Jahrbuch
der
Königl. Preussischen
Geologischen
Landesanstalt

Do
1588

XXX
1909
Teil II

Do 1588, N.
4°

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT IN DANZIG
BIBLIOTHEK

BIBLIOTHEK DER NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT IN DANZIG

# Jahrbuch

der

## Königlich Preufsischen Geologischen Landesanstalt

zu

## Berlin

für das Jahr

## 1909.

BIBLIOTHEK DER NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT IN DANZIG

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Band XXX, Teil II.

Wpisano do inwentarza
ZAKŁADU GEOLOGJI
Dział B Nr. 76
Dnia 18. I 19 46

**Berlin.**

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

1912.

7

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
III 15008

# Inhalt.


Seite

Bericht über die Begehungen der diluvialen Ablagerungen an der Saale im Anschluß an die Konferenz der Direktoren der deutschen Geologischen Landesanstalten im Jahre 1908. Von Herrn L. Siegert in Berlin. (Hierzu Tafel 1) . . . . . 1

Zwei Asteriden aus märkischem Septarienton (Rupelton) nebst einer Übersicht über die bisher bekannt gewordenen tertiären Arten. Von Herrn O. v. Linstow in Berlin. (Hierzu Tafel 2) . . . . . 47

Monographie der Leptiden und der Phoriden des Bernsteins. Von Herrn F. Meunier in Antwerpen. (Hierzu Tafel 3—7) . . . . . 64

Über einen fossilführenden Horizont im Hauptterrassendiluvium des Nieder-Rheins. Von Herrn P. G. Krause in Berlin. (Mit einer Texttafel) . 91

Geologische Beschreibung der Umgebung von Fladungen vor der Rhön. Von Herrn W. Wagner in Straßburg i. E. (Hierzu Tafel 8 und 9 und 3 Textfiguren) . . . . . 109

Geologische Beschreibung der Umgegend von Spahl in der Rhön mit besonderer Berücksichtigung der Eruptivgesteine. Von Herrn F. Kallhardt in Straßburg i. E. (Hierzu Tafel 10) . . . . . 175

Zur Geologie Schleswig-Holsteins. Kritische Bemerkungen zu den Arbeiten von K. Olbricht und H. Spethmann über Schleswig-Holstein, sowie über die Anwendung der Penck'schen Diluvialgliederung auf Norddeutschland. Von Herrn C. Gagel in Berlin . . . . . 227

Die nichtbasaltischen Eruptivgesteine zwischen Wirges, Boden und Ettinghausen im südwestlichen Westerwald. Von Herrn H. Schneiderhöhn in Gießen. (Hierzu Tafel 11—13 und 4 Textfiguren) . . . . . 249

Das Faltungsgebiet des Flämings bei Wittenberg und Coswig i. Anhalt und der Nachweis seiner zweimaligen Vereisung. Von Herrn E. Meyer in Berlin. (Hierzu Tafel 14 und 15) . . . . . 312

Clymenienkalk von der Conrad-Mühle in Polsnitz bei Freiburg in Schlesien. Von Herrn G. Gürich in Breslau. (Mit 2 Figuren) . . . . . 341

Die Grube »Schöner Anfang« bei Breitenbach (Kr. Wetzlar). Ein Beitrag zur Tektonik der östlichen Lahnmulde. Von Herrn J. Ahlburg in Berlin. (Hierzu Tafel 16 und 17 und 9 Textfiguren) . . . . . 345

Kohlenkalk und Culm des Velberter Sattels im Süden des westfälischen Carbons. Von Herrn E. Zimmermann in Berlin. (Hierzu Tafel 18 und 25 Textfiguren) . . . . . 369

Spuren des diluvialen Menschen in der Lüneburger Heide. Von Herrn J. Stoller in Berlin. (Hierzu Tafel 19) . . . . . 433


## Amtlicher Teil.


Bericht über die Tätigkeit der Königlichen Geologischen Landesanstalt im Jahre 1909 . . . . . 453

Arbeitsplan der Königlichen Geologischen Landesanstalt für das Jahr 1910 473

Personal-Bestand der Königlich Preußischen Geologischen Landesanstalt am 31. Dezember 1909 . . . . . 487

Sach-Register . . . . . 500

Orts-Register . . . . . 512

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

# Bericht über die Begehungen der diluvialen Ablagerungen an der Saale im Anschlufs an die Konferenz der Direktoren der Deutschen geologischen Landesanstalten im Jahre 1908.

## 1. Übersicht über die Gliederung des Diluviums im mittleren Saaletale.

Von Herrn **L. Siegert** in Berlin.

Hierzu Tafel 1.

Im Anschluß an die jährliche Konferenz der Direktoren der deutschen Geologischen Landesanstalten fand in der Zeit vom 23. bis zum 28. September 1908 eine Bereisung des sächsisch-thüringischen Randdiluviums im wesentlichen im Gebiete des Saaletales statt. In dieser Gegend sind durch die Aufnahmearbeiten der Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt in den letzten sechs bis sieben Jahren eine Reihe von Kartenblättern fertig gestellt worden, auf denen eine neue Gliederung des dortigen Diluviums durchgeführt worden ist.

Für die Exkursionen waren zwei Wege möglich, von denen jeder seine Vorteile bot. Man konnte entweder von Halle aus flußaufwärts oder von dem südlichsten der neuaufgenommenen Blätter, von Saalfeld aus, flußabwärts gehen. In der weiteren Umgebung von Halle ist das Diluvium am eingehendsten gegliedert, und ebenso befinden sich hier eine größere Anzahl von wichtigen und beweisenden Profilen für die Altersbestimmung der einzelnen Horizonte, namentlich der Flußterrassen; dagegen sind letztere hier

einander so genähert, daß sie nicht ohne weiteres nach ihrer Höhenlage getrennt werden können, was das sofortige Erkennen ihrer relativen Altersverhältnisse auf einer Exkursion etwas erschwert. Weiter im Süden liegen die Terrassen zwar so weit auseinander, daß sie auch bei einer Übersichtsbegehung leicht unterschieden werden können, dafür lassen sie aber, je mehr wir uns dem Rande der Vereisungen nähern, ihre Beziehungen zum Glazialdiluvium nicht immer so klar erkennen wie im Norden. Es läßt sich also hier ihr spezielles Alter nicht stets ohne weiteres beweisen. Völlig unmöglich ist dies natürlich ganz im Süden, wo das Glazialdiluvium überhaupt fehlt. Praktische Gründe entschieden schließlich, von diesen beiden Wegen den letzteren zu wählen. Die Leitung der Exkursion war in den Händen verschiedener Geologen, die in den jeweils von ihnen aufgenommenen Gebieten führten. Da es ganz selbstverständlich ist, daß hierbei nur in wenigen Fällen eine systematische Einführung in die Gliederung unseres Diluviums gegeben werden konnte, so sei den von den einzelnen Führern verfaßten Exkursionsberichten eine kurze Einleitung über den Aufbau des Randdiluviums in dem bereisten Gebiete vorausgeschickt.

Wie überall im Randgebiete, so baut sich auch in unserer Gegend das Diluvium aus zwei genetisch verschiedenen Ablagerungen auf, die man kurz als südliches und nordisches Diluvium bezeichnen kann. Die ersteren bestehen aus Material, das dem Thüringer Wald und seinem Vorlande entstammt und von hier aus durch Flüsse nach Norden transportiert worden ist. Diese Ablagerungen bezw. ihre Reste treten uns heute in Gestalt von verschieden hoch liegenden Flußterrassen entgegen. Das nordische Diluvium aber baut sich aus Materialien auf, die von dem Inlandeis aus Skandinavien und dem Ostseegebiete zu uns transportiert wurden. Während die Ablagerung dieser nordischen Materialien in den einzelnen Eiszeiten erfolgte, konnten die Flußterrassen natürlich nur in den eisfreien Perioden entstehen, die im wesentlichen mit den Interglazialzeiten übereinstimmen.

Durch die Klarlegung der Verbandsverhältnisse dieser beiden

Arten von Ablagerungen war bei der Kartierung eine Gliederung des gesamten Diluviums unserer Gegend erlangt worden, die nicht, wie frühere Versuche anderer Autoren, lediglich auf der im Diluvium zur Zeit noch sehr unsicheren paläontologischen Methode beruhte und die daher weit besser begründet sein dürfte. Die Frage nach der Gliederung des gesamten Diluviums unserer Gegend war also nur in den Gebieten zu lösen, wo beide Arten von Ablagerungen auftraten. Als ganz besonders günstig für die Klärung der Verhältnisse erwiesen sich die Blätter Merseburg-Ost und Dieskau, wo beide Arten von Ablagerungen in voller Mächtigkeit und reicher Gliederung vorhanden sind, und wo verschiedene günstige Aufschlüsse die Erkenntnis der gegenseitigen Verbandsverhältnisse erleichterten. Außerhalb der Vereisungszone, wie auf dem Blatte Saalfeld, ist die Frage nach dem Alter der Terrassen überhaupt nicht mehr zu lösen. Die Altersbestimmungen der dortigen rein fluviatilen Ablagerungen ist nur durch ihre rückwärtige Verfolgung aus dem vereisten Gebiete heraus möglich.

Da die Terrassen keineswegs überall das gleiche Gefälle besitzen, sich flußaufwärts (Saalfeld) auch neue Terrassen einschalten, so ist eine Parallelisierung der in den verschiedenen Abschnitten des Saaletales auftretenden Terrassenreste nur bei kontinuierlicher Verfolgung über größere Strecken hin möglich. Es ist deshalb nicht angängig, weiter auseinanderliegende Terrassen einfach nach ihrer relativen Höhenlage miteinander zu verbinden. Auf der beigefügten Profiltafel ist der Verlauf der Terrassen vom Nordrande des Blattes Halle bis an Blatt Camburg heran dargestellt worden. Auf eine Fortsetzung bis auf Blatt Jena wurde verzichtet, da die Terrassenverhältnisse hier zurzeit noch nicht ganz vollständig geklärt, auch die nördlich davon liegenden Blätter Apolda und Camburg noch nicht eingehend neu untersucht sind. Ganz unmöglich war die weitere Fortführung dieses Profiles bis auf Blatt Saalfeld. Hier ergaben sich für viele Schottervorkommen stets mehrere Parallelisierungsmöglichkeiten, so daß vorläufig, ehe das zwischen Jena und Saalfeld liegende Gebiet neu begangen ist, jede Verbindung dieser Schotterreste sehr hypothetisch bleibt. Da eine solche Begehung aber

nur eine Frage kurzer Zeit sein dürfte, so wurde in dieser Arbeit von einer Parallelisierung völlig abgesehen. Diese Übersicht beschränkt sich vielmehr auf das Gebiet zwischen Jena und Halle, während über das Diluvium auf dem isoliert liegenden Blatte Saalfeld ein besonderer Bericht von E. Zimmermann beigegeben ist. Welche Schwierigkeiten sich selbst bei einer kontinuierlichen Verfolgung der Terrassen ergeben können, zeigt ein Blick auf die Linie der vierten präglazialen Terrasse ($p\sigma 4$) in unserem Profile. Würde diese Terrasse nicht von den sie am Unterlaufe umschließenden Terrassen durch den Mangel an nordischem Material leicht zu unterscheiden sein, so würde man wohl sicher zu einer anderen Verbindung der einzelnen Aufschlüsse gegriffen haben und würde die vorliegende Konstruktion der Terrassenkreuzung als unwahrscheinlich abweisen. Aus diesen Gründen kann auch eine neuerdings von K. Wolff[1]) versuchte Verbindung der Terrassen längs des ganzen Saaletales nicht befriedigen, zumal hierbei die Terrassen nur sehr unvollständig berücksichtigt werden, wie die ganze Arbeit überhaupt eine gründlichere Kenntnis der Gliederung des Randdiluviums vermissen läßt.

## A. Das südliche Diluvium.

Das südliche Diluvium ist in unserem Gebiete insbesondere in Gestalt von Flußterrassen, namentlich solchen der Saale, entwickelt. Nach den Aufnahmen der hier kartierenden Geologen lassen sich neun wohlunterscheidbare Saaleterrassen nachweisen.

Seit langen Jahren war bereits bekannt, daß diese Saaleschotter teils frei von nordischem Material sind, teils nordisches Material in mehr oder weniger reichem Maße führen. Die ersteren wurden, wohl immer in lokalem Sinne, als präglazial, teilweise auch als altdiluvial bezeichnet. Nach ihrer Höhenlage, also nach ihrem Alter, lassen sich im Mittellaufe der Saale vier verschiedene präglaziale Terrassen unterscheiden. Von diesen ist die 1. (höchste) Terrasse bisher nur von einem einzigen Punkte, dem Plattenberg bei

[1]) K. Wolff: Die Terrassen des Saaletales. Forschungen zur deutschen Landes- und Volkskunde, Bd. 18, Heft 2.

Jena, bekannt geworden. Die übrigen Terrassen dagegen konnten in weiterer Erstreckung verfolgt werden. Diesen vier Terrassen würde in dem von nordischem Materiale freien Gebiete des Blattes Saalfeld etwa die oberste Terrassengruppe von E. ZIMMERMANN entsprechen. Nach den Beobachtungen von NAUMANN und PICARD führt bereits die zweite präglaziale Terrasse eine Fauna, die auf ein kühleres Klima hinweist, sodaß sie zu einer Zeit entstanden sein mag, als das erste Inlandeis bereits im Vorschreiten begriffen war. Daß die tiefste präglaziale Terrasse unmittelbar vor dem Eindringen des Eises in unsere Gegend abgelagert wurde, beweist auch ihr guter Erhaltungszustand, der jede Spur der Zerstörung durch die Erosion vermissen läßt. Diese Terrasse wurde gleichsam noch bei ihrer Entstehung vom Eise überrascht, eingehüllt und konserviert.

Alle übrigen Terrassen führen in mehr oder minder reicher, an keinerlei Gesetz gebundener Menge nordisches Material, das nach Süden zu selbstverständlich mehr und mehr abnimmt. Dasselbe entstammt Glazialablagerungen, die bei der Bildung jener Terrassen zerstört wurden, also älter sind als die jeweiligen Terrassen, in denen es gefunden wird. Auch unter diesen Terrassen lassen sich wieder verschiedene Gruppen unterscheiden. So konnten die nächsten beiden Terrassen, 5 und 6 unserer Zählung, zu einer gemeinsamen Gruppe zusammengefaßt werden, da sie von ein und derselben Grundmoräne unterlagert und von einer anderen gemeinsam überlagert werden. Beweisende Profile hierfür liegen besonders auf den Blättern Merseburg-Ost und Dieskau. (Vergleiche Exkursion vom 27. u. 28. September.) Von diesen beiden Terrassen ist die untere am besten entwickelt und im ganzen Saaletale leicht zu verfolgen; sie wurde daher als Hauptterrasse bezeichnet. Die obere war dagegen lange Zeit nur von einem einzigen Punkte, von Möritzsch, bekannt und ist auch deshalb auf den Karten teilweise als Möritzscher Schotter benannt worden. Erst später wurde auch diese Terrasse flußaufwärts erkannt und verfolgt. Für das Interglazialalter dieser Terrassen können folgende Gründe angeführt werden: Die Terrassen sind zwischen zwei Grundmoränen

eingeschaltet, die zu zwei verschiedenen Eiszeiten zu stellen sind; denn beide besitzen, von einzelnen Ausnahmen abgesehen, eine ganz verschiedene petrographische Ausbildung. Für ihre Selbständigkeit spricht sodann eine für das Randgebiet bedeutende Mächtigkeit, sowie die große Ausdehnung nach Süden, die auch bei der älteren weiter gereicht haben muß, als wir heute nordisches Material in den Schottern finden. Ferner ist der erst etwas später zu besprechende Verband der unteren Grundmoräne mit dem Dehlitzer Bänderton zu erwähnen. Weiter sind die großen Zeiträume in Erwägung zu ziehen, welche zur Entstehung der Flußterrassen nötig waren. Nach Ablagerung der unteren Grundmoräne wurden zunächst in unserer Gegend tiefe Täler eingeschnitten und darin sodann 5—10 m mächtige Flußschotter aufgeschüttet. Dies bedeutet eine geologische Arbeit, zu der, bei gleichen Bedingungen, mindestens die gleiche Zeit gehört, die wir für die Alluvialperiode annehmen. Zur Ausbildung eines solchen weit verzweigten Talsystems aber war ferner nötig, daß auch flußabwärts unsere Gegend weithin eisfrei war. Als letzter wichtiger Beweis sei endlich das Auftreten einer wärmeliebenden Fauna in diesen Schottern angeführt. Der Nachweis aber, daß es sich um eine ältere Interglazialzeit handelt, wird erbracht durch die gleich zu erwähnende Existenz von noch jüngeren Interglazialbildungen, als die in Rede stehenden Schotter.

Es folgt nun der Höhenlage nach eine Terrasse, für welche keinerlei direkte Beziehungen zu Glazialablagerungen festgestellt werden konnten. Aus ihrer seitlichen Anlagerung an die Hauptterrasse, z. B. bei Kriegsdorf, ergibt sich, daß sie jünger sein muß als jene Terrasse und die sie überlagernde Grundmoräne. Diese Terrasse wurde gleichfalls als interglazial angesprochen und auf Grund folgender Erwägungen in eine zweite, jüngere Interglazialzeit gestellt. Auf Blatt Dieskau hat sich ergeben, daß dort in dem Rabutzer Beckenton eine fossilführende Interglazialablagerung auftritt, welche über der interglazialen Hauptterrasse und dem Möritzscher Schotter liegt und von ihnen durch mächtige Glazialablagerungen getrennt wird, also einer zweiten Interglazialzeit angehört. Daß es sich nicht um postglaziale Ablagerungen dabei

handeln kann, beweist die gleichfalls dort festgestellte Überlagerung jenes Tones durch Grundmoräne und Kies, die also einer dritten Eiszeit angehören müssen. Ist die Existenz einer zweiten Interglazialepoche in unserer Gegend hierdurch sicher erwiesen, so müssen wir auch notwendig annehmen, daß in dieser Zeit unsere Gegend von Flüssen durchströmt worden ist. Als Rest ihrer Ablagerungen dürfte zwanglos die eben erwähnte Terrasse anzusehen sein.

Zwischen diese Terrasse der 2. Interglazialzeit und den alluvialen Aueboden schaltet sich endlich noch eine Terrasse ein, die flußabwärts bereits vollständig innerhalb des heutigen Saaletales liegt, deren Oberfläche sich auch nur um 1,5—2 m über den jüngsten alluvialen Aueboden erhebt, so daß sie fast bei allen jährlichen Überschwemmungen mit überflutet wird. Sie wurde daher zwischen Weißenfels und Halle als altalluviale Terrasse bezeichnet.

Neuere Untersuchungen haben ergeben, daß auf den Blättern Naumburg und Jena zwischen der 2. Interglazialterrasse und dem Aueboden eine Terrasse auftritt, deren Basis ungefähr in der Höhe der heutigen Grasnarbe in der Aue liegt, deren Oberfläche aber bis zu 4 m über die Aue reicht, die also kaum noch überflutet wird. Mit Rücksicht darauf, daß in dieser Terrasse eine Wirbeltierfauna gefunden worden ist und mächtige Lößablagerungen von über 7 m Mächtigkeit darauf liegen, ist diese Terrasse auf den genannten Blättern ins Diluvium gestellt worden und zwar in die der 3. Eiszeit folgende Periode, die als Postglazialzeit bezeichnet wurde. Diese postglaziale Terrasse von Jena und Naumburg dürfte identisch sein mit der zwischen Weißenfels und Halle als altalluvial angesprochenen.

Den Schluß der Flußablagerungen bildet die jüngste, alluviale Terrasse, die entsprechend den vorhin entwickelten Anschauungen in der Gegend von Halle-Weißenfels als jüngere Alluvialterrasse bezeichnet wurde.

In der Geschichte des Saaletales lassen sich demnach zur Zeit fünf Perioden unterscheiden, die vertreten werden durch vier präglaziale Terrassen, zwei Terrassen der ersten Interglazialzeit, eine Terrasse der zweiten Interglazialzeit, eine postglaziale (bezw. altalluviale) Terrasse und eine Terrasse der jüngeren Alluvialzeit.

Die Ursachen, die zur Entwickelung dieser Terrassen führten, sind sicher keine lokalen gewesen, die sich nur auf die Saale beschränkten. Deshalb müssen alle Flüsse der weiteren Umgebung auch die gleichen Entwickelungsstadien aufweisen und insbesondere gilt dies von den Nebenflüssen der Saale, Elster, Unstrut, Ilm, sowie von der benachbarten Mulde. Da diese Flüsse aber nur teilweise das neu kartierte Gebiet berühren, so konnten dort jene Terrassen noch nicht in dieser Vollständigkeit nachgewiesen werden. Soweit sie bekannt geworden sind, werden sie unten, bei der Gesamtübersicht der neuen Gliederung, mit erwähnt werden.

## B. Das nordische Diluvium.

Ganz ähnlich wie die Terrassen, ließ auch das Glazialdiluvium eine eingehende Gliederung zu. In großen Zügen haben wir sie bereits kennen gelernt. Als älteste Abteilung sind jene glazialen Ablagerungen zu nennen, die sich dem Alter nach zwischen die präglazialen Schotter und die Saaleterrasse der ersten Interglazialzeit einschalten. Sie gehören der für unsere Gegend ältesten, also der ersten Eiszeit an. Als zweite Abteilung folgen die Glazialablagerungen, welche sich auf die genannten Terrassen auflagern; sie bilden, wenigstens zwischen Halle und Weißenfels, auf weite Strecken die Oberfläche der Gegend. Auf Blatt Dieskau ließ sich der Beweis erbringen, daß sich dieser gesamte Komplex zwischen die Saaleterrasse der ersten Interglazialzeit und den der zweiten Interglazialzeit angehörigen Rabutzer Beckenton einschaltet. Sie müssen also als Ablagerung einer zweiten Eiszeit aufgefaßt werden, während als Ablagerungen einer dritten Eiszeit die wenig mächtige Grundmoräne, die Sande und Kiese zu erwähnen sind, die sich auf den Rabutzer Ton legen.

Aber auch innerhalb der Ablagerungen der einzelnen Eiszeiten war noch eine ziemlich eingehende Gliederung möglich.

### Ablagerungen der ersten Eiszeit.

Beim Herannahen des ersten Eises entstand ein großer Stausee, der sich wesentlich im Tale der präglazialen Saale ausbreitete. In diesem wurde ein Bänderton abgelagert, der den Namen Deh-

litzer Ton erhielt. Er bildet, ganz wenige Stellen ausgenommen, überall das Hangende der jüngsten präglazialen Terrasse. Er entspricht bei Jena dem Zwätzener Bänderton und ist auch bei Camburg durch WAGNER nachgewiesen.

Beim weiteren Vordringen des Eises wurde über ihm eine Grundmoräne abgelagert, die sich von den jüngeren Grundmoränen meist, wenn auch nicht immer, durch ihre dunkle Farbe und tonige Beschaffenheit unterscheidet, wohl eine Folge von aufgenommenem Braunkohlenton. Für den Nachweis, ob eine Grundmoräne in unserer Gegend dieser ältesten Eiszeit angehört, bildet neben verschiedenen anderen Kriterien vor allem der Verband der Grundmoräne mit dem Dehlitzer Bänderton ein wichtiges Mittel. Jede Grundmoräne, die unmittelbar auf ungestörtem Dehlitzer Bänderton liegt, muß der ältesten Eiszeit angehören. Andernfalls müßte man zu der mehr als unwahrscheinlichen Annahme greifen, daß die älteste Grundmoräne vollständig denudiert sei, daß aber die Zerstörung genau an der Grenze zum Bänderton aufgehört habe. Dieses Verbandsverhältnis von älterer Grundmoräne und Dehlitzer Bänderton, das sehr oft zu beobachten ist, konnte auf der Exkursion bei Möritzsch gezeigt werden.

Beim Rückzuge des Eises endlich wurden Sandmassen aufgeworfen, die bei ihrer leichten Zerstörbarkeit allem Anscheine nach während der nächsten Interglazialzeit und beim Vorrücken des zweiten Inlandeises größtenteils schon wieder vernichtet wurden. Stellenweise kam es auch zu Aufschüttungen von mächtigeren, endmoränenartigen Bildungen, die besonders gut bei Ermlitz zu beobachten sind, aber wegen ihrer entfernten Lage auf der Exkursion nicht berührt werden konnten. Wo interglaziale Ablagerungen fehlen, bilden diese Sande einen wertvollen Grenzhorizont zwischen den Ablagerungen der ersten und zweiten Eiszeit. Der südlichste Punkt, bis zu welchem Ablagerungen der ersten Eiszeit im Verband mit einer interglazialen Terrasse nachgewiesen sind, dürfte bei Weißenfels liegen. In Wirklichkeit aber müssen sie mindestens soweit gereicht haben, als nordisches Material in der ersten interglazialen Terrasse enthalten ist, also bis Blatt Jena. Reste dieser südlich-

sten Decke sieht E. Naumann in den hochgelegenen Glazialablagerungen von Blatt Jena.

### Ablagerungen der zweiten Eiszeit.

Das heranrückende zweite Inlandeis fand ganz ähnliche Verhältnisse vor wie das erste Eis. In die sehr ebene Gegend war gleichfalls ein im Norden flaches, weiter nach Süden hin tieferes Tal eingeschnitten, in dem unter dem Einfluß des heranrückenden Eises ein Stausee entstand. In ihm kam es zur Ablagerung von Bändertonen und Mergelsanden, die mit dem Namen Kriechauer Bänderton bezeichnet wurden. In der Gegend von Halle drangen die ersten Vorläufer des Eises in Gestalt von Zungen in dieses Tal ein und lagerten hier, aber nicht auf den benachbarten Höhen, eine Grundmoräne und bei ihrem Rückzuge auch Sande ab, die wir als Basalglieder (Basalgrundmoräne und Basalschotter) von den höheren Glazialbildungen trennen können. Beim nächsten Vorstoß schob sich das Eis nicht mehr als schmale Zunge nur in die Täler vor, sondern breitete sich über die weitere Gegend aus. Seine Ablagerungen wurden daher als Hauptgrundmoräne bezeichnet. In dieser können wir verschiedene Bänke unterscheiden, die mit ihren Zwischengliedern einzelnen Oszillationen des Eises ihre Entstehung verdanken. Beim ersten Vorstoß wurde die unterste Bank der Hauptgrundmoräne abgelagert. Wenn sie auch weit größere Ausdehnung hat als die Basalglieder, so reicht sie doch noch nicht über die ganze Gegend hinweg. So bildet z. B. bei Halle auf den Höhen westlich von der Saale erst der nächste Horizont das unterste Glied des Glazialdiluviums, das dem älteren Gebirge unmittelbar aufgelagert ist. Bei dem lokalen Rückzug des Eises, dessen Grenze noch nicht bekannt ist, entstand in unserer Gegend ein großer Stausee, in dem es zur Ablagerung einer als Bruckdorfer Ton bezeichneten Beckenbildung kam. Obwohl über eine ganze Reihe von Meßtischblättern verfolgt, ist die Grenze dieses Tones bis jetzt nur an einer Stelle, in der Gegend von Altranstedt, erreicht worden. Hier befindet sich auch eine Zuflußrinne in dem Becken, deren in einer Ziegeleigrube erschlossene, mehrere Meter mächtige Bändertonmasse den Exkursionsteilnehmern gezeigt werden konnte. Infolge

seines weiten Aushaltens ist der Bruckdorfer Beckenton einer der vorzüglichsten Leithorizonte unseres Diluviums.

Beim abermaligen Vordringen des Eises wurde die mittlere Grundmoränenbank abgelagert, und bei dem Rückzuge des Eises kam es zur Aufschüttung von Endmoränen. Die südlichste, genau einen Quadranten bildend, zieht sich vom Dorf Dehlitz, nördlich von Weißenfels, nach dem Bienitz bei Leipzig hin. Ihre Fortsetzung bilden die Sandkuppen bei Taucha sowie verschiedene Endmoränen westlich von Eilenburg. Einer zweiten Stillstandslage bei diesem Rückzuge verdanken die teils endmoränenartigen, teils osartigen Sandbildungen in der Nordhälfte von Blatt Dieskau ihre Entstehung. Zwischen letzteren und der Dehlitzer Endmoräne aber breiteten die Schmelzwasser einen weiten Sandr aus, der im Anfange der Kartierung, als er nur teilsweise bekannt war, von der Gegend seiner besten Entwicklung her als Roddener Schotter bezeichnet wurde, ein Name, der auch auf die Karten überging.

Allem Anscheine nach hat das Eis über diesen Horizont nochmals eine dünne Grundmoränendecke abgelagert, die obere Grundmoränenbank, die fast nur noch auf Blatt Dieskau erhalten ist. Es hat also während der zweiten Eiszeit in unserer Gegend eine vierfache Oszillation des Eises stattgefunden.

Nach Süden hin läßt sich die jüngere Grundmoräne zum letzten Male bei Kösen (Rexhausens Weinberg) nachweisen; glaziale Sande im Hangenden der älteren interglazialen Terrasse sind bei Weichau (Blatt Camburg) nachgewiesen. Bei Jena entsprechen diesen glazialen Ablagerungen die Sande und Tone von Kunitz, die nach NAUMANN von einer gestauten Saale abgelagert wurden.

### Ablagerungen der dritten Eiszeit.

Zu den Ablagerungen der dritten Eiszeit sind endlich noch glaziale Sande und Kiese sowie Grundmoräne zu stellen, welche über dem Rabutzer Ton in einer Mächtigkeit von meist unter zwei Meter, stellenweise aber auch von vier bis fünf Metern liegen. Ihre weitere Verbreitung ist zur Zeit noch unbekannt, wahrscheinlich aber überziehen sie als ein dünner Schleier auch die weitere Umgegend.

