. Czygan, Landwirtschaftslehrer, Leipzig, Josephinenstr. 14 I.
102. Ernst Kretschmer, Mittelschullehrer, Gera (Reuß).
103. Dr. Max Treibisch, Coburg.

Anhalt.

104. O. Merkel, Steinbruchsbesitzer, Bernburg.
105. Dr. Ströse, Professor, Dessau, Roonstr. 20.
106. Dr. Borgstätte, Landmesser, Dessau, Goethestr. 16.

Provinz Brandenburg.

107. Grässner, Geheimer Bergrat u. Vortragender Rat im Reichsamt des Innern, Schlachtensee b. Berlin.
108. Bernhardi, Ziegeleibesitzer auf Crummendorf b. Züllichau.
109. Professor Dr. Eugen Höhnemann, Oberlehrer, Landsberg a. W., Küstriner Str. 3.
110. K. Jenning, Realschul-Lehrer, Wittenberge (Reg.-Bezirk Potsdam), Schleusenstr.
111. Keilhack, Kreisbaumeister, Belzig.
112. Dr. Rödel, Professor, Frankfurt a. O.
113. Schülke, Obersteiger, Liebenow (Kr. Landsberg).
114. Krahmann, Max, Professor, Bergingenieur, Berlin NW. 23, Händelstr. 6.
115. Th. Schultke, Lehrer, Friedenau, Fregestr. 61 I.
116. Scheer, Rektor, Alt-Glienicke i. d. Mark.
117. Dr. Nickel, Professor, Oberlehrer, Frankfurt a. O.
118. Dr. H. Jentsch, Professor, Guben, Jentschplatz.
119. Domnick, Pfarrer, Pfaffendorf i. d. Mark.

120. Dr. Samter, Halensee, Friedrichsruher Str. 21.
121. Joh. Schmidt, Pfarrer, Ketzin a. d. Havel.
122. Schütz, Lehrer a. D., Lenzen a. d. Elbe.

Provinz Pommern.

123. Hoyer, Winterschul-Direktor, Demmin.
124. Dr. Paul Lehmann, Gymnasialdirektor a. D., Geheimer Studienrat, Leipzig, Kantstr. 15.
125. Dr. Mathias, Professor, Oberlehrer, Schlawe.
126. Dr. Speiser, Kreisarzt, Labes.
127. Dr. Gerlach, Rektor, Lauenburg i. P.

Provinz Schlesien.

128. Max Grundey, Königl. Landmesser, Kattowitz, Göthestr. 3.
129. Gäbler, Oberbergamtsmarkscheider a. D., Breslau, Hohenzollernstr. 37/39 II.
130. C. W. Zimmer, Bankier, Löwenberg.
131. Franz Bartonec, Bergrat in Freiheitsau (Österr.-Schlesien).
132. Dr. G. Meyer, Professor, Görlitz, Reichenberger Str. 15.
133. Théremin, Direktor der Landw. Winterschule, Trebnitz in Schlesien.
134. Dr. G. Dittrich, Kgl. Oberlehrer, Breslau 16, Uferzeile 14.

Provinz Posen.

135. Dr. Nanke, Oberlehrer, Professor, Samter.
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, Seminarlehrer, Löbau.
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, Geheimer Regierungsrat und Spezialkommissar, Mitglied des Hauses der Abgeordneten, Konitz, Bahnhofstr. 58.
148. Schimanski, Dr. med., Sanitätsrat, Stuhm.
149. Heym, Rektor, Briesen.

Provinz Ostpreußen.

150. Dr. J. Abromeit, Professor, Königsberg i. Pr., Goltz-Allee 28a.
151. Dr. Fritsch, Oberlehrer, Professor, Tilsit.
152. Dr. med. Richard Hilbert, Sanitätsrat, Sensburg.
153. Dr. G. Klien, Professor, Dirigent der Landwirtschaftlichen Versuchsstation, Königsberg i. Pr., Langereihe 3.
154. Dr. Müller, Professor, Gumbinnen.
155. Rademacher, Apotheker, Nordenburg (Kr. Gerdauen).
156 Beckherrn, Dr., Direktor der Landwirtschaftlichen Schule, Marggrabowa.
157. Oskar Menzel, Skollmen, Post Rogehnen (Kr. Pr. Holland).
158. Dr. Pieper, Professor, Gumbinnen, Lindenstr. 15.
159. Vogel, Professor, Königsberg i. Pr., Hinter-Roßgarten 48.
160. Dr. Zweck, Professor, Oberlehrer, Königsberg i. Pr., Schönstr. 18a.
161. v. Perbandt, Landrat, Bischofsburg.

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.

Abies pectinata 283
Abruzzengranit 545
Acacia decurrens 123
Acer trilobatus 586
Acrodus sp. 584
Acrostichum aureum 133
Aeschynomene acpera, Taf. **16**, Fig. 3 137
Ageratum comyzoides . . . 125, 141
Albit, mit Rauchquarz verwachsen **598**
Allium acutangulum 543
Alluvium, Bahrenfeld 281
» Bl. Bonn 439
» Bl. Hamburg . . . 298
» Bl. Großenlüder . . 593
» Bl. Striegau 620
» Pommern 530
» Spreetal . . . 513, 525
» Warmbrunn 547
» Alt-, Zechlin . . . 528
Alnus glutinosa . . 266, 290, 294
Altalluvium, Zechlin 528
Altdiluvium, Bl. Hamburg . . 237
» fluviatiles, Bl. Ütze 491
Altinterglazialer Meereston, Ütersen Taf. **36**, **37** 271
Altmoränen, Bl. Hamburg . . . 237
Ammonites sp. **530**
Amphibolit, Eulengebirge . . . 550
Anaphalis brevifolia, Taf. **10**, Fig. 4 120, 125
Anaphalis oblonga, Taf. **10**, Fig. 2 120, 125
» *Thwaitesii* 129
Andropogon polyptychus . . . 114
Anhydritlager i. Zechstein Benshausen **204**
Anona cacaoides 339
Anomia sp. 584
Anoplophora musculoides . . . 584
Anotis nummularia, Taf. **10**, Fig. 1 129
Aponogeton crispus . . . 112, 114
Aporrhais pes pelicani 270
Arca striata 203
Arenicola 450
Argyreia populifolia, Taf. **18**, Fig. 4 140
Arietites sp. 510
Arundinaria densifolia, Taf. **11**, Fig. 2 123
Arundinella villosa 123
Asclepias curassavica, Taf. **19**, Fig 4 141
Astarte incerta, Taf. **55**, Fig. 3, 4 427
» *obliquata* 427
Aster tripolium 543
Aucella Hausmanni . . . 203, 205
Avicula radialis 202
» *speluncaria* 202

B.