### C. Der Löß.

Der weitaus größte Teil unseres Gebietes wird endlich noch von Löß überzogen. Dieser bildet auf den Hochflächen eine zusammenhängende Decke, deren Mächtigkeit im Durchschnitt 2 m nicht viel überschreitet. In allen, auch den kleineren Senken nimmt die Mächtigkeit sofort zu, wodurch eine Nivellierung des Terrains erreicht wird. An den Flanken der Haupttäler aber treten meist ganz oder lagenweise durch eingeschlämmte Massen verunreinigte Gehängelösse von oft sehr erheblicher Mächtigkeit auf, so bei Jena, wo Naumann einen ca. 20 m mächtigen Gehängelöß beobachten konnte. Eine allgemein verbreitete Eigenschaft unseres Lösses und zwar sowohl auf den Hochflächen wie an den Gehängen ist die Schichtung seiner tieferen Partieen. Diese beginnt in einer etwas schwankenden aber durchnittlichen Tiefe von etwa 2—3 m und besitzt nach unten hin meist eine sehr große Deutlichkeit, die durch die Einlagerung oft sehr weit durchgehender, feiner Sandstreifen oder auch gröberer Gerölllagen noch mehr hervorgehoben wird. Ungeschichtet ist stets, sowohl an den Hängen wie auf den Hochflächen, nur die oberste, etwa 2 m mächtige Schicht. Die Grenze zwischen ungeschichtetem und geschichtetem Löß ist fast nie eine scharfe, sondern der Übergang vollzieht sich ganz allmählich. Nur in einer einzigen Grube bei Schkortleben konnte ich einmal eine schärfere Grenze beobachten. Es dürfte daher die Annahme nahe liegen, daß es bei uns überhaupt keinen primär ungeschichteten Löß gibt, daß vielmehr aller Löß ursprünglich geschichtet abgelagert wurde, dann aber in seinen hangenden Partieen durch sekundäre Einflüsse (Verschlämmung durch die eindringenden Meteorwasser, beginnende Verwitterung, namentlich aber Bewegung und Verdrängung der feinen Bodenteilchen durch die Pflanzenwurzeln und wühlenden Tiere) seine Schichtung verloren hat. Der Umstand, daß zufälligerweise die Mächtigkeit des Lösses auf den Hochflächen 2 m selten überschreitet, bis zur gleichen Tiefe aber auch gewöhnlich die Vernichtung der Schichtstruktur reicht, dürfte die Meinung hervorgebracht haben, daß auf den Hochflächen im Gegensatz zu den Gehängen stets ungeschichteter Löß vorkommt. Da, wo der Löß der Hochflächen mächtiger als 2 m

wird, sind seine tieferen Partieen gleichfalls deutlich geschichtet, ja in vielen Fällen, z. B. in den ausgedehnten Ziegeleigruben südlich von Caja, tritt bereits schon in etwa 1 m Tiefe eine deutliche Schichtung auf. Man darf daher den ungeschichteten und den geschichteten Löß nicht ohne weiteres als zwei genetisch völlig verschiedene Bildungen auffassen.

Eine ganz genaue Altersbestimmung des Lösses ist in dem besprochenen Gebiete zur Zeit noch nicht möglich; man kann diese nur in gewisse Grenzen einengen. Zwischen Halle und Weißenfels legt sich der Löß auf den Hochflächen, wie aus zahlreichen Profilen und aus dem ganzen Kartenbild hervorgeht, auf die Glazialbildungen der zweiten Eiszeit und zwar auf ihre höchsten Horizonte (Roddener Schotter, Dehlitzer Endmoräne) auf. Dabei besteht aber allenthalben zwischen diesen Glazialbildungen und dem Löß eine deutliche Diskordanz, indem der Löß über die verschiedensten Glieder sowohl des zweiten Glazialdiluviums wie auch der ersten Interglazialzeit transgredierend hinweggreift. Vor Ablagerung des Lösses fanden also in dieser Gegend ausgedehnte Denudationsprozesse statt, die weithin eine mehrere Meter mächtige Schicht von Glazialdiluvium vernichteten, also bei der Ebenheit unserer Gegend ziemlich lange gedauert haben dürften. Die allenthalben verbreitete Steinsohle (mit zahlreichen Dreikantern) ist bei jener Denudation entstanden. Ihr Auftreten an der Basis des Lösses zeigt an, daß die Lößablagerung erst am Ende jener Denudationsperiode begonnen haben kann. Sie dürfte also frühestens in die zweite Interglazialzeit zu setzen sein. Der Mangel einer stärkeren Verwitterungs- und Entkalkungszone an der Oberfläche läßt aber die Vermutung begründet erscheinen, daß der Löß gar erst nach dem Rückzuge des 3. Eises, also in der Postglazial- bezw. Altalluvialzeit entstand. Hierfür könnte man auch den Umstand anführen, daß sich an den flachen Flanken ein in seiner Ausbildung vom Plateaulöß oft nicht unterscheidbarer Gehängelöß über die zweite Interglazial- und die Postglazialterrasse bis ins Alluvium herabzieht, wie den Exkursionsteilnehmern auch an verschiedenen Punkten gezeigt werden konnte. Allerdings ist dieser Beweis nicht ganz zwingend, da es sich hier, wie erwähnt, allenthalben

um Gehängelöß handelt, dessen Bildung auch heute noch andauert, ohne daß die hierbei sich abspielenden Prozesse mit der primären Entstehung des Lösses irgend welche Ähnlichkeit zu haben brauchen.

Absolut sichere Beweise für eine Zweiteilung des Lösses in eine den süddeutschen Vorkommen entsprechende ältere und jüngere Lößformation konnten bislang bei uns nicht gefunden werden. Ein an den Hängen mit dem Handbohrer oft nachweisbares Profil: reiner Löß, humoser Löß und Lößlehm, reiner Löß, dürfte auf ganz junge Überwehungen zurückzuführen sein.

Nach vorstehenden Ausführungen gliedert sich das Diluvium unserer Gegend wie folgt:

I. Präglaziale Ablagerungen.
   1. Erste Saaleterrasse,
   2. Zweite Saaleterrasse, obere Ilm- und Unstrutterrasse,
   3. Dritte Saaleterrasse, untere Ilm- und Unstrutterrasse,
   4. Vierte Saaleterrasse.

II. Ablagerungen der ersten Eiszeit.
   1. Dehlitzer Bänderton (Zwätzener Bänderton).
   2. Grundmoräne,
   3. Glazialsand und -kies.

III. Ablagerungen der ersten Interglazialzeit.
   1. Höhere Saaleterrasse (Möritzscher Schotter),
   2. Tiefere Saaleterrasse (Hauptterrasse), Unstrutterrasse, Ilmterrasse.

IV. Ablagerungen der zweiten Eiszeit.
   1. Kriechauer Bänderton,
   2. Basal-Grundmoräne,
   3. Basal-Schotter,
   4. Haupt-Grundmoräne (untere Bank),
   5. Bruckdorfer Beckenton,
   6. Haupt-Grundmoräne (mittlere Bank),
   7. Roddener Schotter, Dehlitzer Endmoräne, Endmoränen- und Osbildungen auf Blatt Dieskau,
   8. Haupt-Grundmoräne (obere Bank).

IVa. Äquivalente der zweiten Eiszeit im eisfreien Gebiet.
Kunitzer Sande und Tone.

V. Ablagerungen der zweiten Interglazialzeit.
Rabutzer Beckenton, Saale-, Elster-, Ilm- und Unstrutterrasse.

VI. Ablagerungen der dritten Eiszeit.
Grundmoräne, Kies und Sand bei Rabutz und Umgebung.

VII. Ablagerungen der Postglazialzeit (bezw. Altalluvialzeit).
Saale-, Elster-, Unstrut- und Ilmterrasse.
Löß (vielleicht auch zu Interglazial II gehörig).

VIII. Alluvium.
Aueboden, Gehängebildungen.

In dieser Vollständigkeit ist das gesamte Diluvium unserer Gegend jedoch nur im Unterlauf der Saale, namentlich auf den Blättern Lützen, Merseburg-Ost und Dieskau zu beobachten. Hier in den alten breiten Tälern bot sich dem Eise der geringste Widerstand; hier lagerten sich bei allen den vielfachen Oszillationen, welche das Eis im Saalegebiet ausführte, seine Schichten beinahe schwebend ab, für jeden kommenden Vorstoß stets wieder eine fast widerstandslose Fläche schaffend. In diese Täler drangen auch die ersten Vorläufer des heranrückenden Eises ein, welche die benachbarten Höhen überhaupt nicht erreichten und also dort auch keinerlei Ablagerungen erzeugen konnten. Schon in dem westlich von den genannten Blättern liegenden Gebiete war daher das Profil nicht mehr in dieser Vollständigkeit nachzuweisen. Weiter im Süden, wo die Bedingungen schließlich ebenso günstig lagen wie auf den vorhin erwähnten Blättern, hat die in den tiefer eingeschnittenen Tälern viel stärker wirkende Erosion und Denudation soviel wieder zerstört, daß man hier gleichfalls kein vollständiges Profil mehr gewinnen kann. Die gesamte Entwicklung unseres Diluviums läßt sich also auf den genannten drei Blättern am besten studieren. Nur ein Umstand erschwert etwas die schnelle Demonstration der Verhältnisse. Wie aus dem beigegebenen Profil zu ersehen ist, besitzen die höheren, älteren Terrassen ein

etwas steileres Gefälle als die jüngeren, eine Erscheinung, die an allen unseren Flußterrassen zu beobachten ist und die wohl mit säkularen Bodenbewegungen zusammenhängt. Die Folge davon ist, daß die im Süden weit auseinander liegenden Terrassen sich nach Norden hin, also flußabwärts, immer mehr nähern und sich schließlich kreuzen. Während also im Süden die ältesten Terassen am höchsten und die jüngeren in ganz normaler Reihenfolge um je eine Staffel tiefer liegen, besitzen weiter stromabwärts ganz verschiedenalterige Terrassen das gleiche Niveau, ja die älteren Terrassen liegen stellenweise etwas tiefer als die nächst jüngeren. Diese Verschiebung der Lagerungsverhältnisse beginnt auf Blatt Lützen. Während am Südrande dieses Blattes noch die normale Reihenfolge vorhanden ist, wenn auch alle Terrassen einander sehr genähert sind, liegen die Oberflächen der vierten präglazialen Terrasse und der interglazialen Hauptterrasse im Ellerbachtal, also in der nördlichen Hälfte dieses Blattes, bereits in demselben Niveau, und weiterhin, so am Südufer des Elster-Luppetales, sinkt die Oberfläche der präglazialen Terrasse sogar unter das Niveau der interglazialen Terrasse etwas herab, und ferner nähern sich hier, so bei Kriegsdorf, auch die Terrassen der ersten und zweiten Interglazialzeit sehr stark. Das gleiche gilt von der postglazialen (altalluvialen) und jungalluvialen Terrasse. Noch weiter nach Norden hin muß diese Verschiebung natürlich immer mehr zunehmen, so daß wahrscheinlich schließlich alle Terrassen ein tieferes Niveau als das heutige Tal aufweisen werden. Auf der beigegebenen Profiltafel ist diese Kreuzung der Terrassen schon deutlich zu ersehen.

Noch deutlicher würde dies sein, wenn bei der Konstruktion des Profiles anstatt der Basislinien der Terrassen (Unterkanten) die Oberkanten verwendet worden wären. Doch war dies nicht möglich. Denn wenn auch die Höhenzahlen hierfür zwischen Halle und Weißenfels mit großer Genauigkeit zu bestimmen sind, so ist dies weiter flußaufwärts infolge der stärkeren Zerstörung der Terrassen nur noch in seltenen Fällen möglich, während dort die Lage der Unterkante immer verhältnismäßig genau festzustellen ist. Die zahlreichen kleinen Unregelmäßigkeiten der Profillinien entsprechen natürlich auch nicht völlig

den wahren Verhältnissen. Die verschiedenen Täler besitzen einen mehr oder minder von einander abweichenden Lauf, der heute im Einzelnen nicht mehr festzustellen ist. Bei der Konstruktion des Profiles wurde der Lauf der alluvialen Saale zugrunde gelegt und die Aufschlüsse der älteren Terrassen durch eine auf der Karte gezogene Senkrechte auf diesen Lauf projiziert, wobei natürlich die einzelnen Teilstücke der verschiedenen Flußläufe bald auseinandergezogen, bald verkürzt wurden.

---

## 2. Das Diluvium auf Blatt Saalfeld.

Von Herrn E. Zimmermann.

Mit 1 Tabelle.

### Vorkommen von Glazialdiluvium.

Nach den Angaben von R. Richter und von K. Th. Liebe sollen auf dem Gleitsch nordische Blöcke von Granit und Hornblendegestein gefunden sein, doch sind keine Belegstücke aufbewahrt trotz der großen wissenschaftlichen Wichtigkeit, die sie haben würden. Neuerdings sind mir aus dem Saalfelder städtischen Museum Proben vorgelegt worden, deren nordische Herkunft mir aber sehr zweifelhaft ist; die rötliche Farbe von darunter befindlichen Graniten halte ich für Brandwirkungen (Waldbrand oder dergl.). Ich selbst habe höchstens einheimische Gerölle, besonders von Culmgrauwacke, vereinzelt gefunden; wie diese dahin gekommen sind, ist allerdings unklar; wahrscheinlich durch menschliches Zutun, aber ob unbeabsichtigt oder beabsichtigt, kann nicht entschieden werden; man könnte daran denken, daß ein gewisser Zusammenhang mit der Tatsache bestand, daß der Gleitsch eine uralte Opferstätte war.

Sonst haben sich von nordischem Material nur Feuersteine, und zwar sehr reichlich, aber stets in Form kleiner, flacher Splitter mit dicker, weißer Patina, an vielen Stellen auf dem Roten Berg gefunden; sie sind zum größten Teil deutlich bearbeitet und jedenfalls von fremdher eingeführt.

Würde man das natürliche Vorkommen von nordischen Gesteinen auf dem Gleitsch doch als richtig beobachtet annehmen, so würde ihre Höhenlage 380—400 m über NN. sein und die auffällige Tatsache bestehen, daß zwischen hier und den südlichsten der bei Jena beobachteten nordischen Blöcke keine Zwischenfunde gemacht sind. Auf die nächste Stelle der Saale bezogen, würde obige Höhenlage einen Unterschied von 160—180 m zeigen, — größer als der für die höchsten Flußterrassen des Blattgebietes beobachtete!

### Fossilfunde.

Solche sind an mehreren Stellen gemacht, die aber leider ganz ohne Zusammenhang mit den übrigen Diluvialbildungen, insbesondere mit den Flußterrassen stehen: 1) Der reiche, schon von Richter und von Nehring beschriebene und von mir von neuem ausgebeutete Wirbeltierfund auf dem Giebelstein bei Klein Kamsdorf in 410 m Höhe, der durch seine zum Teil bearbeiteten, zum Teil angebrannten Knochen, durch deren massenhafte, aber nie zu mehreren in organisch natürlicher Lage befindliche Anhäufung und durch seine Lage auf einem eigenartigen Berggipfel anzeigt, daß hier wohl eine alte Wohn- oder Opferstätte der Diluvialzeit vorliegt; nebenbei sei bemerkt, daß auch dort mehrfach Feuersteinsplitter sowie auch ein kleines Stück angebranntes Leder ausgegraben wurden; 2) die mehr vereinzelten Knochenfunde bei Röblitz; 3) desgleichen bei Remschütz (letztere mir im einzelnen noch unbekannt); 4) die Lößschneckenfunde bei Unterwellenborn. — Alle diese Funde dürften der jüngeren Diluvialzeit angehören.

### Löß.

Abgesehen von dem eben erwähnten, echten, schönen Löß an der Maxhütte bei Unterwellenborn findet sich kein weiterer Löß auf Blatt Saalfeld, und der ebengenannte ist ohne direkte Beziehung zu den Saale-Flußterrassen, sondern liegt in einem Seitentale, ca. 3 km vom Haupttale entfernt; seine Höhenlage mag etwa 270—280 m sein.

### Flußterrassen.

Solche sind entlang der Saale ausgezeichnet ausgeprägt und zwar zumeist als Kiesterrassen, an einigen Stellen nur als Fels-

## Tabellarische Übersicht über die diluvialen Saaleterrassen auf dem Blatte Saalfeld.

Nach neuen eigenen Aufnahmen zusammengestellt von E. Zimmermann.

| Seite der Saale | Ort | Nächstbenachbarter Saalespiegel | | Untere Terrassen | | | | Zwischenstufen | | Mittlere Terrassen | | Obere Terrassen | | | | | | | | Angeblich nordische Geschiebe |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | Höhe über NN. | Entfernung von der Schwarzamündung | Höhenlage | Abstand von 3 | Höhenlage | Abstand von 3 | Höhenlage | Abstand von 3 | Höhenlage | Abstand von 3 | Höhenlage | Abstand von 3 | Höhenlage | Abstand von 3 | Höhenlage | Abstand von 3 | Höhenlage | Abstand von 3 | |
| | | m | km | m | m | m | m | m | m | m | m | m | m | m | m | m | m | m | m | m |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 5a | 6 | 6a | 7 | 7a | 8 | 8a | 9 | 9a | 10 | 10a | 11 | 11a | 12 | 12a | 13 |
| links | Mündung der Schwarza in die Saale . . . . . | ca. 200 | 0,0 | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| l | Wöhlsdorf . . . . . | 204 | 2,0 | | | 225 | 21 | | | | | | | | | | | | | |
| rechts | Remschütz, Kellerberg . . | 205 | 2,8 | | | | | | | | | 320 | 115 | | | | | | | |
| l | Graba . . . . . | 208 | 5,0 | 225 | 17 | | | | | | | | | | | | | | | |
| r | Saalfeld, Totenteich . . . | 208 | 5,0 | | | 230 | 22 | | | | | | | | | | | | | |
| l | » Siechenhaus . . | 209 | 5,4 | | | 240 | 31[1]) | | | | | | | | | | | | | |
| l | » Schloß . . . . | 209 | 5,4 | | | 229? | 20? | | | | | | | | | | | | | |
| l | » Lerchenhügel . . | 210 | 6,2 | | | | | 255–268 | 45–58 | | | | | | | | | | | |
| r | » Taubenhügel . . | 210 | 6,6 | 225 | 15 | | | | | | | | | | | | | | | |
| l | » Altgehege u. Badeanstalt . . . . . | 211 | 7,2 | 225 | 14 | | | 240 | 29 | | | | | | | | | | | |
| l | Garnsdorf, Kienberg . . | 211 | 7,3 | | | | | | | | | | | | | 347,5 | 136,5 | | | |
| r | Köditz, Dorf . . . . . | 212 | 7,7 | 228 | 16 | | | | | | | | | | | | | | | |
| l | Saalfeld, Eichhölzchen . . | 212 | 7,9 | | | | | | | | | | | | | 350 | 138 | | | |
| l | Neumühle . . . . . | 213 | 8,0 | | | 235 | 22 | 260 | 47 | 290 | 77 | | | | | | | | | |
| r | Obernitz, Pol . . . . . | 213 | 8,3 | | | | | | | | | 326 | 113 | | | | | | | |
| l | Wetzelstein und Pöllnitz . | 214—215 | 8,6–9,0 | | | 240 | 25 | | | | | 328 | 114 | 338 | 124 | | | | | |
| l | Steiger . . . . . | 215 | 9,2 | | | | | | | | | | | 345 | 130 | 352 | 137 | 360 | 145 | |
| r | Obernitz . . . . . | 215 | 9,2 | | | 235 | 20 | | | | | | | | | | | | | |
| l | Reschwitz, Mühle . . . . | 217,5 | 10,4 | | | 237 | 19,5 | | | | | | | | | | | | | |
| l | Zwischen Weischwitz und Reschwitz, »Ebene« . . | 218,5 | 11,0 | | | | | | | 275–285 | 56,5–66,5 | | | | | | | | | |
| r | Gleitsch . . . . . | 218,5 | 11,0 | | | 238 | 19,5 | | | | | | | | | | | | | 380—400 |
| l | Weischwitz, Bahndurchschnitt und Laasener Culm | 220—221,5 | 12,0—13,0 | | | 240–245 | 20–25 | | | | | | | | | | | 365 | 145 | |
| r | Fischersdorf . . . . . | 222—224 | 13,4—14,3 | 239 | 17 | 247 | 25 | | | | | | | | | | | | | |
| l | Breternitz . . . . . | 222—228 | 14,0—17,0 | 243—245 | 21—17 | | | | | 305 | 83 | | | | | | | | | |
| r | Königszeche . . . . . | 226 | 15,0 | | | | | | | | | | | | | | | 378 | 152 | |
| r | Kaulsdorf . . . . . | 230 | 17,5 | 245 | 15 | | | | | | | | | | | | | | | |
| l | Eichicht, Lohmen . . . . | 230 | 17,5 | | | | | | | | | | | | | | | 370 | 140 | |
| l | » Dorf u. Eichelberg | 231—233 | 18,0—19,4 | 245—250 | 14—17 | | | | | 315 | 84 | | | | | | | 378 | 146 | |
| r | » Zimmersberg . . | 231,5 | 18,8 | | | | | | | | | | | | | | | 390 | 158,5 | |
| r | » Wüste Mark Gössitz . . . . . | 233 | 19,5 | | | | | | | 305 | 72 | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | 305–320 | 72–87 | | | | | | | | | |
| r | Hohe Warte . . . . . | 237,5 | 22,0 | | | 260 | 22,5 | | | | | | | 365 | 127,5 | | | | | |
| l | Presswitz, Quitschenberg . | 237—245 | 22,5—25,0 | | | | | | | | | | | 360 | 123 | 375 | 130 | | | |
| r | » Günthersheil . . | 241 | 23,5 | | | | | | | | | | | 370 | 129 | | | | | |
| l | » Quitschenberg . | 241 | 23,5 | 255 | 14 | | | | | | | | | | | | | | | |
| r | » Dorf . . . . | 245 | 25,0 | 260 | 15 | | | | | | | | | | | | | | | |

[1]) Siehe Text.

terrassen; aber zerstreute Gerölle auf diesen zeigen an, daß auch sie wohl einst mit Kieslagern bedeckt waren.

Die Mächtigkeit der eigentlichen Flußkiese in allen Terrassen beträgt wohl meist nicht über 5 m, gewöhnlich ist sie sogar noch geringer; aber fast allenthalben sind die Terrassen von dem an ihrer Hinterkante aufsteigenden Gehänge her bis zu ihrem Absturz an der Vorderkante mit Gehängeschutt in von vorn nach hinten zunehmender Mächtigkeit überzogen, derart, daß sie schon vorn eine übergroße Mächtigkeit zu haben scheinen und nach hinten zuweilen aufsteigen bis zum Niveau der nächst höheren Terrassen.

Alle Terrassen steigen flußaufwärts an; Stauterrassen sind also nicht vorhanden.

Nach ihrer relativen Höhenlage kann man drei Terrassengruppen unterscheiden, eine oberste Gruppe bestehend aus solchen Terrassen, deren Unterkante nicht unter 113 m relative Höhe hat (wobei als größte Zahl für solche Höhe 158 m nach der Karte festzustellen war) — eine mittlere Gruppe, deren Unterkante zwischen 66 und 87 m relativer Höhe in den verschiedenen Einzelvorkommen besitzt, — und eine untere Gruppe, deren Unterkante zwischen 14 und 23 m relativer Höhe schwankt, und die selbst wieder in eine tiefere Untergruppe mit 14—17 m relativer Höhe der Unterkante, — und in eine höhere Untergruppe mit 20—23 m relativer Höhe geteilt werden könnte. Darüber gibt im einzelnen die beiliegende Tabelle Auskunft, deren Zahlen mit möglichster Genauigkeit aus den Höhenkurven des neuen Meßtischblattes ermittelt wurden. Auffällige Zwischenstellungen nehmen vereinzelte Vorkommen zwischen der unteren und mittleren Gruppe westlich, südwestlich und südlich bei Saalfeld ein, indem sie relative Höhenlagen von 27 m, von 29 m, von 47 m und von 45—58 m besitzen. Die untere Terrasse, deren Höhenlage am Schloß in Saalfeld sich leider nicht genau aus der Karte ablesen läßt, aber etwa 20 m betragen mag, steigt von da nach dem alten (westlichen) Uferrande, wie man am tiefeingeschnittenen Siechenbach ziemlich lückenlos verfolgen kann, allmählich derart an, daß am Siechenhaus für sie 31 m abgelesen wurden.

Mehrfach trifft man am selben Bergabhange mehrere Terrassen übereinander, die teils zu einer und derselben Gruppe, — teils zu mehreren Gruppen gehören. So sind bei Fischersdorf an der Straße nach Tauschwitz deutlich die zwei Unterstufen der unteren Gruppe übereinander zu beobachten, ebenso auf der von der Bahn durchschnittenen Landzunge zwischen Breternitz und Weischwitz — in der Wüsten Mark Gössitz, oberhalb Eichicht, verschiedene Terrassen der mittleren Gruppe übereinander, — am Eichelberg bei Eichicht je ein Vertreter der drei Gruppen, — endlich überschreitet man bei einem Aufstieg von der Badeanstalt, gegenüber Köditz, über den Fuchsberg und die Pöllnitz bis zum Fuß der Hinteren Gartenkuppe der Reihe nach die Unterstufe der Untergruppe (ca. 15 m relative Höhe), eine einzelne Zwischenstufe (47 m), die Mittelterrasse (77 m) und vier verschiedene Terrassen der Obergruppe (in 114, 121, 133 und 146 m relativer Höhe).

Am besten erhalten ist naturgemäß die untere Terrasse, die sich bei Eichicht, Kaulsdorf, Breternitz, Fischersdorf, Weischwitz, Reschwitz, Köditz, Saalfeld, Graba, Crösten und Wöhlsdorf breit ausdehnt und große Teile der genannten Ortschaften und ihrer Feldfluren trägt. Auffällig gut ist auch noch die obere Terrassengruppe erhalten, und sie läßt sich auch im Gelände von ferne ausgezeichnet als eine zusammengehörige Plateaufläche erkennen. In geringster Zahl und Ausdehnung sind Reste der mittleren Gruppe erhalten, und nur zwischen Kaulsdorf und Breternitz, sowie zwischen Weischwitz und Reschwitz macht sie sich auch landschaftlich gut, ja auffällig bemerkbar. Hier heißt ein von dieser Terrasse bedecktes Bergplateau sogar ausdrücklich »Die Ebene«.

Nach ihrer Gesteinsführung schließen sich die Terrassen der unteren, aber auch noch die der mittleren Gruppe eng an diejenige der gegenwärtigen Saale an; dagegen ist die obere Terrassengruppe durch auffällig großen Reichtum an Quarzgeröllen ausgezeichnet, demgegenüber die anderen Gesteine außerordentlich zurücktreten. Indeß möchte ich nicht, wie es Liebe getan hat, einen grundsätzlichen Unterschied darin erkennen, daß die oberen Terrassen keine Fichtelgebirgsgesteine führen sollen. Denn erstens

gehören letztere Gesteine selbst in den gegenwärtigen Flußablagerungen zu den seltenen (einfach aus dem Grunde, weil sie, die Granite insbesondere, meist zu Grus zerfallen, noch ehe sie als Blöcke in einen Wasserlauf geraten), und zweitens sind die Aufschlüsse in den obersten Terrassen denn doch gar zu gering, so daß man selbst manches einheimische, sonst nicht seltene Gestein nur ziemlich spärlich findet. Die in der mittleren und unteren Terrasse nicht gar seltenen, gewöhnlich sogar ansehnlich großen Gerölle von Granit dürften nach ihrer Gesteinsbeschaffenheit wohl zumeist aus dem Sormitztale stammen. Bemerkenswert ist noch, daß auf dem Lohmen westlich von Eichicht in dem dortigen oberen Terrassenschotter Gerölle von Buntsandstein (vermutlich sogar Mittlerem) vorkommen, der heute nur noch sechs und mehr Kilometer weiter flußabwärts ansteht; er muß also in der ältesten Diluvialzeit noch bis oberhalb Eichicht gereicht haben; seine Gerölle an genannter Stelle sind übrigens größer als die von anderen ebenda vorkommenden Gesteinen[1]).

Was den Verwitterungsgrad betrifft, so ist dieser bei der unteren und mittleren Terrasse gering, viel stärker bei der oberen Terrassengruppe; hier sind auch die Gerölle sehr gewöhnlich mit braunen und braunschwarzen Häuten von Eisen- und Manganoxyden überzogen. Und noch bemerkt werden muß, daß die Unterlage des Schotters oder Kieses der obersten Terrassen häufig (?oder immer?) eine sehr tiefgehende Zersetzung erlitten hat; die Ackergruben z. B., in denen Kalke des Zechsteins und Silurs, sowie silurische Alaunschiefer zu Farberde zersetzt sind, liegen gutenteils im Niveau der obersten Terrassen oder sind sogar direkt im Liegenden des aufgeschlossenen Kieses angelegt. — Ob der in allen Flußterrassen unseres Gebietes zu beobachtende Mangel an Kalkgeröllen (es wären solche aus Silur, Devon und Zechstein denkbar) ursprünglich oder durch nachträgliche Verwitterung zu erklären ist, ist ungewiß; jedenfalls hängt mit ihm in gewissem Grade auch der Mangel an Fossilien zusammen.

[1]) Die von Liebe in den Erläuterungen angegebenen Gerölle von Braunkohlenquarzit habe ich nicht wiederfinden können; wahrscheinlich ist seine Bestimmung umzuändern, wohl in Silurquarzit.

Aus Vorstehendem ergibt sich, daß das spezielle geologische Alter unserer Terrassen aus den Verhältnissen des Blattes Saalfeld allein heraus nicht bestimmt werden kann, sondern aus den Ergebnissen der weiter abwärts ausgeführten Untersuchungen abgeleitet werden muß. In dieser Hinsicht sehr zu bedauern ist, daß für die Blätter Rudolstadt, Orlamünde und Kahla, die die Verbindung mit Blatt Jena herstellen, keine Aufnahmen auf neuen (metrischen) Meßtischblättern vorliegen und die alten Aufnahmen (von R. Richter und E. E. Schmid) nicht so zuverlässig erscheinen, daß man sie auf neue Blätter übertragen dürfte.

Erwähnt sei noch, daß oberhalb des Blattes Saalfeld sich auf dem
Blatt Ziegenrück Terrassen in
ca. 15 m, 20—24 m, 30—47 m, 71—75 m und 109—128 m,
auf Blatt Schleiz Terrassen in
ca. 25—30 m, 45 m, 55 m, 68 m und 105—111 m,
auf Blatt Hirschberg Terrassen in
5 m, 14 m, besonders 18—20 m, 24—30 m, zwischen 30 und 45 m und zwischen 51 und 56 m relativer Höhe erhalten haben. Eine Verteilung der bis 75 m hohen auf die untere und mittlere Gruppe würde hier also zum Teil willkürlich sein, die Zurechnung dagegen der über 100 m relativ hohen zur oberen Gruppe sicher. Der südlichste Fundpunkt der obersten Terrasse liegt bei Schloß Burgk auf Blatt Schleiz.

---

Nachzutragen ist noch für Blatt Saalfeld, daß die aus dem westlich der Stadt aufsteigenden Gebirge kommenden Bäche sich zum Teil durch die untere Terrasse hindurchgefressen haben und teils die so geschaffenen Rinnen, teils auch die alte eigentliche Terrassenfläche mit mächtigen Schuttmassen in Gestalt breiter und flacher, zum Teil miteinander verwachsener Schuttkegel überdeckt haben. Der bedeutendste dieser Kegel hat seine Spitze bei Garnsdorf. Auf der alten geologischen Karte von Saalfeld ist dieser einheimische Bachschotter nicht von dem von ferne herbeigeführten Saaleschotter unterschieden, obwohl er einerseits durch seine sehr viel geringere Abrollung, andererseits durch den Mangel der für

das obere Saalegebiet kennzeichnenden Culmgrauwacken, Diabase, Diabasbreccien und anderen Gesteine, dafür aber durch die fast alleinige Herrschaft von Phykodengesteinen sich leicht erkennen läßt. Stellenweise ist der einheimische Schotter sehr lehmig, und an ein paar Stellen bei Saalfeld wurde solcher steinreicher Lehm sogar für Ziegeleien gewonnen; leider sind Fossilien auch darin nicht gefunden oder wenigstens nicht aufbewahrt worden. Bei Crösten und Wöhlsdorf ist der einheimische Schutt durch reichlich beigemischtes Buntsandsteinmaterial üb raus sandig.

---

## 3. Exkursionsberichte.

### Exkursion auf Blatt Saalfeld.

Donnerstag, den 23. September 1908.

Von Herrn E. Zimmermann.

Unsere Exkursion am 23. September 1908 besichtigte die untere Terrasse, auf der die Stadt Saalfeld steht, die vier oberen Terrassen am Steiger und auf der Pöllnitz, die untere an der Reschwitzer Mühle, die mittlere auf der »Ebene« bei Weischwitz, die untere zwischen Weischwitz und Breternitz und die untere bei Obernitz. Am Abend fuhren die Exkursionsteilnehmer nach Jena.

---

### Exkursion auf Blatt Jena.

Donnerstag, den 24. September 1908.

Von Herrn Ernst Naumann.

Von Jena ging die Fahrt am linken Rande der Saaleaue in nördlicher Richtung auf der Landstraße nach Löbstedt. Wo diese kurz vor Löbstedt mit einer scharfen Biegung nach O. umlenkt, sieht man auf der westlichen Straßenseite eine Terrainkante sich herausheben, die Terrasse der oberen postglazialen Saale ($dp\sigma_0$ der Karte). Diese Terrasse besteht aus einem echten Saalekies und wird von einem grauen, Wasserschnecken führenden Ton überlagert, der von Löß überdeckt wird. Die Basis dieses Kieses liegt

9 m über der Saaleaue. Mit Rücksicht darauf, daß zur Zeit ihrer Ablagerung das Eis zwar endgültig aus der Gegend von Jena verschwunden war, später aber noch bei Halle und weiter nördlich gelegen hat, wird diese Terrasse von mir neuerdings als zweites Interglazial bezeichnet[1]).

Im NW. von der soeben geschilderten Terrasse erhebt sich die jüngste präglaziale Saaleterrasse, ebenfalls eine deutliche Terrainkante bildend ($\sigma_3$ der Karte); sie wird vom Zwätzener Bänderton und von Geschiebemergel der ersten Vereisung überlagert. Zur Zeit der Ablagerung dieser Terrasse war dieses ältere Eis vermutlich schon ein gutes Stück in Norddeutschland vorgedrungen, und da bei Naumburg in der nächst älteren Terrasse ($\sigma_2$ der Karte) *Helix tenuilabris* bekannt geworden ist, eine Schneckenform, die ein kühles Klima bevorzugt, so hat das Eis wohl auch schon damals seinen Einzug in Norddeutschland gehalten. Für die älteste präglaziale Terrasse der Saale bei Jena ($\sigma_1$ der Karte) ist jedoch nicht erwiesen, daß sie in einer Zeit mit eiszeitlichem Klima abgelagert ist. Sie könnte auch pliocänes Alter besitzen.

Nach weiterer Fahrt durch Löbstedt und Zwätzen wurde die Saale bei Kunitz überschritten und in Kunitz selbst der Spielberg besucht, eine Anhöhe am Ostrand des Dorfes, deren Sockel aus Röt besteht. Darauf lagert der Kies der interglazialen Saaleterrasse (di$\sigma$) (Hauptterrasse) und darüber folgen sehr eigenartige Ablagerungen, die aus kalkhaltigem Ton, Sand und Kies bestehen. R. Wagner[2]) (l. c.) erklärt diese Sande und Schneckenmergel des Spielberges für Absätze eines Altwassers der Saale, die älter sein sollen als seine »Untere Terrasse«. Dagegen halte ich diese Bildungen für Absätze gemischter Art, die teils von einer durch das bis Kösen vorgedrungene zweite Eis gestauten Saale abgelagert wurden, und in die außerdem von den benachbarten Hängen massenhaft einheimisches Material der nächsten Umgebung nebst den Überresten der älteren Eiszeit eingeschwemmt wurde. Durch eine Bohrung habe ich nachgewiesen, daß diese Sande samt den zwischengelagerten Schneckenmergeln jünger sind als die interglaziale

[1]) Dieses Jahrbuch 1908, Bd. 29, Heft 1.
[2]) Dieses Jahrbuch 1904, Bd. 25, Heft 1.

Saaleterrasse ($di\sigma$) (Hauptterrasse). Ich halte daher diese Randgebilde für gleichaltrig mit dem Geschiebemergel und den Schmelzwasserabsätzen des jüngeren Eises bei Kösen, bezüglich Weichau (Blatt Camburg)[1]). Da in dem Verbreitungsgebiet dieser Randgebilde vom Kunitzer Typus hochgelegene Reste von älterem Geschiebemergel und von glazialen Sanden vorkommen, so hat hier bei Jena das Eis der ersten Vereisung weiter südlich gereicht als das der zweiten.

Auf der weiteren Fahrt wurde an der Straße Zwätzen-Porstendorf bei Höhe 138,3 die ältere postglaziale Terrasse ($dp\sigma_0$) nochmals passiert und bei Porstendorf ein Blick auf die älteren präglazialen Saaleterrassen ($\sigma_1$ und $\sigma_2$ der Karte) geworfen.

Vom Bahnhof Porstendorf führte die Eisenbahn die Teilnehmer nach Bad Kösen und von dort zur Zementfabrik.

Anhangsweise sei bemerkt, daß in der Ziegelei am Prinzessinnengarten in Jena, deren Besuch nicht möglich war, auf dem postglazialen Saalekies ($dp\sigma_u$) ein durchweg kalkhaltiger, dunkelbrauner, zahlreiche Muschelgerölle und Saalegeschiebe führender, etwa 20 m mächtiger Gehängelöß liegt, der kleine, reihenweise verteilte Kalkkonkretionen und Lößschnecken führt.

---

## Exkursion auf Blatt Naumburg a. S. und Freyburg a. U.

Donnerstag, den 24. und Freitag, den 25. September 1908.

Von Herrn E. Naumann und Herrn E. Picard.

Die Exkursionen auf den Blättern Naumburg und Freyburg verfolgten den Zweck, verschiedenartige Lößablagerungen und die Gliederung der Flußterrassen zu zeigen.

In dem Hohlweg, der von der Zementfabrik zwischen Kösen und Lengefeld nach dem Äbtischen Holz führt, und in einem Aufschluß über dem Wellenkalk-Steinbruch bei der Fabrik ist ein mächtiger Gehängelöß aufgeschlossen, der aus reinem Löß besteht, und in dem sich Gerölle des benachbarten anstehenden Muschelkalkes, sowie aus den Saaleschottern der umgebenden

[1]) Jahrbuch d. preuß. geol. Landesanstalt 1908, Bd. 29, Heft 1.

Höhen teils in großen Mengen, teils vereinzelt eingelagert finden. Dieser Gehängelöß läßt sich vom Plateaurande bis zur Saaleaue herab ununterbrochen verfolgen; eine Grenze gegen den eigentlichen Plateaulöß zu ziehen, ist nicht durchführbar, weil die Plateaus überall eine schwache Neigung besitzen und ein petrographischer Unterschied oft nicht besteht.

Bezüglich der Verbreitung des Gehängelösses gibt sich auch hier wie in der ganzen Gegend eine gewisse Gesetzmäßigkeit zu erkennen; in den von O. nach W., NO. nach SW., NW. nach SO. verlaufenden Tälern ist die nach N. bezw. O., NO. gekehrte Seite mit Gehängelöß bedeckt.

Der Gehängelöß bildet vielfach das Hangende der beiden interglazialen und der postglazialen Flußterrassen; er ist jedoch nirgends den präglazialen Flußkiesen unmittelbar aufgelagert. Daraus folgt, daß seine Bildung in dieser Gegend nach der ersten Vereisung Thüringens begonnen haben kann und von da durch die Diluvialzeit hindurch bis zur Jetztzeit gedauert hat, wie man an der jährlichen Aufhöhung der Talböden durch abgeschwemmten Löß erkennen kann.

Der fortwährende Wechsel der petrographischen Zusammensetzung in horizontaler und vertikaler Richtung legt es nahe, den Gehängelöß teilweise als ein Umlagerungsprodukt des Plateaulösses zu erklären, indem die Verwitterungsprodukte der jeweiligen Abhänge aufgenommen wurden.

An der Oberkante des Steinbruches der Zementfabrik lagert fossilführender Saalekies des ersten Interglazials von etwa 2 m Mächtigkeit. Der Kies enthält große nordische Blöcke. Daß diese im Alter der untersten präglazialen Saaleterrasse $\sigma_3$ folgende Terrasse, welche zuerst nordisches Material führt, interglazial ist, ergibt sich für dieses Gebiet durch den Nachweis einer wärmeliebenden Fauna weiter flußabwärts bei Uichteritz und in der gleichaltrigen, oberhalb gelegenen Ilmterrasse bei Darnstedt[1]).

Die benachbarte Lehmgrube der Zementfabrik bietet folgendes Profil:

[1]) Vergl. dieses Jahrbuch für 1908, XXIX, Teil I, Heft 3, S. 573.

Hangendes: ca. 0,75 m kalkfreier Löß } ohne Schichtung, mit Lößkindeln und
4 » kalkhaltiger Löß } Geschieben

3,2 m kalkhaltiger Löß, gebändert, mit sandigen Schmitzen, die dem Glazial entstammen.
ca. 0,7 » kalkarmer bis kalkfreier, tonstreifiger Löß, schwach geschichtet, mit Quarz- und Kalkgeschieben
2 » kalkhaltiger Löß mit schwacher Schichtung.

Wir haben somit hier das Profil: ungeschichteter Löß über schwach geschichtetem Löß, das sich in dieser Gegend häufig findet, also eine petrographische Verschiedenheit zeitlich kurz aufanderfolgender Bildungen. Der ungeschichtete Löß und der obere Teil der geschichteten Lagen kann als Gehängelöß gedeutet werden, dessen Entstehung wir auf die gemeinsame Wirkung von Wind und Abschwemmung durch die Meteorwasser zurückführen. Der unterste geschichtete Löß scheint hier in enger Beziehung zu den jüngsten Talbildungen der Saale zu stehen, da sich im Liegenden annähernd im Niveau der heutigen Saaleaue ein Saalekies findet, der nach der dritten Vereisung Thüringens entstanden ist, und müßte dann ein Auelehm, der durch langsam fließendes Wasser und Überschwemmungen abgesetzt wurde, genannt werden.

Den in obigem Profile besonders ausgeschiedenen kalkfreien bis kalkarmen Horizont deuten wir als primäre Ablagerung und nicht etwa als das Verwitterungsprodukt eines älteren Lösses, da die besonderen Kennzeichen einer Verwitterungsdecke fehlen.

Als südlichstes Vorkommen von Geschiebemergel der zweiten Vereisung im Saaletal wurde das folgende Profil in Rexhausens Weinberg in Kösen gezeigt[1]):

Gehängelöß,
Geschiebemergel,
Bänderton,
Interglaziale Saaleterrasse dIσ.

Aus der Auflagerung von Geschiebemergel auf der interglazialen Saaleterrasse folgt, daß auch die zweite Vereisung Thüringens bis in diese Gegend vorgedrungen ist.

[1]) Dieses Jahrbuch für 1908, XXIX, Heft 1, S. 174.

Von diesem Aufschluß aus hat man einen Überblick über die landschaftlich gut erhaltenen interglazialen Terrassenflächen dIσ des jenseitigen Saaleufers am Gradierwerk, Galgenberg und Köppelberg. Von hier aus fuhren die Teilnehmer über Klein-Jena nach Freyburg a. U.

Die Lehmgrube des Herrn Ziegeleibesitzers Kuhne an der Merseburger Straße bei Freyburg a. U.[1]) zeigt folgendes Profil:

Hangendes: 2,4 m brauner, kalkhaltiger Löß, ohne Schichtung, mit Lößkindeln (0,4 m Kulturschicht) und Geschieben

10 m hellgelber, kalkhaltiger Löß mit schwacher Schichtung, die teils wellig auf und absteigt, teils diagonal verläuft; nach unten nimmt der Eisengehalt zu und die Schichtung wird deutlicher; mit Lößkindeln und Geschieben

Nebentalschotter.

Wirbeltierreste wurden in allen Schichten gefunden; von Fritsch nennt bereits Wildpferd, Rentier, *Rhinoceros tichorhinus*, Saigaantilope, Löwe; dazu kommt der Bär; das Mammuth scheint zu fehlen.

Wir haben also hier wieder eine Gehängebildung bestehend aus ungeschichtetem Löß über geschichtetem Löß, ohne daß eine scharfe Trennung beider möglich ist.

Ein ähnliches Profil bieten die Lehmgruben des Herrn Ziegeleibesitzers Gerlach an der Querfurter Straße und bei der Sektkellerei in Freyburg a. U.:

Hangendes: 1— 3 m brauner, kalkhaltiger Löß, ohne Schichtung mit Lößkindeln und Geschieben,
1— 2 » hellgelber, kalkhaltiger Löß, mit schwacher Schichtung und Lößkindeln,
0—0,2 » kalkhaltiger, glazialer Sand, linsenförmig eingelagert.
11—14 » gelber, deutlich geschichteter Mergelsand (kalkhaltiger Feinsand), mit rotbraunen Tonstreifen in Abständen von 15 cm, die Bänderung hervorrufen, mit Linsen von kalkhaltigem, glazialen Sand und imatrasteinartigen Kalkkonkretionen; die Schichten fallen ganz schwach nach dem Unstruttale zu ein.

[1]) Den Herren Ziegeleibesitzern Gerlach und Kuhne in Freyburg a. U. sprechen wir auch hier unsern Dank für ihr liebenswürdiges Entgegenkommen aus.

Die Einlagerungen von glazialen Sanden sind aus stärkeren Niederschlagsperioden, welche reichliches Material aus den mächtigen Glazialablagerungen der nächsten Umgebung dem Tal zuführten, zu erklären.

Besondere Aufmerksamkeit verdient der gebänderte Mergelsand, in dem Fossilien nach Aussage des Besitzers der Grube bisher nicht nachgewiesen wurden. Die Tonstreifen deuten auf einen Beckenabsatz, der vielleicht durch einen Stau des Inlandeises zu erklären ist. Als Mergelsand — nicht als Löß — bezeichnen wir diese geschichteten Ablagerungen, weil sie mit norddeutschen Mergelsanden völlig übereinstimmen.

Auf der Fahrt von Freyburg a. U. nach Naumburg sieht man die untere präglaziale Saaleterrasse $\sigma_3$ bei Gr. Jena und die obere präglaziale Saaleterrasse $\sigma_3$ am Plateaurand landschaftlich gut hervortreten. Der größte Teil der Stadt Naumburg ist auf der interglazialen Saaleterrasse $di\,\sigma$, auf der ein mehr oder weniger mächtiger Löß abgelagert ist, erbaut.

Auf der Fahrt von der »Henne« nach dem Gerodig liegt links an der Straße zunächst ein kleiner Aufschluß der interglazialen Saaleterrasse, $di\,\sigma$, auf Mittlerem Buntsandstein, auf der rechten Seite auf dem schwach geneigten Plateau eine Lehmgrube mit folgendem Profil:

Hangendes: 1—2 m kalkhaltiger Löß, ungeschichtet, mit Lößkindeln und Geschieben,
ca. 2 » kalkhaltiger Löß, mit schwacher Schichtung und auskeilenden Sandadern, vereinzelten Quarzgeschieben (Tertiär), Muschelkalk und Lößkindeln.

Wir haben somit auch hier das Profil ungeschichteter Löß über geschichtetem Löß, ohne daß man berechtigt ist, zeitlich wesentlich verschiedene Bildungen anzunehmen. Die Entstehung dieser Lößbildungen führen wir auf eine gemeinsame Wirkung des Windes und der Meteorwasser zurück. Welche Beziehungen solche hochgelegenen Lößablagerungen zu den ehemaligen Talbildungen haben, läßt sich aus dem heutigen Oberflächenbilde nicht mehr erkennen.

Am Waldrande des Gerodigs befindet sich der durch die

Literatur bekannte Aufschluß in der oberen präglazialen Saaleterrasse $\sigma_2$. Dieser Kies besteht vorwiegend aus Gesteinen des Thüringer Waldes, Buntsandstein und Muschelkalk der Thüringer Triasmulde und oligocänen Milchquarzen der näheren Umgebung. Ilm- und Unstrutgeschiebe fehlen dieser Terrasse völlig und beweisen, daß bei der Bildung dieses Kieslagers die Ilm und Unstrut noch nicht in die Saale eingemündet waren. In diesem Kies wurde eine kleine Fauna[1]) nachgewiesen, die jedoch bestimmte Schlüsse über das Klima zur Zeit seiner Ablagerung noch nicht zuläßt. Das Vorkommen von *Vallonia tenuilabris* deutet darauf hin, daß das Klima bereits unter dem Einfluß des in Norddeutschland vordringenden Inlandeises stand.

Ein Blick in der Richtung nach Freyburg a. U. läßt ein mächtiges totes Tal erkennen, das — durch einen Querriegel aus Löß und Glazial geschieden — seine Fortsetzung in der Richtung Markröhlitz hat. Dieses Tal stellt ein altes Saaletal dar, in welchem die untere präglaziale Saale $\sigma_3$ unmittelbar bei Gr. Jena vorüber zunächst nach Osten floß, dann nach Norden umbog, um am Fuße des Prömerberges die Unstrut[2]) aufzunehmen und mit dieser vereinigt nach Osten weiterzufließen.

---

## Exkursion auf Blatt Weißenfels.

Freitag, den 25. September 1908.

Von Herrn W. Weissermel.

Vom letzten Aufschluß bei Groß-Jena führte die Fahrt nach Goseck auf der $p\sigma 2$ Terrasse, deren Oberfläche durch Erosion und Denudation, weniger durch aufgeschüttetes Glazialdiluvium stark verändert ist und daher als Terrassenfläche nicht deutlich hervortritt. Kurz vor Goseck (am Westrande des Dorfes) zeigte eine Grube den Schotter dieser Terrasse nochmals gut auf-

---

[1]) Dieses Jahrbuch für 1905, Band 26, S. 481, Heft 3 und dieses Jahrbuch für 1908, Band 29, Teil I, Heft 3, S. 579.

[2]) Vergl. dieses Jahrbuch für 1907, Band 28, Heft 1, S. 146.

geschlossen, überlagert von einer geringmächtigen Decke von Glazialkies und unterlagert von Tertiär- (Unteroligocän-) Kies, und ließ den Gegensatz zwischen dem einfarbig bleichen, nur aus Quarz mit etwas Kieselschiefer bestehenden Tertiärkies und dem bunteren, mannigfaltiger zusammengesetzten Saaleschotter deutlich hervortreten.

Von Goseck aus, besonders vom Turm des Restaurants, bot sich eine gute Übersicht über den Verlauf der verschiedenen Terrassen und die Entwickelungsgeschichte des Tales. Nach Süden und Osten sah man in das alluviale Saaletal, das von Naumburg nach Weißenfels einen liegend S-förmigen Bogen beschreibt. Die $p\sigma_2$-Terrasse, auf der das Dorf Goseck liegt, und die hier mit die höchsten Punkte des heutigen Geländes einnimmt, kreuzt, ziemlich genau O.—W. verlaufend, unterhalb Goseck das heutige Tal und verläuft auf dessen anderer, rechter Seite über Leißling nach Langendorf südlich von Weißenfels. Von Goseck blickt man nach Norden in eine W.—O. verlaufende Talsenke, die vom heutigen unteren Unstruttale nördlich von Größ-Jena über Pödelist, Dobichau, Markröhlitz nach Uichteritz zum heutigen Saaletale verläuft. Dieses heute tote, durch Aufschüttung mächtiger Massen von Glazialdiluvium stark verschleierte Tal ist der Weg der $p\sigma_3$-Terrasse, die bei Groß-Jena im oberen Teil desselben aufgeschlossen ist, und nach Markwerben, wo sie demnächst wieder auftritt, schon den Geländeformen nach ihren Weg nur durch dieses Talstück genommen haben kann. Durch die Grundmoränenmassen, die dieses Tal später erfüllten, ist sie verdeckt, vielleicht auch teilweise aufgearbeitet worden, daher jetzt nicht mehr zu beobachten. Die interglaziale Hauptterrasse $dIi\sigma_2$ schließt sich in ihrem Verlaufe bereits der heutigen Talrinne an. Sie bildet unterhalb der »Henne« eine größere Terrassenfläche auf Blatt Stößen, tritt dann bei Lobitsch und Uichteritz an der linken, bei Beuditz an der rechten Seite des Tales auf und verläuft von hier nach Weißenfels.

Im Unterlaufe des erwähnten toten Tales der $p\sigma_3$-Terrasse liegt zwischen Markröhlitz und Uichteritz eine höhere Interglazialterrasse $dIi\sigma_1$, 15 m über der Hauptterrasse. Der Schotter

ist seiner Zusammensetzung nach demjenigen der letzteren durchaus gleich, nur ist er verhältnismäßig etwas reicher an nordischem Material und reicher an Fossilien, die im übrigen die gleichen sind wie in der Hauptterrasse. Die höhere Terrasse wird von der Hauptterrasse durch einen deutlichen Terrassenabfall, an dem der Buntsandstein ausstreicht, getrennt; sie wird überlagert von Glazialdiluvium und meist unreinem Löß; der Schotter streicht daher nur an den Talhängen aus. Auf der Weiterfahrt nach Uichteritz wurde die Fläche dieser Terrasse und der Abfall gegen die Hauptterrasse beobachtet. Bei Uichteritz wurde die Hauptterrasse $diI\sigma_2$ erreicht. Der altbekannte fossilreiche Aufschluß der Ködelschen Kiesgrube ist leider vor kurzem eingegangen.

Von Uichteritz wurde nach Norden in der Richtung auf Storkau abgebogen. Vom Gröbitzberg, einer Glazialaufschüttung auf der Hauptterrasse, bot sich gute Übersicht über die durch jüngere Erosion freigelegte Hauptterrasse bei Beuditz und ihre beiderseitigen Buntsandsteinufer. Es ließ sich ferner von hier aus bei einem Blick nach Norden in mehrere Seitentäler der unsymmetrische Bau dieser Täler erkennen, mit steiler, lößfreier Ostflanke (nach Westen schauend) und flacher, von mächtigem Löß überzogener Westflanke (nach Osten schauend). An der Mündungsstelle zweier solcher Täler, dort wo nach Nordwesten ein Lößhohlweg auf die Hochfläche führt, zeigten zwei gegenüberliegende Aufschlüsse dieses Verhältnis der beiden Talflanken auch in Aufschlüssen. Auf der Westseite sind 5 m Löß aufgeschlossen, der mit einer 2 m-Bohrung noch nicht durchsunken wird, also eine Mächtigkeit von über 7 m besitzt. Der Löß ist hier rein, nur mit ganz vereinzelten kleinen Steinchen, ungeschichtet, führt vereinzelte Schnecken, besonders *Pupa*. An der Ostseite dagegen waren zu unterst etwa 3 m Schotter der Hauptterrasse aufgeschlossen (Schnecken und Wirbeltiere führend), darüber Löß, an der Basis geschichtet und grobkörniger, nach oben ungeschichtet und reiner mit nur vereinzelten Steinchen und Schnecken. Ob die geschichtete Zone an der Basis auf der anderen Seite des Tales auch vorhanden ist, läßt sich nicht feststellen, da dort der tiefere Teil der Ablagerung — über 2 m — nicht aufgeschlossen ist.

Etwa 1—2 km östlich wurde der durch VON FRITSCH bekannt gewordene große Aufschluß der Ziegelei an der Salpeterhütte besichtigt. Hier liegt auf Mittlerem Buntsandstein zunächst ein Rest eines Saaleschotters, der — jetzt zum erstenmal aufgeschlossen — nur der Terrasse des zweiten Interglazials diIIσ angehören kann. Darüber liegt eine alte Abschlämmasse (Schwarzerde) von humos-lehmig-sandiger, stellenweise auch lößartig feinsandiger Beschaffenheit in einer Mächtigkeit bis zu 4 m. Über diese alte Abhangsbildung legt sich bis zu 6 m mächtiger, unreiner Löß von lagenweise sehr verschiedener petrographischer Beschaffenheit, in manchen Lagen ziemlich rein, schneckenführend, in anderen gröber, in lehmigen, teilweise sogar feinkiesigen Sand übergehend. Beides, Löß wie alte Abschlämmasse, zusammen 8—10 m mächtig, fällt deltaartig nach Norden zum Tale ein. In der alten Schwarzerde finden sich, anscheinend besonders an der Oberfläche unter dem Löß, Wirbeltierreste.

Die Weiterfahrt an der alluvialen Saaleaue entlang ließ diese sowie die interglaziale Hauptterrasse bei Beuditz und Weißenfels gut übersehen. Hinter Markwerben wurde nach Nordwesten abgebogen zu den Kiesgruben an der Chaussee Weißenfels-Merseburg. Vom Rande der großen Grube östlich der Chaussee bot sich gute Übersicht über die durch die spätere Erosion sehr schön wieder herausgearbeitete Hauptterrasse nördlich von Weißenfels, sowie über deren beiderseitige, aus Buntsandstein bestehende Ufer, die hier zum letztenmal orographisch deutlich herauskommen. Die präglaziale Terrasse pσ3 kreuzt hier, West-Ost verlaufend, das interglaziale wie das alluviale Tal. Der Schotter der Hauptterrasse liegt in den zahlreichen Aufschlüssen unmittelbar auf Buntsandstein; an seiner Basis waren aber bei Beuditz und am Weißenfelser Schlachthofe große nordische Blöcke zu beobachten, darunter am letztgenannten Orte einer von etwa 7 cbm Inhalt, und diese Blöcke bieten einen vollgiltigen Beweis für das einstige Vorhandensein eines älteren, bei der Erosion des Interglazialtales zerstörten Glazialdiluviums. Auf die Hauptterrasse legt sich nach Norden, nach unserem Beobachtungsstandpunkte zu, eine zunächst dünne, dann an Mächtigkeit zunehmende Decke von Glazialdiluvium (Kies und

Geschiebemergel); dementsprechend steigt das Gelände an, und endlich lagert sich noch der Löß auf. Es konnte von hier aus ferner demonstriert werden, daß die Hauptterrasse hier vom alluvialen Tale abbiegt und in einem durch Glazialdiluvium und Löß allerdings gänzlich ausgefüllten toten Tale westlich von Burgwerben nach Schkortleben verläuft. Es wurden sodann die Aufschlüsse besichtigt: Östlich der Chaussee in großem vorzüglichen Aufschluß 6 m Schotter der Hauptterrasse (Schnecken als Seltenheit sowie Wirbeltiere führend), darüber 3 m Geschiebemergel der zweiten Vereisung (Hauptgeschiebemergel), in seinen tiefsten Lagen mit dem Saaleschotter wechsellagernd, sich verzahnend, als Zeichen eines Kampfes zwischen Inlandeis und Fluß; darüber bis zu 6 m Sand und Kies, der neben vorwiegendem nordischem viel Saale-Material führt und einen Glazialschotter mit reichlichem Material zerstörter Präglazialkiese darstellt (die Präglazialterrasse wird hier, wie gesagt, vom Interglazialtal durchschnitten, es war also reichlich Gelegenheit zur Umlagerung der Schotter gegeben). Westlich der Chaussee ist wegen geringerer Tiefe der Grube nur dieser oberste Schotter aufgeschlossen, über ihm ferner 2—3 m Löß, unten geschichtet, grobkörniger, oben rein, aber auch mit vereinzelten Steinchen und mit reichlichen Schnecken, besonders *Succinea* und *Helix*, selten *Pupa*.