Bänderton, Bl. Breslau 557
» Treppendorf . . . 518
Baiera furcata 585

	Seite
Balanus crenatus	259
Baltisches Rückzugsstadium des Eises	355
Bambusium sp.	585
Barringtonia racemosa	106, 139
Baruther Tal	358
Basalt, Bl. Großenlüder	587
» Bl. Schwarzenborn	468
» Feldspat-, Bl. Schwarzenborn	473
» Frielendorf	469
» Gethürmer Typus, Bl. Schwarzenborn	475
» Hügelkopftypus, Bl. Schwarzenborn	473
» Klapperberg	481
» Schmaler Trisch	476
» Schneegrube	546
» Schwarzenbörner Kopf	478
» Striegau	616
Basaltkies, Hergetsfeld	464
Basaltschotter, Bl. Schwarzenborn	485
Basalttuff, Bl. Großenlüder	588
» , Bl. Schwarzenborn	466
Basanit, » »	474
Bausandstein, Bl. Großenlüder	571
» Bl. Schwarzenborn	447
» Gliederung, Harmerz	575
» Gliederung, Marterzell	575
Bela turricula	264
Belgrandia cf. *germanica*	284
Belodon sp.	494
Bergmilch	583
Berliner Haupttal	345
Berliner Urstromtal	344
Betula dryadum	586
» *pubescens*	350
Beyrichia sp.	68
Billicher Wald-Quarzit, Bl. Mechernich	436
Biophytum proliferum, Taf. 8, Fig. 4	118
Biotitgneis, Eulengebirge	556
» Schlesiertal	548
Biotitgranit, Bl. Striegau	595
Blaugrauer Schieferzug, mittl. Wuppergebiet	20, 47
Bogen, Deutsch-Kroner	418
» Driesener	400
» Eichberger	405
» Friedheimer	408
» Fürstenauer	412
» Neuwedeller	412
» Niekosker	406
» Schlopper	412
» Stieglitzer	405
» Tützer	418
» Wirsitzer	408
» Wittenberger	407
» Waldenburger	405
Bohrung Arensdorf	156
» Bl. Halberstadt	496, 507
» Bl. Hamburg	242, 250, 261, 280, 298
» Fürstenwalde	345, 374
» Nütterden	420
» Palmnicken b. Trebus	360
» Velsen II	101
Boluston, Bl. Schwarzenborn	464
Bombacher Hauptquerverwerfung	55
Borner Hauptquerverwerfung	48
Brackwasserbildungen, Peene	542
Brandenbergschichten	86
Brasenia purpurea	289
Braßhagener Hauptbesteg	54
Braundüne, Pommern	530, 544
Braunkohle, Anhalt	325
» Aschersleben	325
» Bl. Hamburg	240
» Booßen	162
» Egeln	325
» Frielendorf	460
» Fürstenwalde	375
» Giesel	586
» Halle	325, 341
» Helmstedt	340
» Leipzig	325
» Lübben	516
» Lützkendorf	325
» Möckerling	325
» Mücheln	325, 341

	Seite
Braunkohle, Pechhütte	**391**
» Rauensche Berge	**378**
» Rauske	618
» Rinnetal	462
» Saarau	618
» subhercynische	162
» Flora, Bornstedt	338
» » Dörstewitz	339
» » Eisleben	338
» » Riestedt	339
» » Runthal	340
» » Stedten	338
» » Trotha	340
Braunkohlengeschiebe, Bansin	532
Bruguiera gymnorhiza, Taf. **18**, Fig 2	139
Bryozoenriff, Benshausen	202
Bunte Ebbeschichten	35, 70
Buntsandstein, Benshausen	205
» Bonebed	573
» Bl. Großenlüder	569
» Bl. Schwarzenborn	442
Buschwald-MoorCeylon, Taf. **28**, 29	132

C.

Calamintha umbrosa	124
Calceola sandalina	62, 83
Calceolaria chelidonioides	119, 127
Camarophoria Schlotheimi	201
» » var. *globulina*	202
Cardita corbis	423
» *scalaris*, Taf. **55**, Fig. 5–7	422
» *unidentata*	424
Cardium cf. *echinatum*	269
» *edule*	235, 264, 315, 531
» *minimum*	264
Carex filiformis	281
» *lindleyana*	123
» *maculata*	116
» *rostrata*	281
» sp.	266
» *spicigera*	116
» *Walkeri*, Taf. **13**, Fig. 4	128
Carpinus betulus	283
Carya ventricosa	339
Carydium callidens	76
Cassia alata	138
Cenococcum geophilum	266
Cerastium vulgatum var. *glomerata*	123
Ceratites nodosus	584
Ceratodus polymorphus	494
Ceratophyllum demersum apiculatum	290
Chemnitzia gracilior	583
Chirotherium Barthi	572
Chirotheriumsandstein, Bl. Großenlüder	571
Chonetes semiradiata	437
Cicuta virosa	289
Cladium mariscus	266, 289, 291
Clitoria cajanaefolia, Taf. **17**, Fig. 1	138
Cochlicopa lubrica	593
Coelachne perpusilla, Taf. **5**, Fig. 1	116
Colocasia antiquorum	135
Commelina nudiflora	136
Comptonia rotundata	339
Corbicula fluminalis	253
Corbula descendens	429
» *gibba*	428
» *gregaria*	584
Corophioides	450
Crinoidenschiefer, rauhe, mittl. Wuppergebiet	80
Crepis fuscipappa	125
Ctenodonta Maureri	437
» *migrans*	437
» *tenuidens*	437
Cultrijugatus-Zone, mittl. Wuppergebiet	74
Cupressinoxylon	532
Cupressus macrocarpa	121
Cyanotis filosa	117
Cylichna umbilicata	264
Cynoglossum micranthum	124
Cyperus cuspidatus, Taf. **5**, Fig. 2	116, 123
» *distans*	123
» *Haspan*, Taf. **14**, Fig. 3	134
» *stamineus*	116
Cyprina islandica	264

D.

Danaeopsis marantacea	585

Seite

Dennstaedtia scabra 114
Dentalium coarctatum 432
» *incrassatum* 432
» sp. 451
Desmodium heterophyllum, Taf **16**, Fig. 4 136
Deutsch-Kroner Bogen 418
» » Os 416
Devon, Bl. Bonn 439
» Bl. Mechernich 436
» d. Ebbesattels 65
» mittl. Wuppergebiet, Taf. **1**, **2** 1
» des Remscheid-Altenaer Sattels 2
» Sauerland 87
» Soonwald 440, 564
Diluviale Aufschlüsse, Mark . . 228
» Landschaftsformen, Bl. Hamburg 237
Diluviale Stufenlandschaft, Fürstenwalde 363
Diluvialplateau Trebus 359
Diluvialtorf, Bl. Hamburg . . . 283
» Langenfelde . . . 283
Diluvium, siehe auch Bogen, Endmoränen, Grundmoränen, Os, Sander.
» Allertal 480
» Bahnhof Heerstraße, Spandau **147**
» Beelitz-Wildpark . . **145**
» Bl. Bonn 439
» » Bremen 488
» » Breslau 556
» » Cröslin 536
» » Fürstenwalde a. d. Spree **344**
» » Großenlüder . . . 592
» » Hamburg . . 239, 298
» » Lübben 511
» » Lübbenau 511
» » Mechernich . . . 436
» » Schwarzenborn . . 485
» » Striegau 619
» » Warmbrunn . . . 546

Seite

Diluvium, Booßen **162**
» Eilbecktal 287
» Luckau-Finsterwalde **158**, **160**
» Neidenburg 165
» Roßwiese-Zielenzieg **151**, **154**, **155**
» Silberberg 393
» Soonwald 441
» Spreewald 511
» Verschiebebahnhof Frankfurt a. O. . . . **162**
» Wannsee-Stahnsdorf . **148**
» Warmbrunn 546
» Wolgast **536**
Dimera fucescens, Taf. **11**, Fig. 1 122
» *Lehmanni*, Taf. **14**, Fig. 2 134
Dinosaurier, Halberstadt . . . 493
Dipsaccus Walkeri 124
Discina Koninckı 203
Ditrupa incurva 432
» *subulata* 432
Ditrypa cornea 432
» *subulata* 429
Dolerit, Bl. Schwarzenborn 470, 483
Drage-Küddowgletscher . . **401**, 413
Drager Sander 407
Driesener Bogen 400
Drosera peltata 118
» *rotundifolia* 350
Dryophyllum curticillense . . . 339
Dryopteris (Nephrodium) gongylodes, Taf. **14**, Fig. 1 . 133
Dünen, Fürstenwalde 349
» Pommern 530, 544
» Spreetal 526

E.