Darauf wurde Nachtquartier in Weißenfels bezogen.

Für den weiteren Nachmittag war noch eine Begehung unter der Führung von L. Siegert geplant gewesen, die von Selau nach Corbetha führen sollte, aber leider aus Mangel an Zeit nicht zur Ausführung kam. Hier war Gelegenheit geboten, auf einer Strecke von wenigen Kilometern fast sämtliche Terrassen zu zeigen. Von Selau nach Dehlitz steigt man von der zweiten über die dritte und vierte präglaziale Terrasse bis in das Alluvium herab, um dann von diesem aus zur Terrasse der 2. Interglazialzeit bei Öglitzsch und zur Hauptterrasse der 1. Interglazialzeit bei Klein- und Groß-Corbetha wieder emporzusteigen. Hier ist also, wie kaum an einer anderen Stelle im Saaletale, Gelegenheit geboten, das gesamte Profil der Terrassen auf engstem Raume zu begehen, weshalb diese Tour für Exkursionen besonders zu empfehlen ist. Dazu kommt

noch, das hier zum letzten Male unsere Terrassen noch in ganz normaler Reihenfolge dem Alter nach staffelweise untereinander mit gut entwickelten Böschungen zu beobachten sind, so daß ihre relativen Altersbeziehungen leicht zu erkennen ist. Flußabwärts tritt dann bald die Terrassenkreuzung ein.

## Exkursion auf Blatt Hohenmölsen.

Sonnabend, den 26. September 1908.

Von Herrn L. Siegert.

Am Vormittag wurde zunächst die Grube Hedwig bei Wildschütz im Zeitz-Weißenfelser Revier (Blatt Hohenmölsen) besucht. Der Tagebau derselben ist zwar nicht mehr in Betrieb und daher schon stark verfallen, doch war durch dankenswertes Entgegenkommen der Grubenverwaltung ein Teil des Aufschlusses wieder freigelegt worden.

Nach Dammer[1]) ist an der westlichen und südlichen Wand folgendes Profil zu beobachten:

2 m Löß, teilweise entkalkt,
1,5 » Geschiebemergel, stark verwaschen und nach unten hin in lehmigen Kies mit viel nordischem Material übergehend,
2 » Löß, durchweg kalkig,
0,5 » Schotter mit reichlichem, nordischem Material,
Ton, Kohle } Unteroligocän.

Dammer glaubt in diesem Profile zwei verschiedenaltrige Lösse nachgewiesen zu haben, von denen der ältere, dem Glazial eingelagerte, am wahrscheinlichsten als ein Auswaschungsprodukt der feinerdigen Bestandteile des Geschiebemergels durch Schmelzwasser am Rande des oszillierenden Eises, der jüngere als ein ähnliches Niederschlagsprodukt beim definitiven Rückzug desselben Eises zu erklären sei. Da aber die Geschiebemergelbank sich im Gegensatz zu den beiden Lößablagerungen erheblich verlehmt und verwittert zeigte, glaubten die Exkursionsteilnehmer in dem liegen-

[1]) Dieses Jahrbuch für 1908, Bd. 29 I, S. 340.

den Löß das Produkt einer älteren Lößbildung, die von der zweiten durch eine Eiszeit getrennt ist, sehen zu müssen. Doch sei hier im voraus mitgeteilt, daß eine spätere Begehung dieses und der benachbarten Aufschlüsse durch die Herren Naumann, Picard und mich zu dem Ergebnis geführt hat, daß der unterste »Löß« einem in der dortigen Gegend weit verfolgbaren Mergelsand- und Bändertonhorizont angehört, daß also die Dammer'sche Deutung dieses Horizontes als Staugebilde richtig ist, bis auf den nicht glücklich gewählten Namen Löß.

Darauf wurde mit der Bahn die Reise nach Merseburg fortgesetzt.

---

## Exkursion auf Blatt Merseburg-West.

Sonnabend, den 26. September 1908.

Von Herrn W. Weissermel.

Am Gotthardsteich wurde in der städtischen Kiesgrube zunächst noch einmal typischer Schotter der Hauptterrasse, auf Mittlerem Buntsandstein liegend und überlagert von Hauptgeschiebemergel, beobachtet. Kurz vor dem Dorfe Zscherben zeigte eine Grube Schotter ganz anderer Art, bestehend vorwiegend aus Muschelkalkgeröllen, die bis zu 90 pCt. ausmachen; dazu kommt wenig Quarz, ziemlich reichlich nordisches Material, mehr oder weniger reichlich thüringer Porphyre, vereinzelte Buntsandstein- und Knollensteingerölle, sowie ganz vereinzelte kleine Schiefergesteinsbrocken. Conchylien kommen reichlich vor, darunter zweiklappig erhaltene Zweischaler. Dieser Schotter tritt nur im unteren Teile des Geiseltales, etwa von Körbisdorf abwärts, auf, also vor der Mündung eines von Freyburg herkommenden alten Diluvialtales, das K. v. Fritsch als ein altes Unstruttal erkannte, er bildet hier aber eine ausgedehnte und mächtige Terrasse, und hierdurch sowie durch seine Führung von Porphyren des mittleren Thüringer Waldes und vereinzelten Schieferstückchen dürfte er sich als ein Unstrutschotter erweisen. Mit der interglazialen Hauptterrasse der

Saale läuft dieser Schotter in breiter Fläche zu einer einheitlichen Terrasse zusammen, und zwar legt sich an der Mündung in einem schmalen Streifen, aber in der ganzen Breite der Mündungszone, der Saaleschotter auf den der Unstrut, wie in der besuchten Grube aufs deutlichste zu erkennen war. Auf der Terrasse dieses Schotters, die eine mächtige Lößdecke, unter dieser meist auch wohl eine Decke von Glazialdiluvium trägt, ging die Fahrt weiter nach dem Tagebau Körbisdorf. Hier liegt auf dem 26 m mächtigen Braunkohlenflöz, dessen Oberfläche durch glazialen Druck, vielleicht auch Quellung unter dem Eise, recht unregelmäßig gestaltet ist, der geschilderte Unstrutschotter in 6 m Mächtigkeit, reichlich Conchylien und Wirbeltiere führend (häufig *Corbicula fluminalis*). Er wird überlagert von Geschiebemergel der zweiten Vereisung, der bis zu 6 m Mächtigkeit erreicht, nach Norden zu aber zuerst teilweise, dann ganz durch glaziale Sande und Kiese vertreten wird. Darüber legt sich der Löß in bis zu 6 m mächtiger Decke. Im untersten Meter ist er verhältnismäßig grobkörnig, schwach geschichtet, besonders durch das Auftreten eines dünnen Sandbänkchens, von hier ab nach oben, also in seiner Hauptmasse, jedoch absolut rein, steinfrei und ungeschichtet. Er führt sehr wenig Lößkindel und ist gänzlich frei von Schnecken. Oberflächlich trägt er eine starke, bis zu 1 m mächtige Schwarzerdedecke. Er ist der Typus des Lösses der ebenen Gebiete der Blätter Halle, Merseburg-West und Weißenfels, also nicht mehr für den bergigen SW.-Teil von Blatt Weißenfels; die Schichtung an der Basis ist keine regelmäßige Erscheinung, sondern in diesem ebenen Gelände in den meisten Aufschlüssen nicht zu erkennen.

Auf der Rückfahrt wurde noch schnell bei leider schon stark schwindendem Licht der neue Tagebau der Grube Beuna besucht. Hier liegt auf der gleichfalls sehr unebenen Kohlenoberfläche und stellenweise noch vorhandenen Resten von Tertiärkies der gleiche Unstrutschotter wie in Körbisdorf, jedoch mit mehr thüringer Porphyren, bis zu 6 m mächtig, ausgezeichnet durch eine Einlagerung von grünlichem, fossilführendem Ton. Im östlichen Teile der Grube legt sich, ebenso wie bei Zscherben, etwas Saaleschotter der Hauptterrasse auf den Schotter der Unstrut; im westlichen,

größeren Teile des Aufschlusses fehlt er bereits. Über die Flußkiese legt sich im östlichen Teile der Grube Geschiebemergel, der nach Westen durch kiesstreifige Sande vertreten wird. Über dieses Glazialdiluvium legt sich ein wenig mächtiger, feinsandiger, schneckenführender Mergel, eine Beckenbildung wahrscheinlich der zweiten Interglazialzeit, und über diese der Löß. Von hier wurde die Rückfahrt nach Merseburg angetreten.

---

## Exkursion auf Blatt Merseburg-Ost und Lützen.

Sonntag, den 27. September 1908.

Von Herrn L. Siegert.

Die Exkursion dieses Tages sowie des folgenden Vormittages war mehreren Gesichtspunkten gewidmet. Einmal sollten zunächst auf dieser Tour beweisende Profile für die in den vergangenen Tagen teilweise vorausgegebenen und nicht allerwärts bewiesenen Altersbestimmungen der Terrassen vorgeführt, sowie die in der Einleitung erwähnte Annäherung und Kreuzung der Terrassen demonstriert werden. Sodann war die bei der Kartierung durchgeführte, im Vergleich zu anderen Gebieten reiche Einzelgliederung des Glazialdiluviums zu zeigen. Endlich sollten die Teilnehmer wenigstens in einem Aufschluß ein Urteil über die Ausbildung und Altersstellung des Lösses in unserer Gegend gewinnen.

Von Merseburg aus führte der Weg zunächst quer durch das Mündungsgebiet der Saale und Elster auf der jüngsten Alluvialterrasse hin. Die hier etwa eineinhalb Meter höher gelegene ältere Alluvialterrasse (bezw. Postglazialterrasse) konnte nur dann und wann von weitem gezeigt werden. Südlich von Kriegsdorf stieg man zu der, wenn auch schmalen, so doch äußerst gut ausgeprägten ebenen Terrassenoberfläche der Saaleterrasse der zweiten Interglazialzeit an, die sich hier an den Floßgraben anlegt und mit 90 bis 92 m Meereshöhe etwa 6 m über dem Jung-Alluvium liegt. Ein ganz kleiner Anstieg von ca. 5 m auf 0,5 km, in der Richtung nach dem Siebenärmel hin, führte sodann auf die Oberfläche der Hauptterrasse der

ersten Interglazialzeit und in weiterer Verfolgung dieses Weges auf die sie bedeckenden Basalschotter. Die zwischen beiden Horizonten liegende Basalgrundmoräne konnte nicht gezeigt werden, da sie bei der allgemeinen Bedeckung mit Schwarzerde nur durch den Bohrer nachweisbar ist. Auf dem Wege nach Pretzsch zu bewegt man sich auf der Oberfläche des Basalschotters hin, der gleich der Oberfläche der Saaleterrasse eine fast vollkommene, nur durch die Erosion etwas gegliederte Ebene bildet. Solcher Ebenen wurden im Laufe des Tages noch mehrere in verschiedener Höhenlage berührt. Sie verdanken ihre Entstehung entweder den von Süden kommenden Flüssen, sind also Oberflächen von Flußterrassen, oder den Aufschüttungen des Eises bei den einzelnen Oszillationen, die bei ihrer geringen Mächtigkeit und bei der schwachen modellierenden Wirkung des Eises in unserer Gegend gleichfalls überall die Ebenheit ihres Untergrundes wiederspiegeln.

Über verschiedene Kiesgruben bei Pretzsch, die einen guten Einblick in die petrographische Zusammensetzung der Saaleschotter gewährten, ging der Weg dann nach der östlich von Zscherneddel gelegenen Kiesgrube, wo der erste exakte Nachweis über das Alter der bisher stets in die erste Interglazialzeit gestellten Schotter gebracht werden konnte, indem in diesem wichtigen Aufschluß jene Terrassenschotter zwischen zwei Grundmoränenbänke eingeschlossen sind. Es kann sich dabei nur um Ablagerungen verschiedener Eiszeiten handeln. Dafür spricht die vollkommen verschiedene petrographische Ausbildung der beiden Grundmoränen, die große Mächtigkeit der unteren Grundmoräne und endlich ihre allerdings erst durch die Kartierung nachweisbare Auflagerung auf den Dehlitzer Bänderton und den präglazialen Saaleschotter.

Von hier aus ganz wenig abwärts steigend, kam man in der Gegend von Göhren in die vierte präglaziale Saaleterrasse. Diese liegt also hier in ungefähr dem gleichen Niveau wie die Hauptterrasse der ersten Interglazialzeit, ein Umstand, der sich durch das steilere Gefälle erklärt, das zu der in der Einleitung erwähnten Terrassenkreuzung führt.

Die Aufschlüsse bei Göhren zeigen aber weiter, daß die Verhältnisse hier noch komplizierter sind. Die Ebene, welche sich

von der Leipziger Chaussee nach beiden Seiten hin erstreckt, ist nicht die Terrassenoberfläche der präglazialen Schotter. Auf diese legen sich vielmehr Elsterschotter, die einem alten Elstertale angehören, das in der Richtung des heutigen Luppe-Elstertales, also von Ost nach West verlief. Getrennt werden beide Schotter voneinander durch eine einfache Lage faust- bis kopfgroßer nordischer Blöcke, den letzten Resten einer älteren Grundmoräne, die bei der Erosion des alten Elstertales zerstört wurde. Sie können vielleicht von einer Grundmoräne der 2. Eiszeit stammen, wahrscheinlicher aber noch sind es Reste von Glazialablagerungen der 1. Eiszeit. Die Elsterterrasse selbst gehört nach ähnlichen Schlußfolgerungen, wie wir sie in der Einleitung bei der entsprechenden Saaleterrasse zogen, der 2. Interglazialzeit an. Im weiteren Verfolg der Leipziger Chaussee führte der Weg, wie aus der Karte hervorgeht, zunächst durch die Grundmoränen der 1. und 2. Eiszeit, die aber an dieser Stelle nur auf Grund theoretischer Erwägungen zu trennen sind, deren Grenze deshalb hier nicht gezeigt werden konnte. Ebenso war der wichtige Leithorizont des Bruckdorfer Beckentones, der sodann überschritten wurde, infolge seiner Verhüllung durch Schwarzerde an dieser Stelle nicht zu beobachten. Erst der oberste Horizont des Glazialdiluviums der 2. Eiszeit, der Sandr des Roddener Schotters, war in einigen kleinen Gruben bei der Windmühle wieder erschlossen. Dieser Sandr dehnt sich von hier aus als eine fast völlige Ebene weit nach Süden und Osten hin.

An dem Wege von Möritzsch nach der Leipziger Chaussee wurde dann ein zweites, sehr wichtiges Interglazial-Profil besichtigt, das von unten nach oben folgende Schichtenfolge zeigte:

V. Glazialsand, -kies und Grundmoräne,
IV. Saaleschotter,
III. Grundmoräne,
II. Dehlitzer Bänderton,
I. Präglazialer Saaleschotter.

Über dem präglazialen Saaleschotter konnte hier zum ersten Male der Dehlitzer Bänderton und ihm auflagernd eine schon da-

durch als älter gekennzeichnete Grundmoräne gezeigt werden Hierauf folgen in etwas über 1 m Mächtigkeit typische Saaleschotter, die gleich denen der vorhin gezeigten Hauptterrasse nordisches Material führen und wiederum von Glazialdiluvium überlagert werden. Wir haben also genau dieselben Lagerungsverhältnisse wie in dem Profil der Zöschener Gemeindekiesgrube, und dieselben Erwägungen wie dort bestimmen auch hier die Zuzählung der Schotter zur ersten Interglazialzeit.

Der Weg nach Altranstedt führte nun auf die Höhe hinauf und dann quer über den vorhin nur am Rande betretenen Sandr des Roddener Schotters hinweg und gab Gelegenheit, seine ausgedehnte, absolut ebene Fläche, sowie seinen Aufbau aus fast rein nordischen Sand- und Kiesmassen mit schnell wechselnder Diagonalschichtung in verschiedenen Aufschlüssen kennen zu lernen. In der Altranstedter Ziegeleigrube konnte endlich der bereits vorher durchquerte wichtige Leithorizont des Bruckdorfer Beckentones zum ersten Male gezeigt werden, als ein mehrere Meter mächtiger, ausgezeichnet geschichteter Bänderton. Allerdings liegt dieser Aufschluß nicht mehr in dem Hauptbecken, sondern in einer Zuflußrinne, die bei einer Breite von nur wenigen hundert Metern eine weit größere Tiefe als das Hauptbecken besitzt. Auf dem weiteren Wege nach Kötzschau wurde nochmals der Roddener Sandr überschritten.

Von der bei 115 bis 118 m Meereshöhe gelegenen Oberfläche stieg man sodann zu der etwa bei 110 m gelegenen Terrassenfläche der interglazialen Hauptterrasse der Saale herab, die von ihrem rechten Ufer bei Kötzschau an bis nach Dürrenberg hin durchquert wurde. Dort stieg man über den steilen Buntsandsteinsockel dieser Terrasse bis zur Saaleaue herab. Die jung-alluviale Terrasse ist hier nur wenige hundert Meter breit. Fast die ganze ca. 2 km betragende Breite des Tales wird vielmehr von der altalluvialen (postglazialen) Terrasse eingenommen, welche in der Richtung auf Wengelsdorf hin überschritten wurde. Dort traf man am linken Hange des Saaletales die gleichen Verhältnisse wie auf dem rechten an. Auch hier stieg man über einen Buntsandsteinsockel und den Ausbiß des Schotters zu der bei ca. 110 m über Normal-Null gelegenen

Oberfläche der interglazialen Hauptterrasse der Saale empor, deren Schotter hier von einer dünnen Lößdecke verhüllt werden. Auf dem Wege nach Groß-Corbetha konnten die hier ausgezeichnet erhaltenen Terrassenflächen gut beobachtet werden. Dann wendete sich der Weg in der Richtung nach Westen, dem linken Ufer der interglazialen Saale zu. In den Aufschlüssen am Fuchsberge wurde dieses erreicht und zugleich das folgende wichtige Profil beobachtet. Die tiefsten erschlossenen Schichten bilden oligocäne Knollensteine, über ihnen liegen Saaleschotter in sehr dünner, nur wenige Dezimeter mächtiger Schicht, die nach dem Westrande der Grube hin bald vollständig auskeilen, so daß man sich hier genau am ehemaligen Ufer befindet. Unter dieser Schotterdecke konnten an verschiedenen Stellen auf den Knollensteinen Gletscherschrammen gezeigt werden, die natürlich nur von einem Inlandeise stammen können, das älter als die darüber liegenden Saaleschotter ist, also der ersten Eiszeit angehören muß. Über den Saaleschottern folgt dann die Grundmoräne der zweiten Eiszeit in normaler Ausdehnung, die endlich von einer, für unsere Gegend sehr mächtigen Lößdecke überlagert wird. Der Löß zeigt die für unsere Gegend normalen Eigenschaften, insbesondere ist in der oberen Grube, wo auch die gewöhnliche Lößschnecken reichlich zu finden sind, die untere, mehrere Meter mächtige Schicht ausgezeichnet gebändert und geht nach oben hin ohne eine scharfe Grenze in ungebänderten Löß über. Zwischen beiden Lagen können daher kaum genetische Unterschiede vorhanden sein. Das gleiche Profil ist ja auch sonst in allen Aufschlüssen unserer Gegend zu beobachten und dürfte für die Frage nach der Entstehung der betreffenden Lößablagerungen von nicht zu unterschätzender Bedeutung sein.

Mit der Eisenbahn begaben sich dann die Teilnehmer nach Halle.

## Exkursion auf Blatt Dieskau und Halle-Süd.

Montag, den 28. September 1908.

Von Herrn L. Siegert.

War am vorigen Tage die Hauptgliederung des Glazialdiluviums gezeigt worden, so sollte dieser Vormittag, der in der näheren Umgebung von Halle zugebracht wurde, vor allem die reiche Gliederung des Glazialdiluviums der zweiten Eiszeit, namentlich in den unteren Schichten, zeigen. Zunächst wurde der erst nach der Kartierung entstandene Tagebau der Grube Hermine-Henriette I bei Osendorf besichtigt. Auf der oligocänen Braunkohlenformation, deren hangendste Glieder hier weiße Glimmersande bilden, liegen mehrere Meter mächtige Saaleschotter der interglazialen Hauptterrasse. Zwischen beide Horizonte ist eine Lage von teilweise über kopfgroßen nordischen Blöcken eingeschaltet, den letzten Resten einer alten Grundmoräne, die bei der Erosion des Tales der Hauptterrasse zerstört worden ist. Dieses Profil war der vierte Punkt, wo der exakte Nachweis von der Existenz einer alten, der ersten Eiszeit angehörigen Grundmoräne den Teilnehmern erbracht werden konnte. Auf die Saaleschotter legt sich der Bruckdorfer Beckenton, der am Grubenstoße infolge seiner dunklen Farbe überall gut zu sehen war. Er zeigt hier eine flachwellige Lagerung. Unter ihm liegen im vollständigen Profile noch verschiedene dünne Bänke von Glazialdiluvium, doch waren diese an den im Tagebau zugänglichen Stellen bereits vor Ablagerung des Bruckdorfer Beckentons wieder zerstört worden, so daß dieser hier stellenweise direkt dem Saaleschotter aufliegt. Über dem Ton folgt dann normaler Geschiebemergel der Hauptgrundmoräne.

Um jene, hier nicht vorhandenen Glieder des Glazialdiluviums kennen zu lernen, begaben sich die Teilnehmer sodann nach den nordwestlich von Beesen gelegenen Kiesgruben, wo von unten nach oben folgendes Profil zu beobachten war:

Auf die ca. 4 m mächtigen Saaleschotter der interglazialen Hauptterrasse legt sich eine wenig über 1 m mächtige Grundmoräne. Dann folgen in ungefähr gleicher Mächtigkeit glaziale Sande

und Kiese. Bei der engen Nachbarschaft der nördlichen und südlichen Schotter ließ sich hier sehr augenfällig die weitgehende petrographische Verschiedenheit der beiden Ablagerungen zeigen. Den obersten Horizont bildet ein Geschiebemergel, in welchen sich nur wenige Meter im Profil weiter aufwärts der Bruckdorfer Beckenton einschaltet, wodurch die Verbindung mit dem eben verlassenen Profil in der Grube Hermine-Henriette I hergestellt ist. Während aber diese oberste Grundmoränenbank weithin verfolgt werden kann, treten die tieferen Glazialablagerungen nur innerhalb des alten Saaletales auf, wo sie wohl von einem zungenförmig in das Tal eindringenden Vorläufer des Haupteises der 2. Eiszeit abgelagert worden sind. Sie wurden bei der Kartierung als Basalglieder von der Hauptmasse der Glazialablagerungen abgetrennt.

An der Oberkante der Grube ist endlich unter einer ca. $^3/_4$ m mächtigen Schwarzerdedecke noch eine Steinsohle mit zahlreichen Dreikantern zu beobachten. Dies ist, wie auch am vorigen Tage schon gezeigt werden konnte, eine in unserer Gegend sehr weit verbreitete Bildung, die wohl überall das gleiche, durch die Einschaltung zwischen dem Löß und den Glazialablagerungen der zweiten Eiszeit begrenzte Alter besitzt. Sie weist auf ausgedehnte Denudations- und Deflationsprozesse hin, die in unserer Gegend nach dem Rückzuge des zweiten Inlandeises begannen.

Mit der Bahn begaben sich sodann die Teilnehmer nach Magdeburg, wo Herr Wahnschaffe die Führung übernahm.

---

## Exkursion bei Magdeburg.

Montag, den 28. September 1908.

Von Herrn F. Wahnschaffe.

Die Exkursion erstreckte sich auf das nordwestlich von Magdeburg gelegene Gebiet der Magdeburger Börde bei Olvenstedt und Ebendorf und hatte den Zweck, die dortige Ausbildung des Lösses kennen zu lernen.

Von Magdeburg aus durchquert man auf dem Wege nach

Olvenstedt in nordwestlicher Richtung zunächst eine fast ebene Fläche, deren Höhenlage zwischen 50—56 m über N.N. schwankt, während der Nullpunkt des Pegels an der Brücke über die Stromelbe in Magdeburg bei 40,9 m über N.N. gelegen ist.

Diese ebene Fläche, die sich vom Magdeburger Dom aus in einer Breite von 4 km bis zur Düppeler Mühle an der Olvenstedter Chaussee erstreckt, entspricht einer diluvialen Terrasse des Elbtales. Sie ist überdeckt von einer 1—1,5 m mächtigen Schicht von Löß, dessen oberster Teil bis auf 5—7 dcm in Schwarzerde umgewandelt worden ist.

Der auf dieser diluvialen Elbterrasse liegende Löß dürfte als ein dejektiver Löß aufzufassen sein, der von dem höher gelegenen primären Löß der Magdeburger Börde erst in späterer Zeit allmählich herabgeflößt worden ist.

Nordwestlich der Düppeler Mühle erhebt sich das Gelände auf 67,4 m, bedingt durch die nahe unter der Oberfläche emportretende Culmgrauwacke. In der südlich von der Olvenstedter Chaussee nahe bei der Düppeler Mühle gelegenen Ziegeleigrube ist die Grauwacke noch vom Magdeburger Grünsand überlagert. Dieser Aufschluß zeigt einen völlig steinfreien, hellgelblichen, kalkhaltigen Löß mit Schwarzerdedecke bis zu 5 dcm Mächtigkeit. Der gelbe Löß ist ganz ungeschichtet und enthält keine Lößconchylien, eine Eigenschaft, die dem Löß der Magdeburger Börde eigentümlich ist.

Die Steinsohle an der Basis des Löß enthält zahlreiche kleinere und größere nordische Blöcke und einheimische Grauwackegeschiebe bis zu 0,5 m Durchmesser. Unter ihnen sind viele als Kantengeschiebe ausgebildet und lassen deutlich erkennen, daß sie durch vom Winde getriebenen Sand abgeschliffen worden sind. Daneben finden sich auch vollkommen eckige und scharfkantige Bruchstücke geborstener Geschiebe, die einst an der Oberfläche gelegen haben und den Einflüssen der Insolation ausgesetzt gewesen sein müssen. Die Geschiebe der Steinsohle sind als das letzte Residuum einer zerstörten Grundmoräne anzusehen, die schließlich einer mächtigen Ausblasung durch Winde in einem trocknen, steppenartigen Klima ausgesetzt gewesen ist, worauf die zahlreichen Kantengeschiebe hinweisen. Der primäre Bördelöß

würde dann das feinstaubige Ausblasungsprodukt dieser Steppenperiode bilden.

Der dieser Ziegelei benachbarte alte Steinbruch zeigt über der hier sehr rot gefärbten Grauwacke eine 1 m mächtige Lößdecke von derselben Ausbildung wie in der Ziegeleigrube und mit deutlicher Steinsohle an der Basis.

In vorzüglicher Weise ist der primäre, völlig ungeschichtete, steinfreie Löß in dem Steinbruche nördlich von Olvenstedt an der Ebendorfer Chaussee aufgeschlossen. Hier bedeckt er die Schichtenköpfe der in steile Falten gelegten Grauwacke, die am Ausgehenden von einer ebenen Abrasionsfläche abgeschnitten ist. In der nordöstlichen Ecke dieses Steinbruches sind zwischen dem Löß und der Grauwacke noch Reste der Grundmoräne in Form eines sandigen, an Geschieben reichen Mergels erhalten geblieben. Hier kann man deutlich erkennen, daß die Steinsohle an der Basis des Löß aus der Grundmoräne hervorgegangen ist.

Unmittelbar südlich vom Dorfe Ebendorf befindet sich ein Aufschluß westlich vom Wege, in dem deutlich geschichteter, sandiger Löß von einer 5—7 dcm mächtigen Decke von Schwarzerde überlagert wird. Die Schichtung des Löß wird durch eingelagerte sehr feine Sandstreifen bewirkt und deutet darauf hin, daß sein Absatz hier unter Mitwirkung von Wasser stattgefunden haben muß.

Leider sind zwischen Olvenstedt und Ebendorf keine Aufschlüsse vorhanden, so daß man die Lagerungsbeziehungen zwischen dem völlig ungeschichteten und diesem geschichteten Löß nicht erkennen kann. Letzterer wird in dem Aufschlusse zunächst von Diluvialsand und sodann von einem mit nordischem Geröll gemengten, vorwiegend aus südlichem Materiale bestehenden Schotter unterlagert.

Berlin, den 20. März 1909.

# Zwei Asteriden aus märkischem Septarienton (Rupelton) nebst einer Übersicht über die bisher bekannt gewordenen tertiären Arten.

Von Herrn **O. v. Linstow** in Berlin.

Mit Tafel 2.

Von tertiären Asteriden sind zwar eine ganze Anzahl von Arten beschrieben, die Funde gehören aber fast regelmäßig zu den allergrößten Seltenheiten, soweit einigermaßen gut erhaltene Stücke in Betracht kommen; meistens handelt es sich nur um ein einziges Exemplar einer Art oder um vereinzelte Randplatten.

Der mitteloligocäne deutsche Septarienton (Rupelton) hat zwar eine Anzahl von Fossilien, vor allem von Gastropoden geliefert, Reste von Asteriden scheinen aber bisher, abgesehen von einzelnen unten erwähnten unbestimmbaren Randplatten, noch nicht bekannt geworden zu sein.

Auch aus gleichaltrigen Schichten des Mainzer Beckens sind nach gütiger Mitteilung des Herrn Prof. Kinkelin Asteriden nicht zum Vorschein gekommen.

## Goniaster (Goniodiscus) Raabii n. sp.

Taf. 2, Fig. 1—4.

Unter den ungewöhnlich zahlreichen Arten und Exemplaren des märkischen Septarientons, die die Preußische Geologische Landesanstalt zu Berlin der Freundlichkeit des Herrn O. Raab hierselbst verdankt, befanden sich auch Reste eines Goniaster.

Diese zierliche Form liegt in zwei Exemplaren vor, die zu ein und derselben Art gehören. Sie teilen das Loos mancher fossilen Seesterne, nämlich den unvollkommenen Erhaltungszustand.

Von dem einen Stück (Fig. 1—3) sind zwar nur vier obere und vier untere im Zusammenhang befindliche Randplatten zweier anstoßender Seiten erhalten geblieben, doch befinden sie sich noch in ihrer ursprünglichen Lage, so daß sich unter Berücksichtigung ihrer Größe ungefähr die Form und Ausdehnung der ganzen Scheibe rekonstruieren läßt.

Die vierseitigen, rechteckigen Randplatten liegen am Zusammenstoß der dorsalen und ventralen Seite unmittelbar auf einander und sind nur durch eine scharfe Naht getrennt. Sie besitzen hier, soweit die Platten ganz erhalten waren, regelmäßig eine Breite von 3,5 mm bei einer Länge von 7 mm, verbreitern sich aber um ein Geringes nach der Ventral- bezw. Dorsalseite hin (von 3,5 auf 4 mm). Die Innenflächen, mit denen die einzelnen Randplatten an einander stoßen, sind eben und meist völlig glatt, nur gelegentlich beobachtet man eine nur auf den äußeren Rand beschränkte sehr feine schräge Streifung oder eine kurze senkrechte Kerbung.

Die Oberseite der Platten ist auf der ganzen Fläche gekörnelt. Untersucht man diese Körnelung näher, so zeigt sich, daß diese winzigen halbkugeligen Vertiefungen zwar ganz unregelmäßig und ohne Ordnung über die gesamte Fläche verteilt sind, daß aber hinsichtlich ihrer Größe konstante Unterschiede vorhanden sind. Diese äußern sich darin (s. Fig. 3), daß die im Mittelfelde der Platte befindlichen Vertiefungen einen etwa 3—4 mal größeren Durchmesser besitzen als die randständigen. Dabei nehmen die ersteren etwa $^3/_4$ bis $^4/_5$ der ganzen Fläche ein und bleiben sich hier in der Größe überall gleich; nur kurz vor den vier Rändern und Ecken nimmt die Größe der Poren plötzlich ab und macht nunmehr einer größeren Anzahl von feinen Pünktchen Platz, die den äußeren Rand der Platten umrahmen und auch die Ecken ausfüllen. Nur die alleräußerste Umrandung der Platten

erscheint wieder frei von einer Körnelung, wodurch ein undeutlicher, aber nicht wulstartig hervortretender Rand erzeugt wird.

Da nur zwei anstoßende Seiten der ganzen Scheibe erhalten sind, so kann über ihre genauere Form um so weniger etwas ausgesagt werden, als die dazwischen liegende Ecke ausgebrochen ist. Nach der geringen Divergenz der Plattenscheibe zu urteilen scheint hier eine Form vorzuliegen, die in ihrem Umrisse vielleicht englischen Arten aus der weißen Kreide (*G. regularis*, *rugatus* u. a.) an die Seite zu stellen ist.

Sonst ist die Erhaltung des Stückes (Schwefelkies) derartig ungünstig, daß sich aus Mangel an Ambulakralplatten, Oralplatten und Madreporenplatte nicht mit Sicherheit feststellen läßt, welches die Ventral- und welches die Dorsalseite der Scheibe ist. Ebenso ist die Lage der intermediären Platten bezw. der Rückenplatten nur durch ein Wirrwarr von Schwefelkieswucherungen bezeichnet.

Das zweite Exemplar (Fig. 4) ist noch schlechter erhalten als das erste und zeigt nur je 3 ventrale und dorsale Randplatten, bietet aber, abgesehen davon, daß die Platten um ein geringes größer sind, keine Abweichungen.

Müller und Troschel[1]) haben nach der rein äußerlichen Beschaffenheit der Randplatten drei Untergattungen von Goniaster aufgestellt:

1. *Astrogonium:* Randplatten gegen die Mitte glatt, am Rande mit einem Körnerkranz;
2. *Goniodiscus:* Randplatten auf der ganzen Oberfläche gekörnelt:
3. *Stellaster:* Randplatten gekörnelt, die der unteren Seite mit einem hängenden Stachel verziert.

Danach würde unsere Art zu dem Subgenus *Goniodiscus* gehören.

Die dem Verfasser bisher bekannt gewordenen Arten von *Goniaster*, soweit sie aus dem Tertiär (ganz überwiegend) stammen, verteilen sich auf folgende Formen:

[1]) System der Asteriden. Braunschweig 1842.

## Goniaster

| Name | Geologischer Horizont | Geographische Verbreitung | Literatur[1]) | Bemerkungen |
|---|---|---|---|---|
| *Astrogonium (Petalastrum) propegeometricum* de Gregorio | Postpliocän | Sizilien (Insel Favignana) | de Gregorio (5) | Geolog. Mus. zu Palermo |
| Unbestimmbare Reste (»*Goniasteridae*)« | Walton Naze passage beds | England | Bell (2) | Nur Platten |
| *Goniaster (Astrogonium) senensis* Mgh. | Pliocän | Siena | Meneghini (24, 26) | |
| *G. Lawleyi* Mgh. | Pliocän | Blaue Tone von Orciano | Meneghini (26) | |
| *G. (Astrogonium)* sp. | Pliocän | Umgegend von Piacenza | del Prato (37) | |
| *G. Mülleri* Heller | Leithakalk | Margarethen bei Wien | Heller (18), Quenstedt (38) | Universitäts-Museum zu Pest |
| *G. scrobiculatus* Heller | Tegel | Ottnang in Oberösterreich | Heller (18) | k. k. Hofmineralienkabinett zu Wien; k. k. geol. Reichsanstalt zu Wien |
| | Miocän | Kralitz in Mähren | Toula (54) | Lose Täfelchen |
| *G.* sp. | Untermiocän | Osztroski-Vepor-Gebirge | Gaál (14) | |
| *G. (Uraster; Astrogonium) deperditus* Mchlt. | Tongrische Stufe | Valdagno (Italien) | Meneghini (24, 26), Michelotti (27), Sacco (43) | |
| *G. intistinchus* Semper | Unteroligocän | Lattorf bei Bernburg | ? | Geolog. Institut zu Göttingen |
| *G. tuberculatus* Forbes | Londonton | Sheppey (England) | Forbes (11), Pictet (35), Quenstedt (38) | |
| *G. marginatus* Forbes | Londonton | Sheppey (England) | Forbes (10, 11), Pictet (35) | |
| *G. Stokesii* Forbes | Londonton | Sheppey (England) | Forbes (10, 11), Pictet (35) | |

[1]) Siehe Literaturverzeichnis S. 60—63.

| Name | Geologischer Horizont | Geographische Verbreitung | Literatur | Bemerkungen |
|---|---|---|---|---|
| *G. Ferrazzii* Mgh. | Tertiär (Äquivalente d. Flysch?) | Aus dem Vicentinischen (von Laverda?) | Meneghini (26) | |
| *? Goniaster* | Mitteleocän | Mokottam b. Kairo | Fourtau (12) | |
| *G. (Astrogonium)* sp. | Eocän | Mulgundawa b. Wellington (Südaustralien) | Tate (52) | |
| *Palmasterias (Goniodiscus)* sp. | Nummulitenkalk | Mosciano (Italien) | Savi u. Meneghini (45) | |
| *Astrogonium* sp. | Eocän | Aldinga-Bay (Südaustralien) | Tate u. Dennant (53) | |
| *Pentagonaster quinquelobus* Gdf. | Montien; aus etwas tieferen Horizonten von Westfalen, Belgien u. England | Beffroi in Belgien | Cornet (4), Goldfuss (16), Schultze (47) | |
| *? Goniaster* | Paleocänes Geschiebe (umgelagerte Kreide) | Rügen | Deecke (5) | Geolog. Museum zu Greifswald |

Überblickt man diese wenigen Arten, so hat einmal Forbes aus dem Londonton von Sheppey drei Arten beschrieben, *G. tuberculatus*, *marginatus* und *Stokesii*.

Ungleich jünger sind die Reste, die Heller unter dem Namen *G. Mülleri* und *scrobiculatus* veröffentlichte; ersterer stammt aus dem Leithakalk von Margarethen bei Wien, letzterer aus dem Tegel von Baden.

Von allen diesen Arten unterscheidet sich die unsrige durch die geringere Größe und durch die Form der Randplatten, hauptsächlich aber durch die Beschaffenheit der oben ausführlich beschriebenen Körnelung.

Das aus dem Pliocän von Piacenza angeführte Bruchstück eines *Goniaster* gehört nach del Prato wahrscheinlich zu der Untergattung *Astrogonium*. Es zeichnet sich durch einen sehr



POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

spitzen Winkel der Arme aus — die Randplatten laufen z. T. fast parallel — und hat mit unser Art nichts zu tun.

Ebenso unterscheidet sich *Goniodiscus Ferrazzii* Mgh. aus dem Tertiär des Vicentinischen u. a. schon durch die recht bedeutende Größe (Durchmesser etwa 200 mm!), und bei *G. Lawleyi* Mgh. besitzen die Randplatten das Größenverhältnis von 6 : 5 mm.

Inwiefern unsere Art mit *Uraster deperditus* Michel. zu vergleichen ist, läßt sich nicht mit Sicherheit entscheiden, da bei diesem die Randplatten zu sehr korrodiert sind; sie scheinen aber bedeutend breiter zu sein. und sind frei von irgend welchen Poren.

*Goniaster propegeometricus* de Greg. aus dem Postpliocän von Sizilien ist zu *Astrogonium* gestellt und besitzt einen erheblich größeren Durchmesser (90 mm) als unser *Goniodiscus* und trägt Randplatten, die sich nicht genau entsprechen: »elles (plaques marginales) ne correspondent mais un peu obliquement.«

---

Die beiden oben beschriebenen Exemplare, die in der Sammlung der Geologischen Landesanstalt zu Berlin liegen, stammen aus dem Septarienton von Freienwalde (Mark) und seien zu Ehren des Herrn O. Raab (Berlin) benannt, der durch seinen unermüdlichen, rastlosen Eifer schon manches schöne und seltene Stück der Wissenschaft zugeführt hat.

### Astropecten (?Pentaceros) Beyrichi n. sp.

Taf. 2, Fig. 5—7.

Von diesem Seestern liegt ein Arm vor von 21 mm Länge, der an der Wurzel eine Breite von 17 mm, an der — nicht ganz erhaltenen — Spitze eine solche von 5 mm besitzt. Der ziemlich schlanke Arm ist platt gedrückt und zeigt eine schwache, aber deutliche konkave Krümmung der Außenseiten. Er trägt sowohl auf der Dorsal- wie auf der Ventralseite zwei Reihen von

je 12 Randplatten, die genau einander entsprechen und nur durch eine tiefe Naht von einander getrennt sind.

Die einzelnen Täfelchen, die senkrecht zur Längsrichtung der Armachse angeordnet stehen, sind nach der Seite zu bogenförmig gekrümmt und zeigen, auf eine Ebene projiziert, eine rechteckige Umgrenzung. Ihre Oberfläche erscheint dem unbewaffneten Auge glatt, unter der Lupe sieht man jedoch, besonders bei den der Scheibe zu genäherten Platten, zahlreiche, über die ganze Fläche einheitlich verteilte kleine Vertiefungen, die eine gleiche, aber sehr geringe Größe besitzen. Die Seitenflächen sind glatt und, wie es scheint, ein wenig konkav, ohne daß es aber zur Herausbildung eines ausgesprochenen wulstigen Randes kommt. Die Größe der Tafeln, die nach allen Seiten hin eine sanfte Abrundung erkennen lassen, beträgt 6—7 mm, senkrecht zur Längserstreckung 1—1,5 mm, doch verringert sich die Länge der Platten nach der Spitze zu, während die Breite ziemlich unverändert bleibt. Stacheln oder deren Anheftungspunkte konnten nicht beobachtet werden.

Von der Scheibe ist leider nichts erhalten geblieben, so daß sich über die Lage und Form der Ambulakralplatten, der intermediären Platten und Rückenplatten nichts angeben läßt, auch hier haben Neubildungen von Schwefelkies das Wenige, was noch zu sehen wäre, verdeckt.

Das Stück ist vorläufig zu *Astropecten* sensu lato gestellt worden, da sich eine nähere Bestimmung ohne genauere Kenntnis der Scheibe nicht vornehmen läßt. Es ist indessen sehr wohl möglich, daß es wegen der kurzen und wie es scheint abgestumpften Arme zu *Pentaceros* (*Oreaster*) gehören kann.

Dieser Seestern stammt aus dem Septarienton von Hermsdorf (Mark) und liegt aufbewahrt im Museum für Naturkunde zu Berlin (Beyrich'sche Sammlung).

Folgende Reste von *Astropecten* usw., die im wesentlichen aus dem Tertiär stammen, hat Verfasser bisher erwähnt gefunden.

## Astropecten und nahe verwandte Gattungen

| Name | Geologischer Horizont | Geographisches Vorkommen | Literatur | Bemerkungen |
|---|---|---|---|---|
| *Asterias stellionura* Sears | Glazialer Leda-Ton | Lynn, Essex-Co., Mass. | Sears (48) | |
| *Asterocanthion lincki* Sears | Glazialer Leda-Ton | Lynn, Essex-Co., Mass. | Sears (48) | |
| *Uraster rubens* Retz | Coraline Crag (Oberstes Pliocän) | Sutton (England) | Bell (2) | |
| | Red Crag (ältestes Diluvium) u. lebend | England | Forbes (10, 11); hier ausführliche Literatur | |
| *Astropecten bispinosus* Otto, var. *pliocaenica* Sacco | Asti-Stufe (Mittelpliocän) | Zizzola b. Bra (Italien) | Sacco (43) | Geolog. Museum zu Turin |
| *A. bononiensis* Cav. | Asti-Stufe (Mittelpliocän) | Gavignano (Italien) | Cavara (3), Sacco (43) | |
| *A. Soldanii* Mgh. | Piacenziano (Unterpliocän) | Fluß Senio (Italien) | Meneghini (24, 25, 26), Sacco (43), Seguenza (49) | |
| | Tortoniano (Mittelmiocän) | Benestare (Italien) | | |
| *A. ornatus* Mgh. | Piacenziano (Unterpliocän) | Malintroppo (Italien) | Meneghini (24, 26), Sacco (43), Seguenza (49) | |
| | Tortoniano (Mittelmiocän) | Benestare (Italien) | | |
| *A. foveolatus* Mgh. | Piacenziano (Unterpliocän) | Malintroppo (Italien) | Meneghini (24, 26), Sacco (43), Seguenza (49) | |
| | Tortoniano (Mittelmiocän) | Benestare (Italien) | | |
| | ? Helvetische Stufe (Mittelmiocän) | Italien | | |
| *A. Montalionis* Mgh. | Piacenziano (Unterpliocän) | Montajone (Italien) | Meneghini (23, 24, 26), Sacco (43) | |
| *A. Linati* del Prato | Mio-pliocän | Gegend von Parma u. Piacenza | del Prato (37) | Museum zu Parma |
| *A.* sp. | Miocän | Gombio b. Ciano d'Enza (Italien) | del Prato (37) | Museum zu Parma |
| *Leptogonium mauritanicum* Pomel | Obermiocän | Algier | Pomel (36) | |

| Name | Geologischer Horizont | Geographisches Vorkommen | Literatur | Bemerkungen |
|---|---|---|---|---|
| *Astropecten Forbesi* Heller | Leithakalk | Margarethen (Österreich) | Heller (18), Quenstedt (38), Sacco (43) | k. k. Universitätsmuseum zu Wien |
| | | Oak Bay, Charlotte Co., N. B. | Selwyn (50) | |
| *A.* (?) *verrucosus* Heller | Tegel | Baden b. Wien | Heller (18) | Einzelne Randplatten; k. k. Mineralienkabinett zu Wien; k. k. geolog. Reichsanstalt zu Wien |
| | Miocän | Kralitz (Mähren) | Toula (54) | Lose Täfelchen |
| *A.* sp. | Miocän | Kralitz (Mähren) | Toula (54) | Armstück |
| *A. helveticus* Mayer | Mittelmiocän | Muschelsandstein v. Reiden u. oberh. d. Luthertales im Kanton Luzern | Kaufmann (21), Mayer (22), Schütze (46) | |
| *Crenaster Desmoulinsii* Michel in litt. (? *Astropecten foveolatus*) | Tertiär (? Miocän) | Turin | Meneghini (25, 26) | |
| *Astropecten (Crenaster) crenulatus* Michel. in litt. | Tortoniano (Mittelmiocän) | Benestare (Italien) | Meneghini (26), Seguenza (49) | |
| *A. taurolaevis* Sacco (= *A. laevis* Michel. in litt., non *A. laevis* Desm.) | Helvetische Stufe (Mittelmiocän) | Turin | Meneghini (26), Sacco (43) | |
| *Pentaceros?* sp. | Mittelmiocänes Geschiebe | Zarrentin (Mecklenburg) | Gagel (15) | Hamburger Museum |
| *Pentaceros* sp. | Miocän | Piedmont | Sacco (44) | |
| *Astropecten adriaticus* Desm. | Helvetische Stufe; Faluns (Miocän) | Saucats bei Bordeaux | Desmoulins (7), d'Orbigny (32), Pictet (35), Sacco (43) | Nur Randplatten |
| *A. Petrobonae* de Zigno in litt. | Unteroligocän | Priabona (Italien) | Meneghini (26), Sacco (43) | |

| Name | Geologischer Horizont | Geographisches Vorkommen | Literatur | Bemerkungen |
|---|---|---|---|---|
| *A. (Crenaster) poritoides* Desm. | Unteroligocän | Samland | Noetling (29) | Nur Randplatten |
| | Parisien | Gegend von Bordeaux (zahlreiche Orte) | Desmoulins (7), d'Orbigny (32), Pictet (35), Sacco (43) | |
| | Mitteleocän | Benzenraadhof (holl. Limburg) | Ubaghs (58) | |
| | Eocän | Gassino (Italien) | di Rovasenda (42), Trabucco (57) | |
| | Bruxellien | Belgien | Dewalque (8) | Häufig |
| *A. (Crenaster)* cf. *laevis* Desm. | Unteroligocän | Priabona, La Granella, Val di Fontana b. Calvene (Italien) | Oppenheim (31) | Samml. Oppenheim u. Mus. f. Naturkunde zu Berlin. — Nur Randplatten. — Nach Tournouer (55) wird diese Art irrtümlicherweise aus dem Parisien (mehrere Orte der Gegend von Bordeaux) angeführt, dort kommt nach ihm aber nur *A. poritoides* Desm. vor |
| *A. (Crenaster) laevis* Desm. | Tongrische Stufe | Italien; Gaas (Landes), Gironde-Becken, Becken v. Adour | Delbos (6), Desmoulins (7), Fallot (9), Hoernes (19), d'Orbigny (32), Pictet (35), Raulin (39, 40), Repelin (41), Sacco (43), Seguenza (49), Tournouer (55, 56) | |
| *Asterias (Stellaster)* sp. | Mitteloligocän | Söllingen b. Jerxheim | Speyer (51) | Nur Randplatten |
| *Asterias propinqua* Graf zu Münster | Oberoligocän | Bünde, Freden, Dickholzen u. Luithorst | Forbes (10), Graf zu Münster (28), Philippi (34) | Nur Randplatten |
| | Scaldisien (Mittelpliocän) | Belgien | Dewalque (8) | Selten |
| »*Stella marina fossilis*« | Nummulitenkalk | Verona | Parkinson (33) | |
| *Astropecten armatus* Forbes | Londonton | Sheppey (England) | Forbes (10,11), Pictet (35), Sacco (43) | |

| Name | Geologischer Horizont | Geographisches Vorkommen | Literatur | Bemerkungen |
|---|---|---|---|---|
| *A. crispatus* Forbes | Bartonton | Barton (England) | — | Ein ziemlich gut erhaltenes Exemplar und ein Bruchstück eines Armes im Museum f. Naturk. zu Berlin |
| | Londonton | Sheppey (England) | Forbes (10, 11), Pictet (35), Sacco (43) | Hier sehr häufig |
| *A. ? Colei* Forbes | Londonton | Sheppey (England) | Forbes (11), Pictet (35), Sacco (43) | |
| *A.* sp. | Vielleicht Eocän von Verona oder Tongrien der Garonne bezw. Dordogne | | Sacco (43) | Geol. Museum zu Turin. — Verwandt dem lebenden *A. squamatus* Müller u. Troschel |
| *Crenaster Castellanensis* d'Orb. | Untereocän | Le Vit b. Castellane (Basses-Alpes) | d'Orbigny (32), Pictet (35), Sacco (43) | |
| *Asteriden* | Tertiär | Hokkaiodō und Hitachi (Japan) | Togawa (20) | Selten |

Eine gewisse Ähnlichkeit besitzt unsere Form mit *Astropecten* sp. Sacco, doch verlaufen bei dieser Art die Seitenränder der Arme geradlinig. *A. Forbesi* Heller ist ungleich größer als unsere Art und besitzt ebenfalls geradlinig verlaufende Armränder, dazu ist bei dem von Hermsdorf stammenden Stücke die Verjüngung der Arme erheblich stärker als bei *A. Forbesi*.

Von *A. armatus* Forbes unterscheidet sich unsere Art durch den Mangel an Warzen und Stacheln der Randplatten, von dem gut erhaltenen *A. crispatus* Forbes durch die konkave Außenseite der Arme, die bei jener Art in ziemlich erheblichem Maße konvex gekrümmt sind. Die Randplatten von *A. (?) Colei* Forbes besitzen zwar ebenfalls Poren, doch sind die Täfelchen deutlich saumartig abgesetzt und mit Stacheln versehen.

Gute Abbildungen der Randplatten von *A.* (*Crenaster*) *pori-*

*toides* Desm. aus dem Samlande gibt Noetling, hier ist die Oberfläche mit zwei Systemen verschieden großer, aber wirr durch einander stehender Poren verziert, während unsere Art nur feine Pünktchen zeigt.

Aus dem Pliocän von Gavignano (Italien) macht Cavara einen *A. bononiensis* bekannt, der durch die schräg gestellten Randplatten von anderen Formen abweicht.

Der von Schütze aufgestellte *Sphaeraster molassicus* ist nach Schöndorf[1]) ein aus dem Jura verschleppter *Sph. pustulatus* Qu., und von dem dort angeführten *A. helveticus* Mayer liegt bisher noch keine Beschreibung oder Abbildung vor.

Die drei häufig in der französischen Literatur erwähnten Arten (»Asterienkalk«) *Asterias poritoides*, *laevis* und *adriatica* sind sämtlich lediglich auf Randplatten begründet, die durch ihre Form nicht unerheblich von der oben beschriebenen Art abweichen.

## Isolierte Randplatten.

Isolierte Randplatten von tertiären Asteriden sind nicht selten, die Geologische Landesanstalt zu Berlin besitzt solche: aus dem Unteroligocän von Lattorf bei Bernburg, Vardeilsen bei Einbeck und Brandhorst bei Bünde; aus dem Oberoligocän von Astrup bei Osnabrück, Luithorst bei Einbeck, Dickholzen bei Marienburg in Hannover, Bünde bei Herford und (ziemlich große) von Kassel.

Im Museum für Naturkunde zu Berlin liegen: lose Platten von *Astropecten crenulatus*, *adriaticus* und *Soldanii*, sämtlich aus dem Mittelmiocän der Colli di Torino; unbestimmte Randplatten aus dem Unteroligocän von Val di Fontana und Lattorf; aus dem Mitteloligocän von Söllingen; aus dem Oberoligocän von Krefeld und Freden (*A. propinqua* Münster), von verschiedenen Fundpunkten des italienischen Oligocäns, z. B. von Castel Gomberto (Mitteloligocän); aus dem Eocän von St. Gilles und aus dem untersten Eocän vom Mt. Spilecco.

Recht zahlreiche Reste solcher Randplatten befinden sich ferner in der Universitäts-Sammlung zu München. Sie stammen

[1]) Fr. Schöndorf, Centralbl. f. Min. usw. 1907, Nr. 10, S. 313–317.

aus dem Miocän von Turin (*Astropecten adriaticus*, *crenulatus* und *Soldanii*); aus dem Oberoligocän von Krefeld, Kassel, Astrup und Thalbergsgraben bei Siegsdorf; aus dem Mitteloligocän von Söllingen; aus dem Unteroligocän von Priabona (Turritellen-Schicht) und Lattorf; aus dem Eocän von Hammer, Götzreuther und Rollgraben bei Traunstein, aus dem Vicentinischen von Brendola und Schio, von Scufonaro bei Montecchio, aus dem Grobkalk von Beauves bei Paris und von Vaudancourt, aus dem Yprésien von Agel Hérault.

Das Museum in Stuttgart bewahrt Reste von *Astropecten crenulatus* aus dem Mittelmiocän der Colli di Torino und andere unbestimmbare Reste von Turin, das Geologische Institut von Göttingen solche aus dem Oberoligocän vom Doberg und von Freden, aus dem Mitteloligocän von Magdeburg und von Gaas (Frankreich), aus dem Oberoligocän von Biarritz (von hier hat Herr Geh. R. v. Koenen auch eine sehr gut erhaltene Ophiure gesammelt) und aus dem Mitteloligocän von Grignon und Parnes.

Schließlich kommen nach gütiger Mitteilung von Deecke isolierte Randplatten im Mitteloligocän von Kawelwisch (Pommern) vor, und Oppenheim (30) erwähnt Platten von Seesternen aus mitteloligocänen Tuffen von Zovencedo (Venetien).

Es erscheint untunlich, auf solche Reste neue Arten zu begründen, wie das hier und da geschehen ist, so bei den drei von Desmoulins aufgestellten Arten *Asterias laevis*, *poritoides* und *adriatica*. Ebenso führt Philippi Randplatten aus dem Oberoligocän von Freden, Dickholzen und Luithorst als *Asterias propinqua* Münster an. Diese Art wurde von letzterem aus dem Oberoligocän von Bünde ohne Beschreibung und Abbildung aufgestellt; auch wird nicht angegeben, ob es sich nur um Randplatten oder ganze Körper handelt, sondern nur erwähnt, daß diese Art der (jungcretacecischen) *A. quinqueloba* Gdf. (vergl. S. 51) ähnlich, aber doch von ihr verschieden sei. — Die Angabe von Dewalque, daß sich *A. propinqua* auch im Mittelpliocän von Belgien vorfindet, bedarf wohl noch der Nachprüfung.

Aus dem Mitteloligocän von Söllingen bei Jerxheim erwähnt

Speyer zahlreiche Randtäfelchen von $1^1/_2$—7 mm Größe als *Asterias* (*Stellaster*) sp. »Oberfläche stark gewölbt und mit zahlreichen, unregelmäßig verteilten deutlichen Gruben bedeckt. Die Gelenkflächen sind ein wenig konkav, dem unbewaffneten Auge glatt, durch eine Lupe betrachtet zeigen sie indessen eine feine Streifung und bei den kleinen Exemplaren nach oben mit einem Randwulst umgeben. Verschieden davon sind die von Lattorf, Kassel und Luithorst.«

Die aus dem Unteroligocän von Lattorf stammenden, im Geologischen Institut zu Göttingen befindlichen losen Randplatten sind als *Goniaster intistinchus* Semper bezeichnet. Die Herkunft dieses Namens konnte in den Semper'schen Schriften nicht ermittelt werden, vermutlich wird es sich um einen Manuskriptnamen handeln.

### Literatur über tertiäre Asteriden.


1. F. A. Bather. A record of, and Index to the Literature of the Echinoderma published during 1893—1905. London. 12 Bd.
2. A. Bell. A synopsis of the crustacea and echinodermata of the upper Tertiaries. Report Yorksh. Soc. 1896, York 1897.
3. F. Cavara. Le sabbie marnose plioceniche di Mongardino ed i loro fossili. Boll. della Soc. Geol. It. Volume V. Roma 1886, S. 265—275, Taf. VI.
4. J. Cornet. Documents sur l'extension souterraine du Maestrichtian et du Montien dans la vallée de la Haine. Bull. Soc. Belg. Géol. 14, 1901, S. 249—258.
5. W. Deecke. Über eine als Diluvialgeschiebe vorkommende paleocäne Echinodermenbreccie. Mt. Ver. Vorpommern 31 f. 1899, S. 67—76.
6. J. Delbos. Notice sur les fahluns du Sud-Ouest de la France. Bull. Géol. 1848. b. V, S. 417—428.
7. Desmoulins. Catal. descriptiv des stellérides viv. et fossiles etc. Actes Soc. Linn. Bordeaux 1832, Tome V, S. 183—206.
8. G. Dewalque. Prodrome d'une description géologique de la Belge. Bruxelles et Liège 1868.
9. Fallot. Gironde. Guide géol. de France. Nr. IIa, Congr. géol. internat. Paris 1900.
10. E. Forbes. On the Asteridae found fossil in British Strata. Mem. Geol. Surv. Great. Britain. Vol. II, pt. 2, London 1848, S. 457—482.
11. E. Forbes. Monograph of the Echinodermata of the British Tertiaries. London 1852.
12. R. Fourtau. Sur la présence de fragments d'Astéries dans les couches de labase du Mokattam. Bull. Soc. géol. France (3) 27. 1899, S. 45.