Ebbesandstein 69
Ebbesattel, Taf. **2** 65
Ebbeschichten, bunte . . . 35, 70
Echinocardium cordatum . . . 264
Echinocyamus pusillus 264
Eembildungen, Schleswig . . . 274
Ehringhausener Graben . . . 7
Eichberger Bogen 405
Eilangterrasse 355

	Seite
Eiskessel, Odergletscher . . .	408
Eipringer Hauptquerverwerfung .	55
Emilia zeylanica	129
Encrinus liliiformis	584
Endmoräne, Ahrensburg, Taf. **38**	230
» Alaunberge, Taf. **43**, Fig. 8	370
» Biebersdorfer . . .	525
» Blankenese, Taf. **35**, Fig. 1,2; Taf. **36**, Fig. 1	233
» Bl. Benz	533
» Bl. Lübben . . .	514
» Bl. Wolgast . . .	537
» Bordelberg Taf. **44**, Fig. 9	371
» Buchwald, Taf. **45**, Fig. 12	372
» Drage-Küddowgletscher	**401**
» Dramberg-Zastrower	420
» Driesen	400
» Dubrowberge, Taf. **42**, Fig. 6	369
» Golliner	413
» Kl. Drensener . .	406
» Kolmarer	411
» Lauseberge, Taf. **43**, Fig. 7	369
» Lissaer	557
» Märkisch-Friedländer	413
» Marthe	413
» Odergletscher . .	**401**
» Paprodtker Berge .	560
» Petznicker	420
» Rauensche Berge .	364
» Regenthin	412
» Schleswig-Holsteinische	231
» Schneegrube . . .	546
» Soldatenberge, Taf. **42**, Fig. 5	368
» Spechtsdorfer . . .	413
» südbaltische, Bl. Zechlin, Babitz . . .	526
» Vierberger . . .	235
» Woldenberg . . .	400
Ennepe-Graben	12
Eocän, Wolgast	**535**
Eocäne Faltung	332
Equisetum arenaceum	585
Eragrostis amabilis	134
Eria braccata, Taf. **4**, Fig. 4 . .	116
Eriocaulon Brownianum, Taf. **7**, Fig. 3 . . . 112,	117
» *caulescens*	128
» *collinum*, Taf. **2**, Fig. 2	117
» *sexangulare*, Taf. **16**, Fig. 2	136
» *truncatum*, Taf. **7**, Fig. 1	117
Erosion, pliocäne, Bl. Hamburg .	251
» postglaziale, Oderbruch	353
Erosionsformen, tertiäre, Bl. Hamburg	240
Erpeler Staffel	407
Eruptivgneise, Eulengebirge . .	547
Erythraea centaureum	543
» *pulchella*	543
Estheria Albertii 444,	577
» *Germari*	443
» *laxitexta*	443
Eugenia gambolana	140
Eupatorium cannabinum . . .	290
Euphrasia odontites	543
Exacum macranthum, Taf. **12**, Fig. 1	124
» *zeylanicum*	129

F.

Faltung cocäne	332
Faulschlamm, Ceylon, Analyse .	**111**
Fedaiella magna	584
Feinsande, Bl. Hamburg . . .	257
Fenestella Geinitzi	203
» *infundibuliformis* . . .	75
Fimbristylis acuminata, Taf. **15**, Fig. 2	134
» *connectens*, Taf. **11**, Fig. 3	123
» *globulosa*	134
» *monticola*, Taf. **6**, Fig. 3	116
» *tetragona*	134
Flachmoor, Ceylon	102
» Nuwara-Eliya . . .	**102**

Seite

Flachmoor, Tropen 102
» Warmbrunn . . . 547
Flachmoortorf, Ceylon, Analyse . **110**
» Spreetal 525
Flora, Knollenstein- 338
» tertiäre, Bornstedt . . . 338
» » Dörstewitz . . . 339
» » Eisleben . . . 338
» » Riestedt 339
» » Runthal 340
» » Stedten 338
» » Trotha 340
Formsandabteilung, Fürstenwalde 374
» Rauensche Berge . . . 376
» Silberberg . 392
Friedheimer Bogen 408
Fürstenberger Bogen 412
Fuirena umbellata, Taf. **14**, Fig. 4 134
Fuldaer Graben 569

G.

Gabbro, Neurode 552
» Zobten, Analyse . . . **553**
Gaultheria fragantissima, Taf. **12**, Fig. 2 . . . . 121, 124
Gebirgsblock von Oberwiddert . 129
Gedinnestufe, Soonwald . . . 440
Geest, nordelbische . . . 228, 263
Gehängemoor, Ceylon 109
» Lake Gregory, Taf. **27**, Fig. 2 . . . 120
» Lake Gregory, Analyse **121**
» Warmbrunn . . 547
Gehrener Schichten, Benshausen . 176
Gelbdüne, Pommern . . . 530, 544
Gervillia Murchisoni 442
Gervillienschichten Bl. Schwarzenborn 443
Geschiebemergel, Allertal . . . 492
» Biebersdorf . . 524
» Bl. Babitz . . 527
» » Lübben . . 517
» » Lübbenau . 517
» » Zechlin . . 527

Seite

Geschiebemergel, Fürstenwalde . 347
» Schulauer Platte 233
» Treppendorf . 517
Gipsauslaugung, Benshausen . . **215**
Gipskeuper, Bl. Großenlüder . . 585
Glaziallandschaft Odergletscher, Taf. **54** 396
Glasbasalt, Bl. Schwarzenborn . 467
Gleichenia linearis 113, 122, 133, 142
Glimmertonmeer, Bl. Hamburg . 240
Gloriosa superba **137**
Glossifungites 450
Glyptostrobus europaeus 586
Gnaphalium indicum 120
Gneis, Eulengebirge 547
» Gr. Wandris, Analyse . . **616**
» Isergebirge 544
Goldlauterer Schichten, Benshausen 177
» » »
Tektonik **208**
Gomphia angustifolia, Taf. **17**, Fig. 4 138
Gornitzer Os 405
Grabauer Staffel 408
Granit, Bl. Striegau . . . 595, **597**
» » » Analyse . . **616**
» Riesengebirge 545
Grasmoor, Ceylon, Taf. **28**, **29** . 132
» interglaziales, Neidenburg 170
Grastorf, Neidenburg 169
Grauwackensandsteine und Konglomerate führende Zone, mittl. Wuppergebiet 26, 28
Grenzkonglomerate, mittl. Wuppergebiet 36
Großenlüderer Graben 569
Grünschiefer, Argenschwang . . 566
Grundmoräne, Allertal 492
» Bl. Breslau . . . 557
» » Cröslin . . . 538
» » Hamburg, Taf. **35** 236
» » Wolgast . . 539
» Boberg, Taf. **37** . 236
» Grämitztal . . . 541
» Peenetal 539

Seite

Grundmoräne, Ziesetal 540
Gynura lycopersicifolia, Taf. **10**, Fig. 3 119
Gyrolithes 450

H.

Habenaria torta 129
Hammersteinsöger Graben . . . 59
Hangberg-Hombrechter Mulde . 51
Haplit, Bl. Striegau 600
Hauptbuntsandstein, Bl. Großenlüder . . 570
» Bl. Schwarborn . . . 444
Hauptendmoräne, südliche, holsteinische . . 230
Hauptos, Woldenberger 404
Hedyotis quinquenervia 129
» *verticillaris*, Taf. **13**, Fig. 1 125
Heliocharis fistulata, Taf. **15**, Fig. 1 135
Helix hispida 593
» *nemoralis* 593
» *sericea* 593
» sp. cf. *unidentata* 593
Heracleum zeylanicum 123
Hercynosaurus carinidens . . . 494
Herpestis Monniera 140
Herscheider Schiefer 25, 66
Hippuris vulgaris 266
Hobräcker Zug, mittl. Wuppergebiet, Taf. **2** 45
Hochmoor Ceylon 102
» Nuwara Eliya, Taf. **24**, **25** 109
Hochterrasse, Bl. Bremen . . . 488
» » Rydzewen . . 559
Hoernesia socialis 451, 584
Hohenhöfer Schichten 48
Homalonotus rhenanus 437
» sp. 68
Hornfels, Järischau, Analyse . . **607**
» Nieder-Gutschdorf, Analyse **605**
Hornfelsgneis, Eulengebirge . . 549
Horst, Breckerfeld-Glörtaler . . 5
» Wilbringhausen 8

Seite

Horst, Sattel-, Remscheid . . . 32
» » Stöcken 44
Hunsrückschiefer, Soonwald 440, 565
Hyalina collaria 593
Hydrobia ulvae 264, 531
Hydrocera angustifolia, Taf. **17**, Fig. 3 138
Hydrocotyle asiatica, Taf. **9**, Fig. 3 119
» *rotundifolia* Taf **9**, Fig. 4 119
Hygrophila quadrivalvis, Taf. **19**, Fig. 2 141
» *salicifolia* 141

I.

Ilex aequifolium 283
Inoceramus pinnaeformis . . . 508
Insektenreste, Keuper, Haimbach 585
Interglazial, Bansin 533
» Bl. Lübbenau . . . 522
» Glinde, Taf. **37** 237, 271
» Treppendorf . . . 522
» Ütersen, Taf. **36** . . 237
Interglaziale Fauna, Bl. Hamburg 264
» Flora, » » 266
» Meeresabsätze, Bl. Hamburg 261
Interglaziales Torflager, Neidenburg . **166**, **167**, **173**
Interglazialgebiet, Ütersen-Glinde **297**
Interglazialzeit, erste, Bl. Hamburg 261
» jüngere, Bl. Hamburg 276
Interstadial, Bl. Rydzewen . . . 561
» Priesdorf 268
Interstadialbildungen, spätglaziale 356
Ipomaea biloba 130
Isachne Kunthiana, Taf. **4**, Fig. 2 116, 134
» *miliacea*, Taf. **4**, Fig. 3 . 114
Ischaemum aristatum 134
» *ciliare* 123
Isocardia cor 423
Isotoma longiflora, Taf. **19**, Fig. 3 141
Ixora coccinea, Taf. **20**, Fig. 2 . 141

Seite

J.

Juglans bilinica 586
Juncus effusus, Taf. **8**, Fig. 1 . . 117
Jura, Bl. Halberstadt 508
Justicia procumbens, Taf. **12**, Fig. 4 124

K.

Kalklager, diluviales, Öjendorf . 290
» » Ost-Steinbeck 290
Kalkmergel, diluvialer, Witzhave 293
Kames, Bl Wolgast 537
Karlshorster Os 406
Karrensteiner Sattel 51
Kesselebene 399, 409
Keuper, Bl. Großenlüder . . . 584
» » Halberstadt . . . 493
Kieselschiefer, Bl. Striegau . . 611
Knollensteinflora, Prov. Sachsen . 327
Knoxia platycarpa var. *β hirsuta*, Taf. **13**, Fig. 2 125
Korallenriffe, subfossile, Ceylon . 131
Kreide, Greifswalder Oie . . . 529
» Usedom 528
» Wolgast 535, 540
Kreuzberger Hauptquerverwerfung 89
Krystallhöhlen, Gräben b. Striegau **597**
Küddow-Sander 407
Kugelporphyr, Benshausen, Taf. **34** **185**, **187**
» » Analyse **193**
» Obere Steinrücke, Taf. **34**, Fig. 3, 4, 6 192, 193
Kupferschiefer, Benshausen . . 200
» Domberg . . . 223

L.

Lauenburger Ton, Glinde . . . 272
Ledum palustre 350
Leersia hexandra 134
Lemnitzer Os 406
Lettenkohlenkeuper, Bl. Großenlüder . . . 584
Lias, Bl. Halberstadt 508
» » Jungingen 562
Lima lineata 578

Seite

Lima striata 451
Limburgit, Bl. Schwarzenborn . 475
Limnaea cf. *ovata* 174
Liquidambar europaeum 586
Lithophyenkugeln **189**
Litorina litorea 264, 269, 315
Lobelia zeylanica 141
Löß, Bl. Breslau 557
Lophiodon 327
Lubascher Os 399
Lublinit 583
Ludwigia Murchisonae 562
Lüdenscheider Mulde 64
Lycopodium Carolinianum . 114, 122
» *cernuum* . . . **115**, 122
Lygodium scandens 133

M.