13. P. H. Fritel. Échinodermes fossiles. Les Astérides. Le Naturaliste. Nr. 362, Paris 1902, S. 77—79. Mit 8 Fig.
*14. S. Gaál. Adatok az Osztrososki — Vepor, andesittufáinak mediterrán faunájához. Föld. Közl. 35, 1905.
15. C. Gagel. Über einige neue Spatangiden aus dem norddeutschen Miocän. Jahrb. der Kgl. Geol. Landesanstalt für 1902, Berlin 1903, S. 543.
16. A. Goldfuss. Petrefacta Germaniae I, S. 209, Taf. 63, Fig. 5. Düsseldorf 1826—1833.
17. A. de Gregorio. Note sur un astéride et un cirripède du Postpliocène de Sicilie des genres Astrogonium et Coronula. Ann. géol. et paléont. 17. Livr. Turin-Palerme. 1895.
18. C. Heller. Über neue fossile Seesterne. Sitzungsber. d. Wien. Akad. Mathem. Kl. 1858, Bd. 28, S. 155—170. Mit 5 Taf.
19. M. Hoernes. Über die Faluns im Südwesten von Frankreich von Herrn Joseph Delbos. Frei übersetzt mit Zusätzen. Jahrb. der k. k. Geol. Reichsanstalt, Bd. I, Wien 1850, S. 587—598.
20. Japan Imperial Geological Survey 1902. Outlines of the Geology of Japan etc. Tokyo (T. Togawa).
21. F. J. Kaufmann. Rigi und Molassegebiet der Mittelschweiz. Bern 1872, S. 279 und 281.
22. K. Mayer. Systematisches Verzeichnis der Versteinerungen des Helvetian der Schweiz und Schwabens. Beitr. z. Geol. Karte der Schweiz. 11. Lief. Bern 1872.
*23. G. Meneghini. Nuovi fossili Toscani illustrati. Estratto dagli Annali dell' Università Toscana. Tom. 3. 1852.
*24. G. Meneghini. Studi sugli Echinodermi fossili neogenici di Toscana. Siena 1862. Atti della riunione degli Scienziati italiani tenuta in Siena 1862.
*25. G. Meneghini. Siena e il suo territorio. 1862.
26. G. Meneghini. Goniodiscus Ferrazzii Mgh. Nuova Stelleride terziaria del Vicentino. Atti d. soc. Tosc. d. sc. nat. vol. VIII. fasc. I, Pisa 1886, S. 1—8.
27. G. Michelotti. Études sur le Miocène inférieur de l'Italie septentrionale. Harlem 1861, S. 27 u. 28, Taf. 1, Fig. 17 und 18.
28. Graf z. Münster. Bemerkungen über einige tertiäre Meerwasser-Gebilde im nordwestlichen Deutschland, zwischen Osnabrück und Cassel. Neues Jahrb. f. Min. usw. 1835, Stuttgart, S. 420—451.
29. Fr. Noetling. Fauna d. Samländischen Tertiärs. I. T. Echinodermata. Abh. Geol. Spez.-Karte v. Preußen. 6. Bd. Heft 3, Berlin 1885.
30. P. Oppenheim. Das Alttertiär der Colli Berici in Venetien, die Stellung der Schichten von Priabona und die oligocäne Transgression im alpinen Europa. Z. d. D. Geol. Ges., Bd. 48, Berlin 1896. S. 27—152.
31. P. Oppenheim. Die Priabonaschichten und ihre Fauna. Palaeontographica 47. Stuttgart 1900, 1901.

* dem Verf. nicht zugänglich gewesen.

32. M. A. d'Orbigny. Prodome de Paléontologie etc. Paris, Bd. II, 1850, Bd. III, 1852.
33. Parkinson. Organ. Rem. of a former world. Vol. III, London 1811, S. 6 und 7, Pl. I, Fig. 17—20.
34. R. A. Philippi. Beiträge zur Kenntniss der Tertiärversteinerungen des nordwestlichen Deutschlands. Kassel 1843, S. 44 und 70.
35. Pictet. Traité de Paléontologie. IV, Paris 1857.
*36. A. Pomel. Paléontologie de l'Algérie. Échinodermes. 2e Livraison 1877, p. 329.
37. A. del Prato. Asteroidi terziari del Parmense et del Reggiano. Riv. ital. di Paleont. II, 1896, S. 42—50. Mit 1 Taf.
38. Quenstedt. Petrefaktenkunde Deutschlands, IV. Leipzig 1874—76, Taf. 92, Fig. 15—17.
39. V. Raulin. Sur la faune oligocène de Gaas (Landes). Bull. soc. géol. France (3), 23. 1895, p. 546—555.
40. V. Raulin. Note relative aux terrains tertiaires de l'Aquitaine. Bull. géol. France 1852, b. IX, p. 406—422.
41. J. Repelin. Feuille de la Réole. Compt. rend. des Collaborateurs. Bull. Carte géol. France Nr. 80, S. 50—53, 1901.
42. L. di Rovasenda. I fossili di Gassino. Boll. Soc. geol. Ital. XI, 409—424, 1892.
43. F. Sacco. Sopra alcuni asteroidi fossili. Atti Acc. Torino 28, 1893, S. 739—745, Mit 2 Taf.
44. F. Sacco. Fossili problematici. Riv. ital. Pal. IV, p. 72—73, 1898.
45. Savi e Meneghini. Considerazioni sulla geologia stratigraphica della Toscana. Firenze 1851, S. 164.
46. E. Schütze. Die Fauna der schwäbischen Meeresmolasse, I. Teil, Spongien und Echinodermen. Jahrb. d. V. f. vaterl. Naturk. in Württemberg, Stuttgart 1904, S. 155 und 156.
*47. Ch. Fr. Schultze. Betrachtungen der versteinerten Seesterne und ihrer Theile. Mit 3 Kupfertafeln. Warschau und Dresden 1760. 8 p.
48. J. H. Sears. The physical geography, geology, mineralogy and palaeontology of Essex County, Massachusetts, 1905.
49. Seguenza. Le formazione terziarie nella provincia di Reggio (Calabria). Roma 1879, S. 44, 133 und 180.
50. Selwyn. Geol. Survey of Canada. Annual Report. 5,1, 1890—91, Ottawa 1893, S. 76 A.
51. O. Speyer. Die Tertiärfauna von Söllingen bei Jerxheim im Herzogthum Braunschweig. Palaeontographica IX. Cassel 1862—64, S. 247—338.
52. R. Tate. Section of a well-bore at Mulgundawa neer Wellington, South Australia. Tr. R. Soc. S. Austral. 24, p. 109—111, Adelaide 1900.
53. R. Tate and J. Dennant. Correlation of the marine Tertiaries of Australia. Part. III. South Australia and Tasmania. Tr. R. Soc. S. Austral. XX, Adelaide 1896, p. 130.
54. F. Toula. Die Miocänablagerungen von Kralitz in Mähren. Vorläuf. Mitt. Ann. Hofmus. Wien VIII, 1893, S. 291—292.

55. R. Tournouer. Recensement des Échinodermes de l'étage du calcaire à astéries dans le S.-O. de la France. Actes de la société Linnéenne de Bordeaux, Bd. 27, Paris und Bordeaux 1869, S. 263—308.
56. R. Tournouer. Considérations sur les Échinodermes du Calcaire à Astéries, Bull. Soc. géol. France. 3e Sér. T. 3. Paris 1874—75, p. 484—490.
57. G. Trabucco. Sulla vera età del calcare di Gassino Boll. Soc. geol. Ital. XIII, p. 111—130, 1894.
58. C. Ubaghs. Description géologique et paléontologique du sol du Limbourg. Aix-la-Chapelle 1879, 276 S.

z. Z. Göttingen, den 6. August 1909.

# Monographie der Leptiden und der Phoriden des Bernsteins.

Von Herrn **F. Meunier** in Antwerpen.

Hierzu Tafel 3—7.

## Einleitung.

### I. Die Leptiden des Bernsteins.

Der bekannte Dipterologe Dr. H. Loew zu Meseritz hat seinerzeit mehrere der Familie der Leptiden zugehörige Fliegen besprochen[1]). Leider sind die von Loew angegeben Arten sehr schwer zu erkennen, da er sie nur wenig eingehend beschrieb und keine einzige Abbildung seiner kurzen Bemerkung beifügte. Seit mehreren Jahren habe ich die der Sammlung der Königl. Bernsteinwerke zu Königsberg und die der Privatsammlung von Herrn Prof. R. Klebs angehörigen Leptiden zusammengesucht, um sie zu studieren.

Die lebenden Arten der Leptiden haben vorzügliche Arten-Unterscheidungsmerkmale in den verschiedenförmigen Flecken auf dem Rücken und den Hinterleibsegmenten, in der Farbenverschiedenheit, in der Behaarung usw.; das Gleiche ist jedoch bei den fossilen Arten keineswegs der Fall, da die Farben durch die Fossilisation immer unkenntlich geworden sind und das Flügelgeäder der Leptiden fast keine Unterschiede aufweist; durch die Form der Fühler läßt sich nur eben die Gattung *Leptis* von der Gattung *Atherix* unterscheiden.

Ich habe mich lange Zeit geplagt, um herauszufinden, welche Organe wohl die zuverlässigsten Unterscheidungsmerkmale für die

[1]) Über den Bernstein und die Bernsteinfauna. 1850.

fossilen *Leptis*-Arten abgeben könnten. Endlich bin ich zu der Überzeugung gelangt daß die Fühler allein für die Gattungsmerkmale und nur die Tarsenglieder für die Artunterscheidung brauchbar sind.

Wie schon Loew[1]) bemerkte, finden sich im Bernstein nur einige *Leptis*-Arten — von der Gattung *Atherix* sind mir nur zwei Arten vorgekommen, während Loew angibt, deren vier unterschieden zu haben. Die Gattung *Palaeochrysopila*[2]) Meun., beschrieben anno 1892, habe ich nicht mehr vorgefunden, dieselbe ist wahrscheinlich als zur Gattung *Chrysopila* Macq. gehörig zu betrachten.

Die Leptidenfauna des Bernsteins ist durchaus palearktisch; es findet sich nicht eine einzige Gattung der nearktischen Fauna vor; sämtliche fossile Arten sind den lebenden Formen ungemein ähnlich.

Bekannt sind bis dato folgende Formen der fossilen Leptiden.

Tertiärformation[3]).

| | | |
|---|---|---|
| Baltischer Bernstein<br>Unteres Oligocän<br>(Fauna des<br>Oberen Eocäns) | *Leptis* | Burmeister (1832—1836)<br>Berendt (1845)<br>Loew (1850)<br>Smith (1868)<br>Handlirsch (1907) |
| | *Atherix* | Berendt (1825)<br>Loew (1850)<br>Handlirsch (1907) |

## II. Die Phoriden des Bernsteins.

Wieder ist es nur die Abhandlung Loew's, vom Jahre 1850, in welcher wir die wenigen und seltenen Bemerkungen über die Phoriden des Bernsteins finden.

[1]) Loc. cit. p. 40.

[2]) Note sur les Leptidae de l'ambre tertiaire, Bull. de la Soc. Ent. de France; séance du 23 mars, p. LXXXIII. Paris 1892.

[3]) Weder im subfossilen, sogenannten Zanzibar-Kopal, noch unter den Inklusen des rezenten Kopals der Kollektion Evers aus Hamburg habe ich zu den Leptiden gehörige Fliegen vorgefunden.

Im Gegensatz zu den anderen im Bernstein eingeschlossenen Dipteren, die größtenteils außerordentlich gut erhalten sind, befinden sich die Phoriden meistens in recht schlechtem Erhaltungszustande. Es ist fast immer unmöglich die Stellung und Zahl der Borsten am Scheitel, welche für die lebenden Arten so gute Artenmerkmale abgeben, zu erkennen, auch die An- oder Abwesenheit der Punktaugen, so wichtig für die Diagnose der Phoriden, ist nur in äußerst seltenen Fällen ersichtlich, und endlich ist das Flügelgeäder meistens stark verzogen und verdreht, da die Phoriden mit ihren lebhaften, kreisenden Bewegungen sich allem Anscheine nach mit aller Kraft von dem verderblichen Harze, das sie umschloß, zu befreien versuchten. Die lebenden Formen müssen daher stets verglichen und berücksichtigt werden, alle wichtigen Unterscheidungsmerkmale, wie Ab- oder Anwesenheit der Punktaugen, Verschiedenheit des Flügelgeäders, sind für die Bestimmung genau in Betracht zu ziehen, Immerhin aber ist das Studium der fossilen Phoriden-Arten ein recht undankbares, und das mit vieler Mühe erlangte Resultat ist selbst dann noch manchmal unsicher und zweifelhaft. Die Unterschiede der Fühler müssen stets genau angegeben werden. Ich bin zu der Überzeugung gekommen, daß die Tarsenkrallen sich gut für die Unterscheidung der Arten eignen, während die Mundteile, Rüssel und Taster bei den fossilen Formen nur äußerst selten zu erkennen sind. Die Beborstung der Beine ist von höchster Wichtigkeit, denn sie dient zur Vergleichung und Bestimmung der Arten und sogar der Gattungen.

Loew gibt an, 11 Phoriden-Arten im baltischen Bernstein unterschieden zu haben. Mein eingehendes Studium der der Kollektion der Königl. Bernsteinwerke von Königsberg und der Privatsammlung meines verehrten Freundes und Kollegen Herrn Prof. R. Klebs angehörigen Inklusen hat mir gestattet, folgende Gattungen herauszufinden.

*Aphiochaeta* Brues. Diese Gattung wurde neuerdings von der Gattung *Phora* abgeschieden; sie unterscheidet sich von ihr durch die Abwesenheit von Borsten an den Mittelschienen. Becker betrachtet in seiner ausgezeichneten Abhandlung über die Phoriden

diese Gattung *Aphiochaeta* nur als eine Abteilung der Gattung *Phora*, und in meiner Notiz über die Insekten des Kopals pflichtete ich der Meinung BECKER's bei, während unser gelehrter Kollege BRUES der Ansicht ist, daß die Gattung *Aphiochaeta* ihre volle Berechtigung hat.

Schon im Jahre 1850 schrieb LOEW, daß die Phoriden des Bernsteins den lebenden Formen ungemein ähnlich seien; er hätte noch beifügen können, daß sich unter denselben keine einzige der nearktischen Fauna eigene Gattung befindet, und daß die dieser Familie zugehörigen Insekten aus dem Unteren Oligocän des Samlandes (die Fauna desselben stammt sehr wahrscheinlich aus dem Oberen Eocän) ungefähr dieselben sind wie diejenigen unserer jetzigen paläarktischen Region. Bekannt sind bis heute folgende fossile Phoridenformen.

| | |
|---|---|
| Quaternär-Formation. | |
| Rezentes Quaternär | *Phora copalina* MEUN. (*Aphiochaeta eod.* BRUES.) |
| Subfossiler Zanzibar-Kopal | *Phora ethiopia*[1]) MEUN. (*Aphiochaeta eod.* BRUES.) |
| Tertiär-Formation. | |
| Miocän von Florissant (Vereinigte Staaten von Nordamerika) | *Phora* BRUES. 2 Arten. |
| Baltischer Bernstein Unteres Oligocän (Fauna des Oberen Eocän) | Mehrere Arten der Gattungen *Aphiochaeta, Phora, Conicera.* Anno 1850 gibt LOEW nur an, die Gattung *Phora* vorgefunden zu haben. (loc. cit. p. 44.) |

## I. Leptidae.

### Gattungstafel der fossilen Leptiden.

I. Drittes Fühlerglied eirund, Fühlerborste endständig, Gattung Leptis MEIG.

II. Drittes Fühlerglied nierenförmig, Fühlerborste rückenständig, Gattung Atherix MEIG.

[1]) Lies: *ethiopica.*

Tafel zur Bestimmung der fossilen *Leptis*-Arten.

A. Flügel breit.

I. Erstes Glied der Vordertarsen kaum so lang oder nur ungefähr ebenso lang als die Glieder 2—5 zusammen genommen (mittelgroße Art).

1. **Leptis expassa** nov. sp. ♂♀.

II. Erstes Glied der Vordertarsen ein wenig länger als die folgenden 4 Tarsenglieder zusammen (mittelgroße Art).

2. **Leptis exporrecta** nov. sp. ♂♀.

III. Erstes Glied der Vordertarsen kürzer als die folgenden 4 Tarsenglieder zusammen.

3. **Leptis exsanguis** nov. sp. ♂.

IV. Erstes Glied der Vordertarsen viel länger als die folgenden 4 Tarsenglieder zusammen (ziemlich große Art).

4. **Leptis exposita** nov. sp. ♂.

V. Erstes Glied der Vordertarsen ein Drittel länger als die folgenden 4 Glieder zusammen (kleinere Art).

5. **Leptis fascinatoris** nov. sp. ♂♀.

VI. Erstes Glied der Vordertarsen ungefähr so lang als die folgenden 4 Glieder zusammen (kleine Art).

6. **Leptis fera** nov. sp. ♀.

B. Flügel sehr breit.

Erstes Glied der Mitteltarsen ein wenig länger als die folgenden 4 Tarsenglieder zusammen (große Art).

7. **Leptis ignava** nov. sp. ♂.

Tafel zur Bestimmung der fossilen *Atherix*-Arten[1]).

I. Erstes Glied der Vordertarsen ziemlich lang, ein wenig länger als die folgenden 4 Tarsenglieder zusammen (kleinere Art).

1. **Atherix evecta** nov. sp. ♂♀.

[1]) Bei den fossilen *Atherix*-Arten ist es kaum möglich, richtige Arten-Charaktere herauszufinden, da bei den lebenden Arten die Farbenunterschiede hauptsächlich in Betracht kommen. Nach eingehendem Studium der Fühler, Flügel und Mundwerkzeuge bin ich zu der Überzeugung gekommen, daß nur die Tarsen einigermaßen haltbare und brauchbare Unterscheidungsmerkmale aufweisen, und daß auch dann noch zahlreiches Vergleichungsmaterial notwendig ist.

II. Erstes Glied der Vordertarsen ziemlich kurz, ungefähr so lang als die folgenden 4 Tarsenglieder zusammen (kleinere Art). **2. Atheria examinata** nov. sp. ♂♀.

III. Erstes Glied der Vordertarsen kaum länger als die folgenden 4 Glieder zusammen. Alle Tarsenglieder kurz (kleine Art). **3. Atheria exigua** nov. sp. ♀.

## Gattung Leptis Meig.

### 1. Leptis expassa nov. sp.

Taf. 3, Fig. 1—4.

♂ Fühler klein; drittes Fühlerglied eirund, Borste ziemlich lang. Taster und Saugflächen stark entwickelt, etwas behaart. Vorderschenkel etwas kürzer als die Schienen. Erstes Glied der Vordertarsen kaum länger oder ebenso lang (var.) als die 4 folgenden Tarsenglieder zusammen; das zweite Glied ungefähr so lang als das dritte, das vierte kaum kürzer als das fünfte. Pulvillen, Krallen und Haftläppchen gut entwickelt und erkennbar. Erstes Glied der Mitteltarsen etwas länger als die folgenden vier Tarsenglieder zusammen; das zweite Glied länger als das dritte und das vierte kürzer als das fünfte. Die beiden Dorne der Mittel- und Hinterschienen ziemlich kurz und von ungleicher Länge. An den Flügeln ist die Analzelle offen (Nr. 1991). Haltzangen stark entwickelt[1]).

Körperlänge $5^3/_4$—7 mm. Flügellänge 5—6 mm.

Sammlung der Königl. Geol. Landesanstalt zu Berlin, Nr. 1007.

Privatsammlung des Herrn Prof. Dr. R. Klebs, Nr. 158, 2575, 1991, 81, 97, 7. *a*. 458. 397,

♀ Erstes Glied der Vordertarsen ungefähr ebenso lang als die folgenden vier Glieder zusammen. Bei einem Exemplar, das ich als Varietät betrachte (Nr. 102), ist das erste Glied der Vordertarsen kürzer als die folgenden Glieder. Analzelle ziemlich offen; Endlamellen der Geschlechtsteile eirund, schwach behaart. Die anderen Charaktere wie beim ♂.

Körperlänge $5^1/_2$—7 mm. Flügellänge 5—$5^1/_2$ mm.

Sammlung der Königl. Geol. Landesanstalt zu Berlin, Nr. 1001.

[1]) Bei keinem einzigen der beschriebenen Stücke war es mir möglich, die Haltzangen und die übrigen Genitalteile zu studieren und zu beschreiben.

Privatsammlung des Herrn Prof. Dr. R. Klebs, Nr. 2568, 2577, 2571, 283, 2572, 2417, 2588, 99, 102, 101, 4804, 59. *a.* 404.

### 2. Leptis exporrecta nov. sp.

Taf. 3, Fig. 5—6.

♂ Diese Art hat sehr viel Ähnlichkeit mit der vorigen und unterscheidet sich von ihr nur durch Folgendes: die Vorder-Tarsenglieder sind im allgemeinen länger, das erste Glied ist ebenfalls länger als die folgenden vier Glieder zusammengenommen, das zweite Glied kaum länger als das dritte, das vierte und fünfte ungefähr gleich lang (Nr. 1854). An den Hintertarsen ist das erste Glied länger als dasjenige der Vordertarsen, das zweite um ein Drittel länger als das dritte und das vierte etwas kürzer als das fünfte (Nr. 57). Bei einigen Stücken ist die Analzelle weit offen, bei anderen ist sie es nur wenig, und bei wieder anderen ist sie geschlossen.

Körperlänge 6—8 mm. Flügellänge 6—$6^1/_2$ mm.

Sammlung der Königl. Geol. Landesanstalt zu Berlin, Nr. 1002, 1005.

Privatsammlung des Herrn Prof. Klebs, Nr. 57, 1946, 1854, 1957, 1938; 2570, *a.* 302, 17,

♀ gleicht dem ♂. Endlamellen der Legeröhre eirund, behaart.

Körperlänge: $5^1/_2$—$6^1/_2$ mm. Flügellänge $5^1/_4$ mm.

Privatsammlung von Herrn Prof. Klebs, Nr. 107, 2569.

### 3. Leptis exsanguis nov. sp.

Taf. 3, Fig. 7—8.

♂ Diese Art ist sofort erkennbar durch die langen, dünnen Vordertarsen; das erste Glied derselben ist kürzer als die folgenden Tarsenglieder zusammen, das zweite ein wenig länger als das dritte und die zwei letzten ungefähr gleich lang. Mitteltarsenglieder ebenfalls ziemlich lang, doch merklich kürzer als die vorderen[1]), das erste Glied derselben deutlich länger als die folgenden Glieder zusammen, das zweite eine Dritteil länger als das dritte, das vierte kürzer als das letzte. Dornen an den Mittel-

[1]) Diese Charaktermerkmale werden mich vielleicht später, wenn ich mehrere hierhergehörige Stücke gefunden habe, veranlassen, obige Art einer neuen Gattung einzuverleiben.

schienen, klein, gleichlang. Schenkel, Schienen und Tarsenglieder ziemlich stark behaart, ebenso wie dies auch der Fall ist am Thorax, am Rückenschildchen und am Hinterleib. Analzelle geschlossen, mit kurzem Aderanhang.

Körperlänge 6 mm. Flügellänge $5^1/_4$ mm.

Privatsammlung des Herrn Prof. Dr. KLEBS Nr. 1982.

♀ unbekannt.

### 4. Leptis exposita nov. sp.

Taf. 3, Fig. 9—10.

♂ Diese Art scheint der vorhergehenden *Leptis exporrecta* sehr ähnlich zu sein, doch ist sie größer. An den Vorderbeinen sind die Schienen etwas länger als die Schenkel; Vordertarsenglieder lang, das erste Glied bedeutend länger als die folgenden vier Glieder zusammen (dieselben sind ebenfalls im allgemeinen länger als bei den übrigen Arten), das zweite Glied ein Drittel länger als das dritte, das vierte und fünfte ungefähr gleich lang. Krallen, Pulvillen und Empodium groß und stark entwickelt. Hinterschienen mit einigen Borsten, erstes Tarsenglied der Hinterbeine ebenfalls etwas beborstet und länger als die vier folgenden Glieder zusammen, das zweite Glied länger als das dritte und das vierte kürzer als das fünfte. Bei dieser ausgezeichneten Art ist sowohl das Rückenschild als auch der Hinterleib ziemlich behaart. Genitalapparat kräftig entwickelt, behaart; Spitze der Haltzangen stielförmig. Dornen der Calcar ziemlich lang, von etwas ungleicher Größe. Analzelle der Flügel offen.

Körperlänge 9 mm. Flügellänge $7^1/_4$ mm.

Privatsammlung des Herrn Prof. R. KLEBS Nr. 1900.

♀ Unbekannt.

### 5. Leptis fascinatoris nov. sp.

Taf. 3, Fig. 11—13.

♂ Erstes Glied der Vordertarsen ein Drittel länger als die letzten vier Glieder zusammen, das zweite ein wenig länger als das dritte, das vierte bedeutend kürzer als das fünfte. Analzelle der Flügel etwas offen.

Privatsammlung des Herrn Prof. Dr. KLEBS, Nr. 2584.

♀ Tarsenglieder etwas kürzer als die des ♂, sonst aber von

gleicher Bildung. Hintere Tarsenglieder länger als die vorderen, das zweite Glied derselben doppelt so lang als das dritte, Krallen, Haftläppchen und Empodium wenig stark entwickelt (Nr. 1853). Analzelle wie beim ♂.

Körperlänge $5\frac{1}{2}$ mm. Flügellänge: 5 mm.

Sammlung der Königl. Geol. Landesanstalt zu Berlin, Nr. 1000, 1006.

Privatsammlung des Herrn Prof. R. Klebs, Nr. 1853, 105, 2579 [1]).

### 6. Leptis fera nov. sp.

Taf. 3, Fig. 14—15.

♀ Erstes Glied der Fühler kurz, das zweite napfförmig, etwas beborstet, das dritte sehr klein, fast eiförmig, die Borste lang, etwas befiedert. Erstes Glied der Vordertarsen ungefähr so lang als das zweite bis fünfte Glied zusammen, das zweite Glied etwas länger als das dritte, das vierte kaum kürzer als das fünfte. An den Tarsen sind die Krallen, die Haftläppchen und das Empodium klein, aber kräftig. Erstes Glied der Hinterbeine deutlich länger als das zweite bis fünfte Glied zusammen, das zweite ebenso lang als das dritte und das vierte etwas länger als das fünfte. Analzelle ein wenig offen.

Körperlänge $4\frac{1}{2}$ mm. Flügellänge $3\frac{1}{2}$ mm.

Privatsammlung von Herrn Dr. R. Klebs, Nr. 2573, 1885.

♂ Tarsenkrallen etwas kräftiger als beim ♀.

Sammlung der Königl. Geol. Landesanstalt zu Berlin, Nr. 1004.

Anmerkung: Seiner kleinen Tarsenkrallen wegen unterscheidet sich diese Art sofort von allen anderen *Leptis*-Arten des Bernsteins.

### 7. Leptis ignava nov. sp.

Taf. 3, Fig. 16—17.

♂ Diese Art unterscheidet sich auf den ersten Blick durch die Breite der Flügel und durch seine bedeutendere Größe. Metatarsus der Mittelbeine [2]) etwas länger als das zweite bis fünfte Tarsenglied zusammen, das zweite Glied kaum länger als das dritte, das vierte etwas kürzer als das fünfte. Krallen, Haftläppchen

[1]) Infolge der Fossilisation scheint bei diesem Stück das erste Glied der Tarsen ebenso lang als die folgenden vier Glieder; an den Hintertarsen sind die Charaktere mit den zwei anderen beschriebenen Stücken gleich.

[2]) Die vorderen Metatarsen sind nicht zu erkennen.

und Empodium sehr stark entwickelt. Analzelle ziemlich weit offen. Der Hinterleib dieses Insekts scheint stark behaart gewesen zu sein. Die Genitalien stark und kräftig entwickelt[1]).

Körperlänge $10^1/_2$ mm. Flügellänge 9 mm.

Privatsammlung von Herrn Prof. KLEBS, Nr. 108.

♀ Unbekannt.

## Gattung Atherix MEIG.

### 1. Atherix evecta nov. sp.

Taf. 3, Fig. 18—20; Taf. 4, Fig. 1.

♂ Fühler kräftig: die ersten zwei Glieder derselben kurz, das dritte Glied nierenförmig; Fühlerborste lang, behaart und an der Basis verdickt. Hinterkopf, Taster, Thorax und Schildchen dicht behaart. Schenkel der Vorderbeine behaart und ein wenig kürzer als die Schienen. Vordere Tarsenglieder kurz, Metatarsus etwas länger als die folgenden vier Tarsenglieder zusammen, das zweite Glied etwas länger als das dritte, das vierte kürzer als das fünfte. An den Hinterbeinen ist das zweite Tarsenglied deutlich länger als das dritte, das vierte kürzer als das fünfte (Nr. 305). Genitalien groß, kolbig. Analzelle kaum offen.

Körperlänge 4—5 mm. Flügellänge $3—3^1/_2$ mm.

Privatsammlung des Herrn Prof. R. KLEBS, Nr. 110. α. 341, 305.

♀ Tarsenglieder der Vorderbeine länger als beim ♂, das zweite Glied länger als das dritte und das vierte kürzer als das fünfte. Hintere Tarsenglieder länger als die vorderen, das dritte Glied halb so lang als das zweite, das vierte etwas kürzer als das fünfte. Endlamellen der Legeröhre eirund, behaart (Nr. 351). Analzellen der Flügel ein wenig offen.

Körperlänge 4—5 mm. Flügellänge $3—3^1/_2$ mm.

Sammlung der Königl. Geol. Landesanstalt zu Berlin, Nr. 1003.

Privatsammsung von Herrn Prof. KLEBS, Nr. 351, 25, 2587, 3900, 2574, 215, 1928, 1940, 2578, 2576, 2585, 1937, 3432, α. 451, 449, 295, 47, 450, 455, 351.