Macaranga tomentosa 138
Mactra ovalis, Taf. **55**, Fig. 1, 2 . 429
» *subtruncata* 264
Marienwalder Os 415
Markgrafensteine, Taf. **41** . . . 365
Mastodon arvernensis 591
» *Borsoni* 591
Meinerzhagener Korallenkalk . . 79
Melania horrida 457
Melanienton, Wernswig 457
Melanopsis Kleini 457
Melaphyr, Benshausen . . 176, 179
» Benshäusener Grund, Taf. **34**, Fig. 1 . . . 180
» Metze b. Benshausen, Anal. **181**
Melastoma malabathricum . . . 140
Menyanthes trifoliata 170, 266, 281, 533
Mineralien, Benshausen 223
Miocän, Bl. Bonn 439
» » Breslau 556
» » Großenlüder . . . 586
» » Hamburg 241
» » Schwarzenborn . . 457
» Booßen 162
» Diensdorf 394
» Dubrowberge **386**
» Fürstenwalde 374

Seite

Miocän, Garow 160
» Gleißen 153
» Grube Consolidiert Gnadenreich 377
» Grube Dinklage, Taf. **46**, Fig. 13, 14; Taf. **47**, Fig. 15, 16; Taf. **48**, Fig. 17, 18 . . . . . 379, **381**
» Lübben 517
» Pechhütte **392**
» Petersdorf 368
» Pieskow **395**
» Rauensche Berge . . . **377**
» Saarow, Taf. **50** . . . **390**
» Sauen, Taf. **49**, Fig. 21 . **388**
» Silberberg, Taf. **52**, Fig. 27 392
» Soldatenberge 386
Modiomorpha sp. 68
Monocharia vaginalis 136
Montacuta bidentata 264
Moor, Bl. Cröslin 545
» » Rydzewen 561
» » Wolgast . . . 537, 545
Moorbildungen, Bl. Hamburg . . 586
Moränen, Ahrensburg 233
» Erpeler Staffel . . . 407
» Grabauer Staffel . . 408
» Lichtenthaler Staffel . 407
Mühlenbergschichten 41, 82
Muschelkalk, Bl. Großenlüder . 577
» » Schwarzenborn . 451
Mya arenaria 531
Myalina beilsteinensis 61
Myodes obensis 356
Myophoria costata 577
» *Goldfussi* 585
» *laevigata* . . . 453, 578
» *minima* 437
» *orbicularis* . . 452, 578
» *ovata* 579
» *vulgaris* . . . 451, 578
Myriactis Wrighti 129
Mytilus edulis . . 264, 269, 315, 531
Mytiluston, Bl. Hamburg . . . 262

Seite

N.

Najas flexilis 289
» *major* . . . 266, 283, 289, 291
Napaeus montanus 593
Natica Alderi 264, 432
» *helicina* 287
» *millepunctata* 432
» *turbilina* 583
Nautilus bidorsatus 584
Nelumbo nucifera 136
Nephelinbasalt, Bl. Schwarzenborn 475
» » Striegau . . 617
Nephrolepis biserrata 133
» *exaltata* 133
Neritina sp. 174
Netzemoränen 400, 407
Netzetal, Entstehung 410
Neuwedeller Bogen 412
Newberria amygdala 82
Niederterrasse, Bl. Bonn . . . 439
» » Bremen . . 489
» » Rydzewen . . 558
Niekosker Bogen 406
Nodosenkalk, Horas 583
Nucula elliptica 584
» *Goldfussi* 584
» *nucleus* 264
Nuphar luteum 266
Nymphaea stellata 136

O.

Oberhöfer Schichten, Benshausen 183
Ocker, Bl. Schwarzenborn . . . 459
» Ringsberg 463
Odergletscher, Glaziallandschaft östlich v., Taf. **54** 396
» Endmoränen . . **401**
» Eiskessel . . . 408
Odontosaria chinensis . . 114, 122
Oligocän, Bl. Schwarzenborn . . 456
» Zinnowitz **531**
Oligocäne Senkung 332
Omphalophloios anglicus, Taf. **3** . 96
Omphaloptycha gregaria . . 451, 583
Onoba aculeus 264
Oolithkalke, Bl. Großenlüder . . 579

	Seite
Ophiura Giessi	584
Orthis pelargonata	203
Os, Bl. Lübbenau	515
» Deutsch-Kroner	416
» Gornitzer	405
» Karlshorster	406
» Lemnitzer	406
» Lubascher	399
» Marienwalder	415
» Pockrandter	400
» Ralautal	231
» Schlopper	416
» Straduhner	406
» Teerofener	406
» Zaskerhütter	406
» Zechlin	528
Osbeckia aspera, Taf. **18**, Fig. 3	140
» *erythrocephala*, Taf. **9**, Fig. 1	118
Oslandschaft, Driesener	403
» Eichberger	405
» Woldenberger	404
Osmunda javanica	122
Os-See, Gr. Lubow-See	403
» Kops-See	408
Ostrea edulis	264, 315

P.

Paleocän, Greifswalder Oie	529
Paludina diluviana	145, 253
» *lenta*	457
Panicum interruptum	134
» *repens*, Taf. **5**, Fig. 3	116
» *villosum*	114
Passiflora foetida, Taf. **18**, Fig. 1	138
Pecten discites	452, 578
» *spathulatus*	563
Pedicularis ceylanica, Taf. **12**, Fig. 3	124
Pegmatit, Bl. Striegau	597
Perm, Straßbüsch	436
Phegopteris punctata	122
Phragmites communis	291, 543
Phyllitschiefer, Järischau	611
Picea excelsa	289
Pisidium obtusale	264
Pisonia eocenica	586
Plagioklasamphibolit, Zobten, Analyse	**533**
Plagioklasbasalt, Striegau	617
Plagiosaurus depressus	494
Planera Ungeri	586
Planorbis corneus	284
» *leucostoma*	174
» *spirorbis*	174
Plantago lanceolata	124
» *maritima*	543
» *media*	125
Plateosaurus longiceps	494
Plattendolomit, Benshausen	**220**
Pleisketerrasse	355
Pleurotoma rotata	287
Pleurotomaria laevis	203
» *penea antrina*	203
» sp.	203
Pliocän, Haimbachtal	590
» Horas	589
» Nütterden	421
» Zeeland	434
Pliocäne Talbildung, Bl. Hamburg	251, 257
Pliocänes Flußsystem Norddeutschlands	252
Pockrandter Os	400
Polygonum barbatum	136
» *minus*	117
» *praetermissum*	117
» *punctatum*	117
Polytropis helicina	203
Porphyrit, Benshausen	**178**
Porphyrkugeln, Benshausen	**187**, **188**
Porphyrtuffe, »	178, 183
Postglaziale Erosion, Oderbruch	353
Postglazialzeit, Bl. Hamburg	279
Potentilla silvestris	266
Potamogeton densus	291
» sp.	266
» *trichoides*	289, 533
Präquartäre Talbildung, Bl. Hamburg	251
Productus horridus	201
Prosocoelus Beushauseni	437
Pseudomonotis Albertii	451

Seite

Psiloceras Hagenowi 509
» *Johnstoni* 509
» *planorbis* 508
» *subangulare* 509
Pterinaea subtilicosta 80
Pterocarya denticulata 586
Pteromeris 425
Pterophyllum Grepini 585
» *longifolium* . . . 585

Q.

Quartär, Bl. Fürstenwalde . . . **344**
» Lauseberge **369**
» Petersdorf **368**
Quarzkeratophyr, mittleres Wuppergebiet . . 71
Quarzporphyr, Benshausen, Taf. **34** **165**
» Hinterer Schäferberg, Taf. **34**, Fig. 2 190
» Obere Steinrücke, Taf. **34**, Fig. 5 . 191
» Oberhöfer, Taf. **34**, Fig. 5 191
Quercus pedunculata 171
» *sessiliflora* 171

R.

Rät, Dolomitknauer, Halberstadt, Analyse **499**
» Halberstadt 495
Ranunculus sagittaefolius, Taf. **8**, Fig. 2 118
Rauchquarz, mit Albit verwachsen **598**
Rauchwacke, Benshausen . . . 201
Rauener Plateau 361
Regentropfen, fossile 445
Remscheid-Altenaer Sattel . . . 2
Remscheider Schichten . . . 15, 73
Renssellaeria confluentina . . . 437
Rhododendron arboreum, Taf. **25**, Fig. 1 . 124
Rhynchospora aurea, Taf. **15**, Fig. 3 135
» sp. 290
» *Wallichiana*, Taf. **15**, Fig. 4 135
Richardia africana . . . 116, 127

Seite

Rimmertquarzit 71
Rimmertschichten 36, 71
Röt, Bl. Großenlüder 576
» » Schwarzenborn . . . 450
Rotliegendes, Benshausen, Taf. **38** 176
» Soonwald 566
Rüllenbildung, Moore, Ceylon, Taf. **26**, **27** 127

S.

Sander, Bl. Lübben 515
» » Wolgast 537
» Drager 407
» Dubrowberge, Taf. **42**, Fig. 6 369
» Küddow 407
Sandgebiet, Bl. Hamburg . . . 232
Satyrium nepalense, Taf. **11**, Fig. 4 123
Sauerländisches Faciesgebiet . . 87
Schaumkalkregion, Mittelroda . 580
» Müs . . . 582
Schiefergneis, Eulengebirge . . 554
Schizodus obscurus 203
» *Schlotheimi* 205
Schlieren, Seidelbruch b. Striegau **601**
Schlitzblasen in Porphyrkugeln . **189**
Schlopper Bogen 412
Schlotheimia angulata 510
Schwerspatgang, Benshausen . . 197
Schwingmoor, Ceylon 106
Scirpus fluitans, Taf. **6**, Fig. 2 . 116
» *lacustris* 291, 543
» *mucronatus*, Taf. **6**, Fig. 1 116
Scleria ceylanica 135
Scrobicularia piperata . . 235, 264
Sedimentgneise, Eulengebirge . . 547
Seekalk, Bl. Rydzewen 558
» Winterhude 284
Selscheider Schiefer 83
Senecio gracilis 120
» *ludens* 125
Senkung, oligocäne 332
Septarienton, Ohe 456
Sequoia Langsdorfi 586
Serpicula hirsuta 118
Sirriner Sandstein 85

	Seite
Sole, Zinnowitz	529
Spezialsattel, Lenneper, Taf. 2	18
» Wermelskirchener, Taf. 2	19
Spreetal, alluvial	512
» diluvial	511
Spirangium Quenstedti	585
Spiranthes australis	123
Spirifer alatus	203
» *cultrijugatus*	75, 80
» *curvatus*	14
» *parcefurcatus*	75, 80
Stachytarpheta indica, Taf. 19, Fig. 1	140
Staffelbruch von Bossel	7
Staffelbrüche » Ennepe	10
Stauendmoränen, Rauen	364
Steinmergelkeuper, Bl. Großenlüder	585
Stegochelys dux	494
Stenopora columnaris	203
Stettiner Sand, Wolgast	534
Stieglitzer Bogen	290
Stolzenberger Mulde	49
Straduhner Os	406
Stratiotes aloides	290
Striegauer Granit	595
Strophalosia excavata	203
» *Goldfussi*	203
Succinea oblonga	174, 593
» *Pfeifferi*	593
» *putris*	593
Südliche holsteinische Hauptendmoräne	230
Susum anthelminthicum	135

T.

Talbildung, pliocäne, Bl. Hamburg	257
» präquartäre, Ostseegebiet	251
Talbildungen, tertiäre, Bl. Hamburg	249
Tambacher Schichten, Benshausen	197
Taunusquarzit, Soonwald	440, 564
Taxus baccata	283
Teerofener Os	406
Tellina baltica	267, 531
Terebratelbankregion, Bl. Großenlüder	579
Terebratula complanata	203
» *elongata*	203
» *sufflata*	203
» *vulgaris*	452
Terrasse, Hermsdorfer Tal	546
» Peenegebiet	540
» Rheinsberg	527
» Spreetal	516
Terrassen, Scharmützelsee	371
Terrassenkalk, Bl. Rydzewen	558
Tertiär, Bl. Benz	532
» » Bonn	439
» » Breslau	556
» » Fürstenwalde	344
» » Großenlüder	588
» » Schwarzenborn	456
» Bohrungen, Bl. Hamburg	242
» Buchheide b. Finkenwalde	354
» Diensdorf	394
» Fürstenwalde a. d. Spree	374
» Gleißen	152
» Höhenlage, Bl. Hamburg	243
» Pieskow, Taf. 53, Fig. 30	394
» Rauske	618
» Wolgast	534
» Zinnowitz	530
Tertiäre Erosionsformen, Bl. Hamburg	240
» Landoberfläche, Bl. Hamburg	239, 249
» Schollen, Bl. Hamburg	236
» Talbildungen, Bl. Hamburg	249
Thorner Urstromtal	354
Thüringer Wald, Zechstein, Benshausen, Taf. 32, 33	175
Tilia platyphyllos	283, 291
» *parvifolia*	290
» *ulmifolia*	289
Torf, Bl. Cröslin	544
» » Wolgast	544
» Ceylon, Analyse	132
» diluvialer, Bl. Hamburg	283
» Flora, Öjendorf	290
» interglazialer, Bansin	533
» » Beldorf	285
» » Kuhgrund	276

Seite

Torf, interglazialer, Neidenburg . **166**
167, 173
» » Schulau, Taf. **38** 276
» jungdiluvialer, Ohlsdorf . 288
Torflager, Glinde 292
Torfmoor, subtropisch, Ceylon 102, 106
» tropisch, Ceylon . . 102
» » Ostafrika . . 105
» » Sumatra . . 103
Trachydolerit, Bl. Schwarzenborn 474
» Klapperberg . . 482
Tragopogon floccosus 543
Trebuser Diluvialplateau . . . 359
» Sandstein 360
Trias, Bl. Großenlüder 569
» » Halberstadt 493
» » Schwarzenborn . . . 442
Triglochin maritima 543
Triumfetta rhomboidea **139**
Trochitenkalk, Bl. Großenlüder . 583
Tropenmoor, Ceylon 142
» Ostafrika 143
» Sumatra . . 103, 143
Trophon antiquum . . . 423, 427
Tützer Bogen 418
Turmalingranulit, Striegau, Anal. **609**
Turritella subangulata 320
Typha latifolium 543
» sp. 135

U.

Ulex europaeus 118
Urstrom, Eberswalder 355
» Fürstenwalder, Taf. **40**, Fig. 1 363
» Berliner 355
Urstromtal, Thorner 354
» Warschau-Berliner . 350
Utricularia orbiculata 119
Utriculus semen 264

V.

Vaccinium oxycoccos 350
Valeriana Moonii 125
Valvata piscinalis 264

Seite

Valvata (*Cincinna*) sp. 174
Valvatensand, Barmbeck . . . 284
Vereisung, erste, Bl. Hamburg . 253
Vernonia Wightiana, Taf. **13**, Fig 3 125
Veronica didyma 119
Verseschichten 24, 66
Verwitterungskessel, Streitberg . **604**
Vetiveria venustus 114
» *zizanoides*, Taf. **4**, Fig. 1 114, 122
Vinca rosea 130
Viola distans 118
Vordevon, Soonwald 564
Vorgeest, Bl. Bremen 488
Vorgeschichte, menschliche, Bl. Großenlüder 593

W.