Anmerkung: Diese Art ist leicht durch die Merkmale der Tarsenglieder zu erkennen.

[1]) Die Diagnose dieser Art muß noch vervollständigt und ergänzt werden, wenn erst mehrere Exemplare derselben aufgefunden worden sind.

### 2. Atherix examinata nov. sp.

Taf. 3, Fig. 21; Taf. 4, Fig. 2 und 3.

♂ Diese Art ist etwas kleiner als die vorige; sie unterscheidet sich auch noch von ihr durch den Metatarsus der Vorderbeine, welcher ungefähr ebenso lang ist als die folgenden vier Tarsenglieder zusammen; das zweite Glied ist etwas länger als das dritte und das vierte ein wenig kürzer als das fünfte. Krallen der Tarsen ziemlich schlank. Genitalien sehr groß und kolbig; äußere Analanhänge etwas behaart.

Körperlänge $3^1/_2$ mm. Flügellänge 3 mm.

Privatsammlung von Herrn Prof. Dr. Klebs, *a*. 388.

♀ Zweites Tarsenglied der Vorderbeine etwas länger als das dritte, das vierte merklich kürzer als das fünfte. Tarsenglieder der Vorderbeine ungefähr von gleicher Länge wie diejenigen der Hinterbeine. Metatarsus ein wenig länger als die folgenden vier Tarsenglieder zusammen, das zweite merklich länger als das dritte, das vierte kürzer als das fünfte. Krallen sehr schlank. Die zwei Endlamellen der Legeröhre kräftig entwickelt, eirund. Analzelle an den Flügeln kaum ein wenig offen (Nr. 3427).

Körperlänge $3^1/_2$—4 mm. Flügellänge $3^1/_2$ mm.

Privatsammlung des Herrn Prof. R. Klebs, Nr. 3427, 1871, 4808, *a*. 399, 323.

### 3. Atherix exigua nov. sp.

Taf. 3, Fig. 22.

♀ Diese Art ist durch seine Kleinheit sofort von den anderen *Atherix*-Arten zu unterscheiden. Tarsenglieder der Vorderbeine kurz, Metatarsus etwas länger als die folgenden vier Tarsenglieder zusammen, das zweite Glied länger als das dritte, das vierte etwas kürzer als das fünfte. Unterseite der Hinterschenkel mit einigen langen Borstenhaaren. An den Flügeln ist die Analzelle geschlossen[1]).

Körperlänge $2^3/_4$ mm. Flügellänge $2^1/_2$ mm.

Privatsammlung des Herrn Prof. R. Klebs, Nr. 400.

♂ Unbekannt.

---

[1]) Die Beschreibung dieser Art muß noch ergänzt werden nach Auffindung von mehreren Exemplaren derselben.

## II. Phoridae.

### Gattungstafel der fossilen Phoriden.

I. Drittes Fühlerglied keilförmig, dicht behaart. Fühlerborste endständig.

**1. Conicera** MEIGEN.

II. Drittes Fühlerglied scheibenförmig. Fühlerborste rückenständig.

a) Mittelschienen ohne Dornen.

**2. Aphiochaeta**[1]) (*Phora* plur. auct.)

aa) Mittelschienen an der Basis mit einem oder mehreren Dornen. **3. Phora** MEIGEN.

Tafel zur Bestimung der fossilen *Conicera*-Arten.

Drittes Fühlerglied keilförmig. Fühlerborste endständig.

**Conicera eocenica** nov. sp.

Tafel zur Bestimmung der fossilen *Aphiochaeta*-Arten.

II. Vordere Tarsenglieder kurz.

aa) Vorderer Metatarsus um ein Drittel kürzer als die folgenden zwei Tarsenglieder zusammengenommen.

**1. Aphiochaeta inflata** nov. sp. ♂♀.

aaa) Vorderer Metatarsus um ein Viertel kürzer als die folgenden zwei Tarsenglieder zusammen.

**2. Aphiochaeta sepulta** nov. sp. ♂♀.

aaaa) Vorderer Metatarsus ebenso lang (♂) oder kaum länger (♀) als die folgenden zwei Tarsenglieder zusammen. **3. Aphiochaeta exporrecta** nov. sp. ♂♀.

[1]) In seiner vortrefflichen Arbeit über die Phoriden reiht BECKER (die Phoriden, Wien 1901) diese Insektenkategorie der Gattung *Phora* ein. In zwei früheren Abhandlungen: 1. Sur quelques diptères du Copal, etc. Miscellanea Entomologica, vol. XIII, p. 29; Narbonne 1905, und 2. Nouvelles recherches sur quelques diptères et hyménoptères du Copal fossil »dit de Zanzibar«, Revue scientifique du Bourbonnais, p. 210—212; Moulins 1906, folgte ich der Anschauungsweise BECKER's. Nun hat aber seither BRUES die Gattung *Phora* der Autoren in die wirkliche Gattung *Phora* und die Gattung *Aphiochaeta* eingeteilt, indem er dabei die An- oder Abwesenheit von Dornen an den Mittelschienen in Betracht zog.

III. Vordere Tarsenglieder kurz.

⊙⊙ Vordere Tarsenglieder verdickt. Vorderer Metatarsus kaum kürzer als die zwei folgenden Tarsenglieder zusammen.

**4. Aphiochaeta lauta** nov. sp. ♂♀.

⊙⊙⊙ Vordere Tarsenglieder ziemlich schlank (7). Vorderer Metatarsus um ein Drittel länger als die folgenden zwei Glieder zusammen.

**5. Aphiochaeta insolita** nov. sp. ♀.

Bestimmungstafel der fossilen *Phora*-Arten.

I. Vorder- und Hinterschenkel verdickt.

\+ Vordere Tarsenglieder kurz.

⊙ Vorderer Metatarsus ungefähr ebenso lang als die zwei folgenden Glieder zusammen.

**1. Phora territa** nov. sp. ♂.

⊙⊙ Vorderer Metatarsus viel kürzer als die zwei folgenden Tarsenglieder zusammen.

**2. Phora inclusa** nov. sp.

⊙⊙⊙ Vorderer Metatarsus kaum kürzer als die folgenden zwei Tarsenglieder zusammen.

**3. Phora alaceris** nov. sp.

⊙⊙⊙⊙ Vorderer Metatarsus ebenso lang als die zwei folgenden Tarsenglieder zusammen.

**4. Phora vetusta** nov. sp.

\++ Vordere Tarsenglieder mäßig lang. Vorderer Metatarsus ungefähr ein Drittel länger als die folgenden zwei Glieder zusammen.

**5. Phora petulans** nov. sp.

\+++ Vordere Tarsenglieder ziemlich lang.

⊙⊙⊙ Vorderer Metatarsus kaum länger als die folgenden zwei Tarsenglieder zusammen.

**6. Phora concitata** nov. sp.

II. Nur die Hinterschenkel verdickt.

\+ Vordere Tarsenglieder ziemlich kurz.

a) Vorderer Metatarsus um ein Drittel länger als die folgenden zwei Glieder zusammen.

7. **Phora concinna** nov. sp.

++ Vordere Tarsenglieder kurz.

aa) Vorderer Metatarsus kurz, kaum länger als die folgenden zwei Glieder zusammen.

8. **Phora impedita** nov. sp.

+++ Vordere Tarsenglieder etwas verlängert.

aaa) Vorderer Metatarsus um ein Viertel kürzer als die zwei folgenden Glieder zusammen.

9. **Phora abducta** nov. sp.

++++ Vordere Tarsenglieder kurz.

aaaa) Vorderer Metatarsus etwas kürzer als die folgenden zwei Glieder zusammen.

10. **Phora ablata** nov. sp.

III. Hinterschenkel sehr verdickt.

b) Vordere Tarsenglieder kurz.

X Vorderer Metatarsus merklich kürzer die zwei folgenden Glieder zusammen.

11. **Phora eridana** nov. sp.[1]).

bb) Vordere Tarsenglieder verlängert.

X X Vorderer Metatarsus ebenso lang als die folgenden zwei Glieder zusammen.

12. **Phora trepida** nov. sp.

IV. Hinterschenkel einfach.

\+ Vordere Tarsenglieder ziemlich lang. Vorderer Metatarsus um ein Drittel länger als die folgenden zwei Glieder zusammen.

13. **Phora vincta** nov. sp.

++ Vordere Tarsenglieder kurz. Vorderer Metatarsus kurz, um ein Viertel länger als die folgenden zwei Glieder zusammen.

14. **Phora corrupta** nov. sp.

---

[1]) Bei dieser Art sind auch die Vorderschenkel etwas verdickt

## Beschreibung der Arten.

### Gattung Conicera Meigen.

#### Conicera eocenia nov. sp.

Taf. 4, Fig. 4—6.

♂ Stirn beiderseits deutlich beborstet, die Taster ebenfalls beborstet. Die zwei ersten Fühlerglieder kurz, das dritte Glied länglich keilförmig, behaart; die Fühlerborste endständig, lang, an der Basis verdickt und fein behaart. Vordere Tarsenglieder ziemlich kurz und etwas verdickt; Schienen mit zwei Borsten nahe der Basis; der Metatarsus so lang als das zweite und dritte Glied zusammen, das dritte Glied kaum etwas kürzer als das zweite, das vierte und das fünfte ungefähr gleich lang. Tarsenklauen dünn. Schenkel der Mittelbeine ein wenig verdickt; Metatarsus länger als die folgenden zwei Glieder zusammen, das vierte und fünfte Tarsenglied ungefähr von gleicher Länge. Hinterschenkel sehr merklich verdickt, die Tarsenglieder dieser Beine kräftig und länger als die der Mittelbeine, Metatarsus ebenfalls merklich länger als die zwei folgenden Tarsenglieder zusammen und auf der Unterseite mit einigen Borsten; das zweite Tarsenglied etwas länger als das dritte und die beiden letzten Glieder ungefähr gleich lang. Schienen der Mittel- und Hinterbeine mit einigen Dornen versehen.

Körperlänge 1 1/4 mm. Flügellänge 1 mm.

Sammlung der Königlichen Bernsteinwerke zu Königsberg, Nr. 8825[1]).

♀ Gleicht dem ♂. Es liegt mir nur ein einziges Stück ♀ dieser Art vor, welches verdickte Schwinger hat und bei welchem der Stiel aus zwei Teilen zu bestehen scheint.

Körperlänge 1 1/4 mm. Flügellänge 1 mm.

Sammlung der Königlichen Bernsteinwerke zu Königsberg, Nr. 6878.

[1]) Anmerkung: Auch bei diesem Stücke sind die Flügel so schlecht erhalten, daß es unmöglich ist, das Flügelgeäder eingehend zu beschreiben.

## 2. Gattung Aphiochaeta Brues.

### 1. Aphiochaeta inflata nov. sp.

Taf. 4, Fig. 7—10.

♂ Stirn beiderseits beborstet. Untergesicht etwas eingedrückt. Drittes Fühlerglied ziemlich groß, abgerundet; Fühlerborste lang und aus zwei Teilen bestehend, wovon der erste Teil länger ist als der zweite; das Peitschenglied an der Basis verdickt und fein behaart (Nr. 1675). Taster etwas erweitert, beborstet; Lippen fleischig. Rückenschild kurz behaart, am hinteren Teil desselben mit einigen langen Makrocheten. Vordere und hintere Schenkel einfach und die Schienen der Vorderbeine ohne Dornen am Ende. Vordere Tarsenglieder ziemlich kurz, Metatarsus ungefähr so lang als das zweite und dritte Glied zusammen, das zweite etwas länger als das dritte und die beiden letzten Glieder ungefähr von gleicher Länge, Krallen klein und dünn. Mittelschienen mit einem langem Dorne am Ende, die Tarsen dieser Beine etwas länger als die Vordertarsen, der Metatarsus mit kurzen Dörnchen und ungefähr so lang als die folgenden zwei Tarsenglieder zusammen, das zweite Glied wieder länger als das dritte und die beiden letzten gleich lang. Die Hintertarsen merklich länger als die mittleren. Der Enddorn an den Schienen kürzer als derjenige an den Mittelbeinen. Haltzangen sehr groß und kräftig (*α*. 378). Flügel ziemlich lang, Unterrandader konkav, Kubitalader (nach Girschner) gegabelt, der obere Gabelteil formt die zweite Länge oder Radialader (nach (Girschner).

Körperlänge $1\,^1/_4$ mm. Flügellänge 1 mm.

Privatsammlung von Herrn Prof. R. Klebs *α*. 378.

Sammlung der Königl. Bernsteinwerke zu Königsberg, Nr. 1208, 1675, 7004.

♀ Gleicht dem ♂, Hinterleibsende behaart[1]).

Privatsammlung von Herrn Prof. R. Klebs, Nr. 3062, 3050.

---

[1]) Die Stücke befinden sich leider nicht in so gutem Erhaltungszustande, um die Lamellen der Legeröhre eingehend beschreiben zu können

Sammlung der Königl. Bernsteinwerke zu Königberg, Nr. 1029, 5669.

Körperlänge $^1/_2$—$1\,^3/_4$ mm.

### 2. Aphiochaeta sepulta nov. sp.

Taf. 4, Fig. 11—12.

♂ Diese Art gleicht der vorigen, sie unterscheidet sich von ihr durch Folgendes: die Tarsenglieder der Vorderbeine sind kürzer, der Metatarsus kürzer als die folgenden zwei Glieder, das zweite Glied kaum länger als das dritte und die letzten beiden von ungefähr gleicher Länge, Krallen dünn. Vordere Schienen ohne Enddorn, an den Mittelschienen ist derselbe kürzer als bei *A. inflata*. Das Basalstück der Haltzangen breit, das Endstück stielförmig (Nr. 9462). Flügel lang, Kubitalader (nach Girschner) gegabelt.

Körperlänge $1\,^1/_2$—2 mm. Flügellänge 1—$1\,^1/_4$ mm.

Sammlung der Königl. Bernsteinwerke zu Königsberg, Nr. 4438, 9462, 896.

♀ Gleicht dem Männchen.

Sammlung der Königl. Bernsteinwerke zu Königsberg, Nr. 828, 3129, 3509.

Privatsammlung von Herrn Prof. R. Klebs, Nr. 3064.

### 3. Aphiochaeta exporrecta nov. sp.

Taf. 4, Fig. 13—15.

♂ Vordere Tarsenglieder ziemlich kurz, der Metatarsus ebenso lang als das zweite und dritte Glied zusammen, das zweite Tarsenglied kaum länger als das dritte und das vierte etwas kürzer als das fünfte. Krallen sehr klein, sehr dünn (Nr. 2340). Hintere Tarsenglieder ebenfalls kurz, der Metatarsus etwas verdickt und ein wenig länger als die folgenden zwei Tarsenglieder zusammen, das zweite länger als das dritte, und das vierte ein wenig kürzer als das fünfte.

Körperlänge 1—$1\,^1/_4$ mm. Flügellänge 1 mm.

Sammlung der Königl. Bernsteinwerke zu Königsberg, Nr. 2340, 6316, 6301, 3514, 1153, 2712, 5460.

♀ Vorderer Metatarsus kaum länger als die folgenden zwei

Tarsenglieder zusammen. Drittes Fühlerglied etwas kräftiger entwickelt als beim ♂.

Körperlänge 1—1 1/4 mm. Flügellänge 1 mm.

Sammlung der Königl. Bernsteinwerke zu Königsberg, Nr. 2725, 8616, 3435, 9488, 6283, 1796, 4999.

Privatsammlung des Herrn Prof. R. Klebs, Nr. 3052, 3055.

### 4. Aphiochaeta lauta nov. sp.

Taf. 5, Fig. 1—2.

♂ Größere Art. Vordere Hüften beborstet, die Schenkel etwas verdickt und auf der Unterseite mit einigen kleinen Borsten, vordere Schienen und Tarsen verdickt, der Metatarsus kaum so lang als das zweite und dritte Tarsenglied zusammen, das zweite Glied so lang als das dritte, das vierte ein wenig kürzer als das fünfte. Krallen klein, schlank. Hintere Schenkel ziemlich stark verdickt: die Tarsenglieder mäßig lang, der Metatarsus um ein Viertel länger als die folgenden zwei Tarsenglieder zusammen, das zweite wieder etwas länger als das dritte, das vierte etwas länger als das fünfte. Flügel mäßig lang, breit.

Körperlänge 2 mm. Flügellänge 1 1/2 mm.

Privatsammlung von Herrn Prof. R. Klebs, Nr. 2591 [1]).

♀ Unbekannt.

### 5. Aphiochaeta insolita nov. sp.

Taf. 4, Fig. 16; Taf. 5, Fig. 3.

♂♀ Diese Art ist viel kleiner und weniger robust als *A. lauta*. Die Vorder- und Hinterschenkel sind einfach. Drittes Fühlerglied abgerundet; Fühlerborste mäßig lang. Vordere Tarsenglieder kurz; Metatarsus ein wenig länger als die zwei folgenden Tarsenglieder zusammen, das zweite und dritte Glied ungefähr von gleicher Länge, das vierte kürzer als das fünfte. Die Hintertarsen merklich länger als die vorderen; das zweite Glied länger als das dritte und die zwei letzten Glieder ungefähr gleich lang. Flügel mäßig

[1]) Leider sind bei dem einzigen Exemplare, das mir vorliegt, weder der Kopf noch die Genitalien so erhalten, um sie beschreiben zu können.

lang, mäßig breit, Unterrandader fast gerade, Kubitalader gegabelt.

Körperlänge 1 mm, Flügellänge 1 mm.

Sammlung der Königl. Bernsteinwerke z. Königsberg, Nr. 8803.

## Genre Phora Meigen.

### 1. Phora territa nov. sp.

Taf. 4, Fig. 17—18; Taf. 5, Fig. 6—7.

♂ Beine kräftig. Vordere und hintere Schenkel verdickt. Vordere Schienen mit einem Dorne auf der Mitte, Tarsenglieder kurz, Metatarsus so lang als die zwei nächsten Glieder zusammen, das zweite Glied kaum länger als das dritte, das vierte etwas kürzer als das fünfte. Krallen sehr klein, sehr dünn (Nr. 8150). Mittlere Tarsenglieder etwas länger als die vorderen, Metatarsus ebenfalls länger als derjenige der Vorderbeine, Schienen mit zwei Borstenpaaren, wovon das eine derselben an der Basis und das andere am Ende sich befindet. Hintere Tarsenglieder länger und stärker als die mittleren, Metatarsus wieder etwas länger als die folgenden zwei Tarsenglieder zusammen. Hinterschienen mit zwei ungefähr gleichlangen Dornen am Ende. Flügel abgerundet, Kubitalader einfach, Diskoidalader fast gerade, zweite Diskoidalader od. (Teilungsader (nach Brauer) ebenfalls gerade, Analader sichtbar und die Axillarader etwas bogig.

Sammlung der Königl. Bernsteinwerke zu Königsberg, Nr. 3715, 8150, 3052.

Körperlänge 1 mm. Flügellänge $^3/_4$ mm.

### 2. Phora inclusa nov. sp.

Taf. 5, Fig. 4—5.

♂ Diese Art, von welcher mir nur ein einziges Exemplar vorliegt, ist auf den ersten Blick durch die Morphologie der Vorderbeine erkenntlich. Die Vorderschenkel sowohl als auch die Vorderschienen sind etwas verdickt, die Schenkel sind auf der Innenseite dünn behaart und die Schienen auf der Außenseite. Tarsenglieder kurz, der Metatarsus viel kürzer als die folgenden zwei Tarsenglieder zusammen, das zweite Glied etwas länger als das dritte und das

vierte etwas kürzer als das fünfte Glied. Mittelschienen mit einem Dorne an der Basis. Flügel abgerundet, Flügelrand bis zur dritten Längsader (Kubitalader)[1]) beborstet; diese letztere in ihrem Verlauf einfach.

Körperlänge 1 mm, Flügellänge $^3/_4$ mm.

Sammlung der Königlichen Bernsteinwerke zu Königsberg, Nr. 2420.

♀ Unbekannt.

### 3. Phora alaceris nov. sp.

Taf. 5, Fig. 8—10; Taf. 6, Fig. 1.

♂ Diese Art ist größer als *Ph. territa*. Stirn beiderseits stark beborstet; drittes Fühlerglied groß, rundlich, kurz aber deutlich behaart; Fühlerborste lang, fein behaart. Taster ebenfalls stark beborstet. Vordere und hintere Schenkel verdickt, die Schienen der vorderen sowohl als auch der hinteren Beine an der Basis mit einer sehr auffallenden, großen Borste; Vordertarsen kurz, Metatarsus kaum etwas kürzer als die folgenden zwei Tarsenglieder zusammen, das zweite Glied kaum länger als das dritte, das vierte etwas kürzer als das fünfte. Mittelschienen mit zwei Borsten an der Basis und zwei ebensolchen am Ende. Hintere Tarsenglieder länger, Metatarsus verdickt und mit einigen Borsten an der Unterseite, merklich länger als die folgenden zwei Glieder zusammen, das zweite Tarsenglied länger als das dritte, das vierte und das fünfte ungefähr von gleicher Länge. Krallen klein, sehr dünn. Genitalien sehr stark entwickelt, Haltzangen an der Basis eine Art Höcker formend und dann lanzettenförmig zugespitzt, mäßig verdickt, etwas behaart am äußersten Ende.

Körperlänge $1^3/_4$ mm. Flügellänge $1^1/_4$ mm.

Privatsammlung von Herrn Prof. Dr. R. Klebs, *a*. 324.

Anmerkung: Bei dem einzigen mir vorliegenden Stücke sind die Flügel leider so schlecht erhalten, daß sie nicht beschrieben werden können.

♀ Unbekannt.

[1]) Nomenklatur von Girschner, s. Becker, die Phoriden, S. 9.

### 4. Phora vetusta nov. sp.

♂ Diese Art unterscheidet sich sogleich von *Ph. inclusa*. Die Tarsenglieder sind weniger stark, und der Metatarsus ist ungefähr von derselben Länge wie die folgenden zwei Glieder zusammen genommen; das zweite Tarsenglied kaum länger als das dritte, das vierte ein wenig kürzer als das fünfte Glied. Die Flügel sind abgerundeter und länger als bei *Ph. inclusa*. Die Mittelschienen haben zwei kleine Dornen an der Basis, und die Hinterschienen besitzen einige kleine dornartige Borsten (Nr. 6701).

Körperlänge $^3/_4$ mm. Flügellänge $^1/_2$ mm.

Sammlung der Königl. Bernsteinwerke zu Königsberg, Nr. 6701, 6478.

♀ Unbekannt.

### 5. Phora petulans nov. sp.

Taf. 5, Fig. 11—13.

♂ Vordere Schenkel einfach, Schienen beborstet, mit einem mäßig langen Dorn gegen die Mitte zu, zwei Enddornen. Vordere Tarsenglieder ziemlich kurz; Metatarus ungefähr ein Drittel länger als die folgenden zwei Tarsenglieder zusammen, das zweite Glied etwas länger als das dritte, das vierte kaum so lang als das fünfte. Krallen sehr klein, sehr dünn (Nr. 3366). Hintere Schenkel mäßig verdickt, auf der Unterseite mit kleinen Börstchen; Schienen an der Basis mit einer langen Borste, mit zwei ebensolchen gegen die Mitte zu und dann noch einigen anderen, wovon die zwei längsten am Schienenende sich befinden. Hintere Tarsenglieder lang. Metatarsus ebenfalls lang, auf der Unterseite mit einigen Borsten, derselbe ist länger als die folgenden zwei Tarsenglieder zusammen, das zweite Glied ein Drittel länger als das dritte, die zwei letzten ungefähr von gleicher Länge (Nr. 1956). Flügel (Nr. 1799) lang, breit; Kubitalader gegabelt, der obere Gabelteil oder die Brachialader (nach Girschner) dem Ende der Kubitalader (dritte Längsader nach Girschner) sehr genähert[1]).

Körperlänge $1^3/_4$—2 mm. Flügellänge $1^1/_2$ mm.

[1]) Die Basis der Kubitalader ist, wahrscheinlich infolge der Fossilisation, sehr wenig sichtbar.

Sammlung der Königl. Bernsteinwerke zu Königsberg, Nr. 1799, 1954, 1408, 3323.

Privatsammlung von Herrn Prof. R. Klebs, Nr. 3066.

♀ Unbekannt.

### 6. Phora concitata nov. sp.

Taf. 5, Fig. 14—15; Taf. 6, Fig. 2.

♂ Vorderschienen mit einer Borste an der Basis und einer ebensolchen am Ende. Vordere Tarsenglieder mäßig lang, Metatarsus kaum länger als die folgenden zwei Tarsenglieder zusammen, das zweite Glied wieder länger als das dritte und die zwei letzten Glieder ungefähr von gleicher Länge[1]). Hinterschienen mit zwei Endborsten, wovon die eine viel länger als die andere ist; Tarsenglieder merklich länger als die vorderen, Metatarsus ungefähr ebenso lang als die folgenden zwei Glieder zusammen, das zweite Glied länger als das dritte, die letzten beiden ungefähr gleich lang. Krallen ziemlich klein und dünn[2]). Flügelgeäder undeutlich und daher nicht zu beschreiben.

Körperlänge $2^1/_2$ mm. Flügellänge 2 mm.

Privatsammlung von Herrn Prof. R. Klebs, Nr. 2590.

♀ Unbekannt.

### 7. Phora concinna nov. sp.

Taf. 5, Fig. 16; Taf. 6, Fig. 3.

Stirn jederseits mit vier Borsten, am Scheitel noch drei andere. Vordere Schienen einfach, Schienen merklich kürzer als die Schenkel und ohne Borsten, Metatarsus ungefähr so lang als das zweite und dritte Tarsenglied zusammen; das zweite Glied ein wenig länger als das dritte, das vierte kaum kürzer als das fünfte. Krallen ziemlich dünn. Mittlere Schienen einfach, mit zwei langen Borsten an der Basis (bei dem einzigen mir vorliegenden Stücke). Hintere Schenkel verdickt und kurz beborstet, die

---

[1]) Diese Charaktermerkmale müssen noch an anderen Stücken kontrolliert werden, da das mir vorliegende Fossil zu schlecht erhalten ist, um eine definitive Diagnose abzugeben.

[2]) Die übrigen Merkmale sind zu wenig erkennbar, um beschrieben werden zu können.

Schienen ebenfalls verdickt und mit einigen langen Borsten an der Basis, die äußere Seite der Schienen mit einer stufenförmigen Einkerbung, die recht deutlich wahrnehmbar ist, am Ende befinden sich einige auffallende Borsten, Metatarsus verdickt, kurz aber dicht behaart und auf der Unterseite mit einigen Borsten, das zweite Tarsenglied etwas länger als das dritte, und das vierte wieder etwas länger als das fünfte Glied. Das Flügelgeäder ist sehr undeutlich.

Körperlänge 2 mm. Flügellänge 2 mm.

Privatsammlung von Herrn Prof. R. Klebs, *a*. 413.

Anmerkung: Wegen der eigentümlichen Form der Hinterbeine ist diese Art eine der interessantesten der vorgefundenen Phoriden des Bernsteins.

### 8. Phora impedita nov. sp.

Taf. 6, Fig. 4—6.

♂ Vordere Tarsenglieder kurz, Metatarsus (kurz) kaum länger als die folgenden zwei Glieder zusammen, das zweite Glied etwas länger als das dritte, das vierte kürzer als das fünfte. Krallen sehr kurz, sehr dünn. Hinterbeine dicker als die vorderen; Schenkel verdickt, Schienen an der Außenseite von der Basis bis zur Mitte mit drei Borsten, am Ende ebenfalls mit zwei langen Borsten, Tarsenglieder merklich länger als die vorderen, sonst aber von derselben Struktur, nur der Metatarsus etwas verdickt. Flügel so lang als der Körper, abgerundet am Ende. Randader weit vor der Flügelspitze endigend; Kubitalader einfach und ungefurcht erscheinend[1]).

Körperlänge 1 mm. Flügellänge 1 mm.

Sammlung der Königl. Bernsteinwerke zu Königsberg, Nr. 6144.

Privatsammlung von Herrn Prof. R. Klebs, *a*. 327.

### 9. Phora abducta nov. sp.

Taf. 6, Fig. 7—9.

♂? Vordertarsen mäßig verlängert, Metatarsus ein Viertel kürzer als die zwei folgenden Tarsenglieder zusammen, das zweite

[1]) Um diese Charaktermerkmale endgültig sicher zu stellen, müßten erst noch mehrere Stücke dieser Art aufgefunden werden.

Glied nur weniger länger als das dritte und die beiden letzten ungefähr gleich lang. Krallen klein, aber ziemlich kräftig. Mitteltarsen länger als die vorderen, Schienen an der Basis mit einer sehr langen und einer kürzeren Borste, am Ende mit einer ebensolchen, Metatarsus etwas länger als die zwei folgenden Tarsenglieder zusammen. Hintere Tarsen länger als die mittleren; Hinterschenkel verdickt, Schienen auf der Außenseite mit kurzen Börstchen mit zwei Borsten an der Basis und zwei ebensolchen am Ende, Metatarsus mit kurzen Börstchen und länger als die folgenden zwei Glieder zusammen, das zweite Tarsenglied merklich länger als das dritte und dieses länger als das vierte, die beiden letzten Glieder ungefähr gleich lang. Krallen sehr dünn und kurz (Nr. 8710). Flügel mit gegabelter Kubitalader, erste Diskoidalader etwas bogig, zweite Diskoidalader gerade, die Axillarader fast gerade.

Körperlänge $1\,^1/_4$ mm. Flügellänge 1 mm.

Sammlung der Königlichen Bernsteinwerke zu Königsberg, Nr. 8310, 8168.

### 10. Phora ablata nov. sp.

Taf. 6, Fig. 10—11.