Waldmoor, interglazial, Neidenburg 170
Wahlenbergia gracilis 119
Warschau-Berliner Urstromtal . 350
Wedelia calendulacea 141
Weißdüne, Pommern . . 530, 544
Wellenkalk, Bl. Großenlüder . . 577
» » Schwarzenborn . 580
Weserterrasse, Bremen 488
Wiebelsaatschichten 73
Wiesenkalk, Zechlin 528
Wittenberger Bogen 406
Woldenberger Bogen 400
Wurmspuren im Buntsandstein . 449

X.

Xylomites sp. 585
Xyris anceps, Taf. **6**, Fig. 4 . . 117
» *indica*, Taf. **16**, Fig. 1 . . 135

Z.

Zanclodon laevis 506
Zaskenhütter Os 406
Zechstein, Altenfeld 210
» Altes Feld **214**
» Benshausen, Gliederung 199
» » Tektonik, Taf. **33** 210, **220**

	Seite
Zechstein, Bl. Großenlüder . .	569
» Bryozoenriff, Benshausen	202
» Dölmerlein	**214**
» Domberg	211
» Kröblis	214
» Langenfelde	247
» Lieth	247
» Regenberg	**214**
Zechstein, Schäferberg	**214**
» Wüstung	217
Zechsteinkalk, Benshausen . . .	200
Zechsteinkonglomerat, Benshausen	200
Zechsteinletten, Benshausen . .	204
Zenkeria elegans	122
Zweiglimmergneis, Eulengebirge .	555
Zweiglimmergranit, Bl. Striegau .	604

Orts-Register.

Die Meßtischblätter sind gesperrt gedruckt. — Die Zahlen der Seiten, welche Abbildungen, Profile usw. enthalten, und die Tafelnummern sind ***fett*** *gedruckt.*

Seite

A.

Ahrensburg **38**, **39**, 230
Alaunberge **43**, 370
Albrechtsberg **214**, 218
Allendorf 456
Alsterbecken 288
Altena 2
Altenfeld 201, 210
Altes Feld **214**
Alt-Lobitz 420
Altona 248
Alt-Ranft 353
Alvesse 493
Ambalangoda 130
Ankensen 492
Arensdorf 155
Argenschwanz 566
Aschersleben 325, 340
Attendorn 88

B.

Babitz 52, 526
Bahrenfeld 280
Bansin 532
Barmbeck 284
Beelitz **145**, **146**
Beeskow 368
Behling 13
Beienburg 40
Beldorf 285
Blankeneser Berge **35**, 233
Boberg bei Hamburg . . . **37**, 512
Boblitz 4
Bölling 614
Börnchen 558
Bogatzewen 279
Bokhorst 49
Bollinghausen 439
Bonn 439
Booßen **30**, **31**, 162
Borbeck 8
Bordelberg **44**, 371
Bornbach 51
Bornstedt 338
Bossel 7
Brachtenbeck 4
Brauck 7
Breckerfeld **1**, 4
Breitenau 159
Bremen 488
Bremen 488
Brenscheid 12
Breslau 556
Broich 438
Buchheide bei Finkenwalde . . 354
Buckow 353
Buddenhagen 537
Burg 18

C.

Callies 420
Caputh 145

Seite

Carwitz 420
Cecilie, Grube, bei Mücheln . . 341
Cylon 102, **107**
Charlottenbrunn 547
Cischkowo 400
Cleve 421
Cröslin 528, 534
Crossen 343
Czarnikau 354, 399

D.

Dachsberg **53**, 394
Dahl 2
Dedenhausen 489
Dhünn 50
Diensdorf 394
Dinklage **46**, **47**, 379
Dockenhuden 269
Dölmerlein 202, **214**
Dörstewitz 327
Dolgen 403
Domberg 202, 211
Domhorst 292
Drensen 405
Driesen 400
Dubrowberge **42**, 369, 386

E.

Eckringhausen 49
Eddesse 489
Egeln 325, 341
Ehringhausen 7
Eichberg 405
Eichberg 405
Eickenrode 409
Eisleben 338
Elbringhausen 48
Engelshagen 51
Ennepetal 2
Epscheid 5
Eulengebirge 547
Everinghausen 3
Evingsen 14

F.

Falkenberg 353

Seite

Farmsen 261
Ferch 145
Filehne 408
Finkenholl 57
Finsterwalde **156**
Flottstelle 145
Forsten 59
Frankfurt a. O. 161, 352
Frankfurt a. O. 163
Freesendorf 542
Freest 542
Friedeberg 402
Friedheim 408
Friedrichsdorf 407
Friedrichsdorf 403
Friedrichstal 27
Frielendorf 458
Frohnrath 436
Fürstenwalde a. d. Spree . . **40**, **343**
Fürstenwalde a. d. Spree . . 343
Fulda 590

G.

Garow 160
Gelpe 41
Gemünd 436
Gemünden 439
Gerstau 41
Getschdorf 544
Giesel 571
Gleißen 150
Glinde **37**, 241, 271
Glörfeld 4
Glörtalsperre 2
Glüder 18, 25
Göttingsmühle 445
Gohlitsch 603
Gornitz 405
Grabau 408
Gräben bei Striegau **597**
Grämitz 534
Grämitztal 541
Grebenhagen 443
Greifswalder Bodden 542
Greifswalder Oie 528
Gr. Beckern 557

Seite

Gr. Drensen 398, 408
Großenlüder 591
Großenlüder 567
Große Tränke 348
Gr. Schemberg 466
Gr. Wittenberg 407
Gründerhammer 45

H.

Haddenbach 22
Hagen i. W. 12
Haimbach 581, 585
Haimberg 593
Halberstadt 492
Halberstadt 492
Halle a. S. 325, 341
Halver 65
Halzenberg 58
Hamburg 227
Hammersteinsöge 59
Hangberg 52
Hanshagen 537
Happelsmühle 453
Harburg 227
Harmerz 575
Harsleben 492
Hartmannsdorf 513
Hastberger Mühle 46
Hasten 33
Heerstraße 147
Heide 6
Heinzenberg 441
Helmstedt 325, 340, 341
Henau 564
Hengsten 46
Herbringhausen 46
Hergetsfeld 445
Hergetsmühle 453
Herscheid 67
Herzogswalde 150
Himmelsberg 588
Hindenberg 522
Hinschenfelde 287
Hippendahl 41
Höhscheid 30
Hölterfeld 21

Seite

Hohendorf 537
Hohenlimburg 2
Hohenscheid 28
Hollendorf 539
Homberg a. d. Efze 457
Horas 589
Hückerswagen 49, 65
Hummelsbüttel 265
Hummeltenberger Mühle . . . 56

I.

Isergebirge 544
Iserlohn 2
Itergiesel 572

J.

Järischauer Berge 601
Jauer 621
Jungingen-Thalheim . . . 562

K.

Kalthöfen 407
Kalvarienberg bei Fulda . . . 587
Kamern 558
Kanonenberg bei Halberstadt . 508
Karlshagen 528
Kaschbach 547
Katern 58
Katschow 533, 537
Kellenbach 441
Ketschendorf 349
Kirn 565
Kirschberg 439
Kittlitz 523
Klapperberg 481
Klappstein 407
Klarenbach 21
Kl. Flottbeck 281
Knüllgebirge 442
Königswalde 150, 155
Königszelt 621
Kohlfurth 39, 44
Krienitz 160
Krimnitz 511
Kröhlis 214
Kronenberg 41

Seite

Krugau 514
Kuhgrund bei Lauenburg . . . 276
Kullabrücke 559
Kunitz 556

L.

Lagow 373
Lake Gregory **109**, 120
Lambecktal 12
Langenberg 582
Langendamm 488
Langenfelde 227, 283
Lauenburg 298
Lauenscheiderohl 5
Lauseberge **43**, 370
Leichlingen 2, 15, 23
Leidenshaus 440
Leipzig 325
Lemnitz 406
Lennep 2, 15, 32
Lennetal 2
Leopoldsburg 558
Lichtenau 516
Liebental 407
Liegnitz 621
Lienewitz 144
Liepe 354
Lieskau 327
Limmerig 4
Linow 526
Loh 5
Luckau **156**
Lübben 511
Lübben 513
Lübbenau 511
Lüdenscheid 65
Lüttringhausen 20
Lützkendorf 325

M.

Maberzell 575, 578
Magdheide 5
Manebach 176
Matara 131
Mechernich 437
Mechernich 436

Seite

Mehrentin 404
Meinerzhagen 79
Mengerscheid 441
Metze 181
Mittelrode 580
Möckerling 325
Moorfleth 299
Morzewo 407
Mücheln 325, 341
Müldingen 400
Müllrose 351
Müs 582

N.

Nantikow 420
Neidenburg 166
Neppermin 533
Neuendorf 350, 361
Neuenheerse 591
Neufier 407
Neu-Haferwiese 402
Neuhof-Opperz 572
Neu-Lebehnke 420
Neurode 552
Neusalz 359
Nieder-Gutschdorf 605
Niederrode 593
Niederstreit 622
Niekosken 406
Nienburg 488
Nienstedten 256, 269
Nierfeld 438
Nietleben 327
Nörenberg 396
Nonnendorf 538
Nütterden 421
Nurelia 106
Nuwara Eliya **109**

O.

Obenwiddert 29
Oberbimbach 577
Oderberg 354
Öjendorf 290
Ohlsdorf 288
Olef 438

Seite

Ost-Steinbeck 290
Othmarschen 280

P.

Palmnicken 360
Pechhütte 391
Peene 534
Peenemünde 529
Petersdorf **49**, 368, 385
Petersdorfer See 371
Pfaffendorf 371
Pferdsfeld 439
Pieskow **53**, 394
Pockrandts Teerofen 400
Point de Galle 130
Priorey 2
Prisdorf 268
Pritzier 537

R.

Radevormwald **1**, 9, 63
Ragow 511
Rattmannsdorf 327
Rauen 362
Rauensche Berge . . . **40**, **44**, 364
Rausdorf 268
Regenberg 211, **214**
Reichenbach 547
Remlingrade 47
Remscheid **1**, 2, 32
Rheinsberg 527
Riestedt 339
Rissen 314
Ritterberg bei Striegau . . . 609
Rölvede 4
Rohnsdorf 622
Ronsdorf **1**, 38
Ronsdorfer Talsperre 38
Ropperhausen 449
Rosswiese **148**
Rüggebein 4
Ruhleben 147
Rummenohl 4
Runthal 340
Rydzewen 558
Rzadkowo 408

Seite

S.

Saarau 595, 618
Saarow **50**, **51**, 350, 389
Salzberg 455
Sande 267
Sasel 267
Sauen **49**, 387
Sauzin 528
Schäfersberg 211, 214
Schalksmühle 2
Scharmützelsee **45**, 371
Scheideweg 57
Schermeisel 150
Schielberg 587
Schlagenthin 558
Schmaler Trisch 476
Schneegrube 546
Schneegrubenbaude 544
Schneidemühl 407
Schönfeld 516
Schreiberhau 544
Schulau . . . **38**, **39**, 233, 269, 276
Schulzenberg 593
Schwachenwalde 396
Schwanebeck 497
Schwarzenbörner Kopf 478
Schwarzenbörner Teich 487
Schwarzenborn 443
Schwarzenborn 442
Schwarzer Kopf 207
Seegenfelde 420
Seibersbach 564
Seigertshausen 451
Selchowhammer 405
Sickels 584
Silberberg **52**, 392
Simmern 439
Soldatenberge **42**, 368, 386
Solingen 13
Sonnenwalde 157
Soonwald 439, 564
Spandau **147**
Spandowhagen 524
Stachelhausen 34
Stahnsdorfer Friedhof **148**
Stedten 338

Seite

Steinhöfel 343, 359
Steinkirchen 511
Steinrücke 177
Steinseifersdorf 547
Stieglitz 405
Stöcken 44
Stolzenberg 50
Straßbüsch 437
Striegau 597
Striegau 595
Struck 542
Sülldorf 270, 315
Sumatra 103

T.

Terpt 523
Thiede 357
Tornow 516
Trebus 360
Treppendorf **517, 520**
Trotha 340
Tschetschsee **45**, 373

U.

Ütersen **36**, 241, 316
Ütze 489
Unnersberg 27
Untenrüden 30
Untenwiddert 30
Unterbimbach 575
Uscher Enge 409

V.

Verna 456
Versetal 34
Versetalsperre 34
Vierbergen 235
Vieringhausen 34
Vogelsberg 580
Voigtsdorf 544
Volkeshaus 16
Vollme 69
Volmetal 2

W.

Wallitz 526
Wandriß 614
Wandsbeck 287

Seite

Wannsee **148**
Wanscheid 5
Warmbrunn 547
Warmbrunn 544
Wehnsen 489
Weidehof bei Wolgast 535
Weinberg bei Treppendorf . . **520**
Weißenfels 340
Weligama 131
Wendisch-Buchholz 358
Wermelskirchen 19
Wernswig 456
Wiblingwerde 4
Wilbringhausen 8
Wildforth 420
Wildpark **145, 146**
Winkeln 3
Winterhude 284, 286
Wipperfürth 62
Wirsitz 408
Wissulke 420
Wittenbergen 233
Witzhave 293
Woldenberg 400, 404
Woldenberg 403
Wolgast 534
Wolgast 328, 534
Wüste 45
Wüstenhof 48
Wüstung 214, 217

Z.

Zarnitz 537
Zechlin 526
Zempow 526
Ziegenhain 457
Zielenzig **149**
Zielenzig 150
Ziese 534
Ziesetal 540
Zimmergrund bei Albrechts . . 175
Zinnowitz 528, **530**
Zinnowitz 528
Zirkenbach 574
Zobten 553
Zscherben 327

Druckfehler und Berichtigungen.

Jahrbuch 1914, Teil II, Heft 3.

Ehrentafel, Zeile 4 von oben, lies: 1877 statt 1887.

Jahrbuch 1915, Teil II, Heft 2.

S. 338, Zeile 1 und Zeile 6 von oben, lies: Flora statt Fauna.

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
II 15008