Stirn stark beborstet. Fühler groß, drittes Fühlerglied ebenfalls groß, Fühlerborste an der Basis verdickt, fein bewimpert, lang. Taster mit einigen starken Borsten. Vordere Schenkel mäßig verdickt, Schienen kräftig, und von der Mitte ab bis zum Ende mit einigen auffallenden Borsten. Vordere Tarsenglieder mäßig lang, der Metatarsus etwas kürzer als die folgenden zwei Glieder zusammen, das zweite Glied etwas länger als das dritte, das dritte kaum länger als das vierte und das fünfte ein wenig länger als das vierte. Seiner Größe und der starken Krallen wegen unterscheidet sich diese Art auf den ersten Blick von allen anderen *Phora*-Arten des Bernsteins.

Körperlänge 3 mm. Flügellänge 2 mm.

Sammlung der Königlichen Bernsteinwerke zu Königsberg, Nr. 2509.

### 11. Phora eridana nov. sp.

Taf. 6, Fig. 12—13; Taf. 7, Fig. 1.

♂ Vordere Schenkel verdickt, Schienen merklich kürzer als die Schenkel, gegen die Mitte zu mit einer kleinen Borste, das Ende unbeborstet; Tarsenglieder kurz, Metatarsus merklich kürzer als die folgenden zwei Glieder zusammen, das zweite Glied etwas länger als das dritte und die beiden letzten Glieder ungefähr gleich lang. Mittelschienen mit zwei Borsten, wovon die eine an der Basis und die andere gegen die Mitte zu sich befindet, am Ende der Schienen ebenfalls zwei Borsten; Tarsenglieder merklich länger als die vorderen, Metatarsus länger als die drei folgenden Glieder zusammen, das zweite länger als das dritte, das vierte kürzer als das fünfte Glied. Krallen sehr klein und sehr dünn. Hintere Schenkel verdickt, Schienen ebenfalls etwas verdickt und gegen die Mitte zu mit einer kleinen Borste, am Ende der Schienen zwei Borsten, die Tarsenglieder länger als diejenigen der Mittelbeine, der Metatarsus mäßig lang, kürzer als die drei folgenden Glieder zusammen, das zweite Glied länger als das dritte, die zwei letzten Glieder ungefähr von gleicher Länge. Genitalien groß, dick, behaart, die Haltzangen stielförmig[1]).

Körperlänge 1 mm. Flügellänge $^3/_4$ mm.

Privatsammlung von Herrn Prof. R. Klebs, Nr. 2596.

### 12. Phora trepida nov. sp.

Taf. 6, Fig. 14, Taf. 7, Fig. 2—4.

♀ Vordere Schenkel mäßig verdickt (Nr. 5668), Schienen an der Basis mit zwei Borsten und einer langen Borste am Ende, Vordertarsen verlängert, Metatarsus ungefähr so lang als die folgenden zwei Glieder zusammen, das zweite Glied ein wenig länger als das dritte und das vierte etwas länger als das fünfte. Krallen dünn; Mittelschenkel verdickt, Schienen mit zwei Borsten gegen die Mitte zu und mit zwei ebensolchen am Ende. Hintere Schenkel verdickt, Schienen mit zwei langen Endborsten; Tarsen-

[1]) Leider sind die Genitalien in so schlechtem Erhaltungszustande, daß man abwarten muß, bis mehrere Stücke dieser Art eine Vergleichung und genaue Beschreibung gestatten.

glieder lang, Metatarsus auf der Unterseite beborstet und ebenso lang als die folgenden zwei Glieder zusammen, das zweite Glied merklich länger als das dritte, das vierte Glied ein wenig länger als das fünfte. Krallen klein und dünn (Nr. 1242). Flügel (Nr. 409) lang, breit, Kubitalader gegabelt, erste und zweite Diskoidalader ein wenig geschwungen.

Körperlänge 2—2½ mm. Flügellänge 2 mm.

Sammlung der Königl. Bernsteinwerke zu Königsberg, Nr. 409, 1242, 4992, 6034, 5668, 3965, 2422, 8020.

Privatsammlung von Herrn Prof. R. Klebs, Nr. 3063.

♂ Unbekannt.

### 13. Phora vincta nov. sp.

Taf. 7, Fig. 5—10.

♂ Kopf etwas abgeplattet; Stirn mit einigen Borsten und bei den Orellen ebenfalls mit einigen Borsten, Vordere Schienen auf der Außenseite mit einigen Borsten, Metatarsus mäßig lang, ein Drittel länger als die folgenden zwei Glieder zusammen, das zweite Glied wieder etwas länger als das dritte, das vierte merklich kürzer als das fünfte. Tarsenkrallen mäßig lang, ziemlich dünn; Mittelschienen mit zwei Borsten an der Basis und zwei ebensolchen am Ende, Metatarsus deutlich länger als derjenige der Vordertarsen; Hinterschienen an der Außenseite mit einigen langen Borsten und am Ende mit ebenfalls zwei etwas kürzeren Borsten, Flügel länger als der Körper; Unterrandader vom Rande entfernt laufend, Kubitalader gegabelt, erste Diskoidalader kaum geschwungen, die zweite fast gerade.

Körperlänge 2 mm. Flügellänge 1½ mm.

Sammlung d. Königl. Bernsteinwerke zu Königsberg, Nr. 9118[1]).

♀ Unbekannt.

### 14. Phora corrupta nov. sp.

Taf. 7, Fig. 11—12.

♂ Drittes Fühlerglied mäßig groß. Vordere Hüften ziemlich verdickt, Schenkel einfach, Schienen mit einer Borste vor der

[1]) Nach dem Auffinden mehrerer Stücke dieser Art kann die Beschreibung derselben vielleicht noch vervollständigt werden.

Mitte, Tarsenglieder kurz, Metatarsus ein Viertel kürzer als das zweite und dritte Glied zusammen, die genannten zwei Tarsenglieder fast von gleicher Länge, das vierte Glied kürzer als das fünfte, Krallen sehr klein, sehr dünn. Hintere Schienen ebenfalls mit einer Borste vor der Mitte und zwei ebensolchen am Ende; Tarsenglieder stark, Metatarsus verdickt und ungefähr so lang als das zweite und dritte Tarsenglied zusammen, das zweite Glied etwas länger als das dritte und die beiden letzten ungefähr von gleicher Länge.

Körperlänge 1 3/4 mm. Flügellänge 1 1/2 mm.

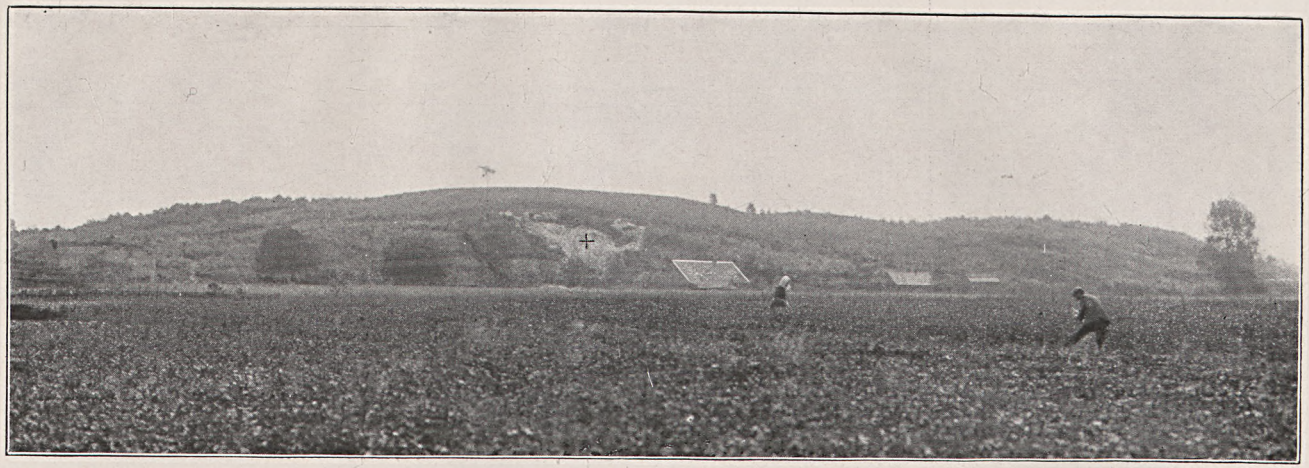
Sammlung der Königl. Bernsteinwerke zu Königsberg, Nr. 7038.

---

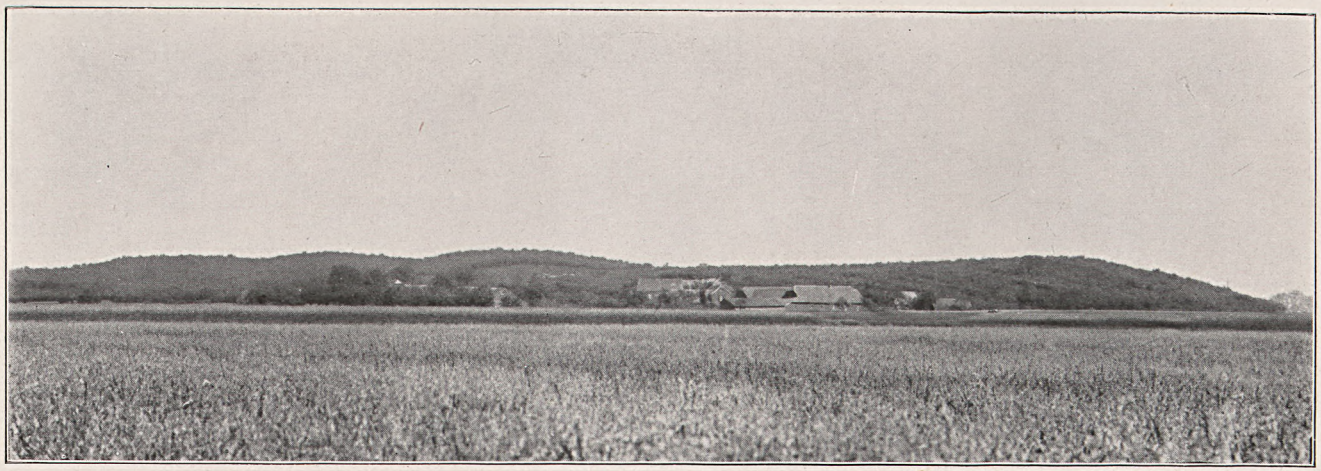
## Inhaltsverzeichnis.


| | Seite |
|---|---|
| *Aphiochaeta* | 66, 75 |
| » *copalina* Meun. | 67 |
| » *ethiopia*[1]) Meun. | 67 |
| » *exporrecta* nov. sp. | 75, 80 |
| » *inflata* nov. sp. | 75, 79 |
| » *insolita* nov. sp. | 76, 81 |
| » *lauta* nov. sp. | 76, 81 |
| » *sepulta* nov. sp. | 75, 80 |
| *Atherix* | 65, 67 |
| » *evecta* nov. sp. | 68. 73 |
| » *examinata* | 69, 74 |
| » *exigua* nov. sp. | 69, 74 |
| *Chrysopila* | 65 |
| *Conicera* | 67, 75 |
| » *eocenica* nov. sp. | 75, 78 |
| *Leptiden* | 64, 67 |
| *Leptis* | 65, 67, 68 |
| » *expassa* | 68, 69 |
| » *exporrecta* nov. sp. | 68, 70 |
| » *exposita* nov. sp. | 68, 71 |
| *Leptis exsanguis* nov. sp. | 68, 70 |
| » *fascinatoris* nov. sp. | 68, 71 |
| » *fera* nov. sp. | 68, 72 |
| » *ignava* nov. sp. | 68, 72 |
| *Palaeochrysopila* | 65 |
| *Phora* | 65, 67, 75 |
| » *abducta* nov. sp. | 77, 86 |
| » *ablata* nov. sp. | 77, 87 |
| » *alaceris* nov. sp. | 76, 83 |
| » *concinna* nov. sp. | 77, 85 |
| » *concitata* | 76, 85 |
| » *corrupta* nov. sp. | 77, 89 |
| » *eridana* nov. sp. | 77, 88 |
| » *impedita* nov. sp. | 77, 86 |
| » *inclusa* nov. sp. | 76, 82 |
| » *petulans* nov. sp. | 76, 84 |
| » *territa* nov. sp. | 76, 82 |
| » *trepida* nov. sp. | 77, 88 |
| » *vetusta* nov. sp. | 76, 84 |
| » *vincta* nov. sp. | 77, 89 |
| *Phoriden* | 65, 75 |


[1]) Lies: *Ethiopica.*



**Die Westseite des Rayer Berges mit der Hauptfundstelle der Conchylien (+).** Im Vordergrunde die Niederterrasse.



**Der Eyler Berg, von der Westseite gesehen.**

Zu Seite 91.

# Über einen fossilführenden Horizont im Hauptterrassendiluvium des Nieder-Rheins.

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

Mit einer Texttafel.

---

Im Herbst vorigen Jahres (1908) führte mich ein dienstlicher Auftrag für einige Zeit nach Mörs und gab mir dadurch Gelegenheit, das dortige Gebiet geologisch kennen zu lernen. Ich habe diese Untersuchung dann im Frühjahr fortgesetzt. Dabei richtete ich meine Aufmerksamkeit auf jene auffälligen, in einer NNW.-SSO. verlaufenden Richtung angeordneten Einzelberge, die sich westlich und nordwestlich genannter Stadt aus der ebenen Fläche der Niederterrassenstufe des Rheins unvermittelt herausheben.

Der Gulixberg ist der südlichste und niedrigste von ihnen. Dann folgt der Rayerberg, der Eyllsche Berg, der Dachsberg und etwas aus der Reihe herausgerückt der Kamper und Niersenberg, die gleichsam den Brückenkopf zu der nördlich vorgelagerten Hochfläche der Bönninghardt bilden.

Ein Bild von den Oberflächenformen dieses Gebietes gibt die beigefügte Tafel.

Schon bei der Betrachtung im Kartenbilde erwecken diese Berge durch ihre zugartige Anordnung und ihre Oberflächenformen den Verdacht, daß in ihnen Endmoränenbildungen vorliegen, und daß daher auch skandinavische Geschiebe hier zu finden sein werden.

Die Untersuchung und die teilweise geologische Kartierung dieser Berge bestätigte in der Tat beide Vermutungen[1]).

Diese Berge bauen sich in der Hauptsache aus kiesigen Sanden und sandigen Kiesen auf, wie eine große Anzahl von Gruben in ihnen, die zur Kiesversorgung für die jeweilige Nachbarschaft angelegt sind, erkennen lassen.

Der Gesteinsbestand der Kiese setzt sich, soweit die Tiefe der Aufschlüsse dies erkennen läßt, fast ausschließlich aus südlichem und zwar hauptsächlich rheinischem Material zusammen[2]) und gehört stratigraphisch der großen diluvialen Hauptterrasse dieses Stromes an. Diese Terrasse muß hier im Gebiete eine ausgedehnte Hochfläche gebildet haben, die aber im weiteren Verlaufe der Diluvialzeit, also schon während der Mittelterrassenstufen, durch die damaligen Rheinarme, die sich von S. her tiefer darin einschnitten, wie auch durch Schmelzwasserbäche des heranrückenden Inlandeises eine ziemlich ausgedehnte Abtragung und Zergliederung erfuhr. Es darf aber nicht außer acht gelassen werden, daß außer den geschilderten Wassermassen möglicherweise auch tektonische Vorgänge an der Zerstörung und Zerstückelung der Hauptterrasse Anteil gebabt haben, da wir im Gebiete der Kölner Bucht für derartige Geschehnisse in diluvialer

[1]) Ich befinde mich hier, wie ich sehe, in Übereinstimmung mit Lorié (le Rhin et le glacier scandinave quaternaire. Bull. Soc. belge de Géol. 1902, S. 150 ff.), dessen Arbeit ich erst nach Abschluß meiner Untersuchungen gelesen habe, während Stürtz (Verhandl. Naturhistor. Ver. f. Rheinl. u. Westf., 64. Jahrg., I. Hälfte 1908), von dessen Schrift das gleiche gilt, hier von Endmoränen nichts wissen will. Allerdings hat Stürtz (S. 83) dabei übersehen, (wenn ich seine Ausführungen, daß es sich durchweg um Ablagerungen von geschottertem und geschichtetem Rheinkies auf ungestörtem Lager handelt, recht verstehe) daß hier durchgehend gestörte Lagerungsverhältnisse, soweit das von mir behandelte Gebiet in Betracht kommt, bestehen.

[2]) Im Hülserberg ist in der großen Kiesgrube von Carstanjen, die etwa 18 m hohe Wandaufschlüsse enthält, in der oberen Hälfte ein brauner, schwach lehmiger sandiger Kies vorhanden. Die untere Abteilung besteht dagegen, vom oberen durch eine Bank fein geschichteter, feiner hellgelblicher Sande getrennt, aus einem weißen, lehmfreien, sandigen Kies. Es bliebe zu untersuchen, ob beide Kiese ein verschiedenes südliches Herkunftsgebiet haben. Ein paar Geschiebe aus dem Maasgebiet, die ich dort gefunden, deuten darauf hin.

Zeit eine ganze Reihe von Belegen haben. Ist doch, um das bekannteste Beispiel zu nennen, das sogenannte Vorgebirge oder die Ville ein durch beiderseitige Absinkungen entstandener Horst. Ob die Parallelität der beiden Bergzüge mit den hier im Gebiete, z. B. im Felde der Zeche »Rheinpreußen«, nachgewiesenen NNW.-SSO.-Sprüngen in Beziehung steht oder nur zufällig ist, wird sich erst durch weitere Tiefbohrungen ermitteln lassen.

Bei Wolff (Zur Kenntnis von Tertiär und Diluvium am Niederrhein, dieses Jahrb. XXV, 1905, S. 552) finde ich übrigens auch schon die Vermutung ausgesprochen, worauf ich nachträglich aufmerksam werde, daß die isolierten Hauptterrassenstücke des Gebietes ihr gegenwärtiges Niveau späteren Bodenbewegungen verdanken könnten.

Der Ostrand der hier stehen gebliebenen Hauptterrassenfläche wurde also in einzelne Inselberge zerstückelt, da auch die Pässe zwischen den Rücken unter starker Verbreiterung bis auf das Niveau der Niederterrasse tiefer gelegt wurden. Von der späteren Abtragung durch fließendes Wasser legen zahlreiche über die Fläche der Niederterrasse zerstreute und aus ihr als meist unbedeutende Erhebungen herausragende Erosionsreste Zeugnis ab. Das ausgedehnteste derartige Überbleibsel ist der Barlerbusch, um nur ein Beispiel hierfür zu nennen. Landschaftlich machen sie sich meist als buschtragende Inseln innerhalb der Felder und Wiesen bemerkbar.

Einen etwas breiteren Parallelzug zu dem eben geschilderten treffen wir westlich von ihm in dem langgestreckten Bergrücken, der bei Örmten im N. beginnt und nach SSO. als geschlossener flacher Bogen bis zum Achterberg an der Krefelder Eisenbahn einheitlich verläuft, dann aber in zwei davon abgetrennten Einzelrücken, dem Hülserberg und dem Egelsberg, seine Fortsetzung findet.

Dieser westliche Zug, den ich noch in diesem Frühjahr eingehender untersucht habe, stellt ein weniger weit vorgeschrittenes Auflösungsstadium der ehemaligen Hauptterrassenfläche dar als der östliche. Da hier die Zergliederung in Einzelberge nur an

seinem Südende erfolgt ist, zeigt der ganze Verlauf eine deutliche Bogenform und zwar einen flachen, doppelten S-Bogen, zu dem als Trümmer eines weiteren dann noch Hülserberg und Egelsberg hinzukämen. Zwischen beiden Zügen liegt eine breite Talaue, in der gewissermaßen als letzter Rest eines hier einst flutenden diluvialen Rheinarmes noch ein dünner Wasserfaden sich hindurchschlängelt.

Schon Dechen (Orograph. Geognost. Übersicht d. Reg. Bez. Düsseldorf, Iserlohn 1864, S. 222) macht darauf aufmerksam, daß der östliche Abhang dieses Rückens auf seiner ganzen Erstreckung ziemlich steil und viel stärker geneigt ist als der westliche.

Die Art der Entstehung dieser Endmoränen aus aufgestauchten Terrassenkiesen bedingt es wohl auch, daß ihnen die sonst bezeichnenden abflußlosen Hohlformen fehlen[1]).

Diese Zerstückelung der ehemaligen Hauptterrassenfläche muß das Inlandeis bei seinem ersten Heranrücken bereits angetroffen haben. Es fand an diesen Inselbergen einen hemmenden Widerstand, den es nun mit einer Pressung und Zusammenstauchung der ursprünglich horizontal gelagerten Schichten in beiden Bögen beantwortete. Den vorderen, östlichen, aus Einzelbergen bestehenden Bogen hat es wohl nur in seinen Lücken durchflossen, während es an dem geschlossenen westlichen dann endgültig Halt machte.

Gemeinsam ist beiden, soeben geschilderten Bergzügen das Vorkommen zweifelloser nordischer Geschiebe von Erstarrungsgesteinen und Feuersteinen u. a. mit *Ananchytes ovatus*.

---

[1]) Allerdings ist es auffällig, daß bisher in dem Hinterlande dieser Bögen nirgends eine Grundmoränenablagerung gefunden ist, obwohl die Tiefbohrungen und Schachtabteufungen hierzu die beste Gelegenheit boten. Doch könnten immerhin neue derartige Arbeiten, bei denen sorgfältig darauf geachtet wird, noch unerwartete Aufschlüsse nach dieser Richtung geben.

Nur in dem Anschnitt des Hülserberges, den die Krefelder Eisenbahn geschaffen hat, bemerkt man einen geschiebemergelartigen Lehm von 1—2 m Stärke mit braunen Kiesnestern und eigentümlichen Knetungs- und Stauchungserscheinungen. Dieser Lehm bildet hier die Decke der ganzen Kiesmasse.

Auch Fliegel, der unabhängig von mir diesen Aufschluß gesehen hat, ist zu der Auffassung gekommen, daß es Geschiebemergel ist.

Das Vorkommen nordischer Granite und Gneise in dem westlichen Bergzuge gibt bereits DECHEN (a. a. O. S. 222 f.) an. Nach ihm hat dann E. KÖNIGS (die Crefelder Gegend zur Tertiär- und Quartärzeit. Naturw. Ver. zu Crefeld. Festschrift 1908) die Fundorte in seinem Kärtchen für denselben Zug eingetragen. Ich könnte seine dortigen Fundstellen noch um eine ganze Reihe vermehren. Verhältnismäßig am häufigsten sind die nordischen Findlinge vom Hülserberg, weil hier das große Zementwarenwerk von Carstanjen infolge eines umfangreichen Abbaues eine viel reichere Möglichkeit, derartige Geschiebe zu finden, gewährt. Außer Alands-Rapakivis, Småland-Granit und einigen andern, nicht näher bestimmbaren Graniten kann ich auch noch ein Stück Åsby-Diabas vom Hülserberg aufführen, das übrigens ein Facettengeschiebe ist. Endlich ist noch ein eigenartiger Porphyr zu erwähnen, der hier im ganzen Gebiet überall vereinzelt vorkommt, und der von FLIEGEL gleichzeitig auch in der Klever Gegend gefunden ist, dessen Ursprungsort im Norden aber noch nicht ermittelt ist.

Wie das anscheinend völlige Fehlen von nordischen Kalksteingeschieben zu erklären ist, läßt sich vorläufig nicht sagen. Denn daß sie nicht durch eine intensive Verwitterung im Kies erst zerstört sind, wie von mancher Seite angenommen wird, geht aus den weiter unten zu besprechenden kalkigen Einlagerungen in den Kiesen unzweideutig hervor.

Bezüglich der Verbreitung nordischer Geschiebe galt bisher der Hülserberg in diesem Gebiet als die Südgrenze. Es ist mir jedoch im vorigen Sommer gelungen, noch drei Meßtischblätter weiter nach Süden ein unzweifelhaft skandinavisches Geschiebe (verwitterter Gneis) aufzufinden. Die betreffende Örtlichkeit liegt nordwestlich Straberg auf Blatt Stommeln im Bereiche der Niederterrasse des Rhein-Diluviums auf einer Sandfläche neben einer Sandgrube. An eine künstliche Verschleppung ist in dieser abgelegenen Gegend um so weniger zu denken als auch die ganz unregelmäßige Form des Blockes ihn zu irgend welcher Benutzung ungeeignet erscheinen läßt. Man muß also auch hier an eine ursprüngliche Verfrachtung durch treibende Eisschollen denken.

Die Ablagerungen der Hauptterrasse des Rheindiluviums sind leider infolge ihres grobklastischen Materials, wenn man von einigen, wenigen Knochenfunden absieht (vergl. auch Holzapfel: Beob. im Diluv. der Gegend von Aachen S. 496, dieses Jahrb. Bd. 24) fossilleer.

Ich habe selbst in allen von mir in den letzten vier Jahren besuchten Kies- und Sandgruben des südlichen Niederrheingebietes Nachforschungen nach Knochenfunden angestellt, aber nur ganz vereinzelt überhaupt die Nachricht von einem solchen Funde erhalten. Sonst waren diese Erkundigungen erfolglos.

Um so erfreulicher war es mir daher, als ich im Herbst vorigen Jahres zunächst im Bereiche des Rayerberges auf eine fossilführende Einlagerung in diesen Kiesen aufmerksam wurde, die in mehrfacher Weise von Belang ist.

Aus dem Ton des Hülserberges sind früher bereits Biberreste[1]) bekannt geworden (zwei Zähne und Schädelknochensplitter). Es ist mir nicht bekannt, in welcher Sammlung sie aufbewahrt werden, und ob sie sicher dem Biber angehören, oder ob nicht etwa *Trogontherium Cuvieri* in Frage kommt.

Wie schon oben erwähnt wurde, bestehen die Ablagerungen der Hauptterrasse aus kiesigen Sanden und Kiesen, die unter normalen Verhältnissen in dem südlicheren Niederrheingebiet deut-

---

[1]) von Linstow: Die Verbreitung des Bibers im Quartär (Mus. f. Natur- und Heimatkunde zu Magdeburg Bd. I Heft 4, S. 257. Magdeburg 1908).

v. Dechen (a. a. O. S. 226) führt das Vorkommen als *Castor fiber* (?) auf.

Vergl. auch Verhandl. Nat. Ver. f. Rheinld. u. Westf. 1858, Bd. 15, S. 37.

Ein Backenzahn eines Mammut ist nach freundlicher Schilderung des Hrn. Kummer vom Zementwerk Carstanjen am Hülserberg im Kiese der Grube gefunden.

Einen Stoßzahn des Mammut, der höchstwahrscheinlich aus der Kiesgrube des Niersenberges stammt, erhielt ich in Lintfort.

Daß hier im Gebiet von Mörs auch in den Kiesen der Niederterrasse nordische Geschiebe vorkommen, davon konnte ich mich gelegentlich eines Besuches des Schotterwerkes des Hrn. Grimrat in Kapellen überzeugen. Hier wird der unter einer Decke von Lehm und Sand liegende Kies mit einem Schwimmbagger gewonnen, und bei dieser Gelegenheit sind auch einige skandinavische Granite zutage gefördert worden.

liche Schichtung in schwebender Lagerung zeigen. In dem uns hier beschäftigenden Gebiete der beiden oben skizzierten Endmoränenzüge bildet jedoch diese horizontale Lagerungsform nur die Ausnahme. Am Hülserberge z. B. ist sie nur auf der Südseite, also der dem Eisdruck abgekehrten Flanke des Walles in der großen Grube der Firma Carstanjen zu beobachten. Vielmehr treffen wir in den zahlreichen Grubenaufschlüssen dieser beiden parallelen Bergketten die Schichten mehr oder weniger aufgerichtet, bisweilen ganz steil, sogar saiger gestellt. In der Regel ist dabei östlich gerichtetes Einfallen zu beobachten. Doch wurde an der Westseite des Rayerberges sowie am Eylerberge auch westliches Einfallen festgestellt.

In der großen Kiesgrube am Südende des Dachsberges, in der das umfangreichste Profil zu beobachten ist, stehen die Schichten im Weststoß fast saiger und legen sich nach Osten hin dann flacher. Auch in dem Profil in der Kiesgrube am Südende des Niersenberges richten sich im Nordstoß die Schichten von Ost nach West immer steiler auf, bis sie etwa in der Mitte saiger stehen. Von da an legen sie sich dann nach Osten flach, indem sie gegen die steilgestellten Schichten fast abstoßen.

Diese Bewegungen haben nun auch die zu besprechenden fossilführenden Einlagerungen in ganz gleicher Weise mitgemacht, da sie überall konkordant in diese Ablagerungen eingeschaltet liegen. Auf die Druckwirkungen, denen sie ausgesetzt gewesen sind, deutet auch die Druckschieferung hin, die man z. B. an der Tonbank im Kiese des Gulixberges bei Vluyn (am westlichen Stoß der Kiesgrube) schön beobachten kann. Hier findet sich auch eine tonige Rutschfläche auf der Kiesunterlage mit senkrecht abwärts gerichteten Rutschstreifen.

Diese fossilführenden Einlagerungen bestehen nun aus zweierlei Gesteinen, die beide zusammen auftreten können, aber häufiger auch allein vorhanden zu sein pflegen. Es sind einmal kalkhaltige lößartige Feinsande von gelblicher Farbe, die teils ganz kleine lößkindelartige Kalk-Knauern, teils auch ansehnliche, bis faustgroße (z. B. in der Grube am Gulixberg, wo sie in zwei deutlichen

Zonen darin auftreten) führen. Im Siebrückstande findet sich nach dem Schlämmen dann auch das sogenannte Kalkschrot, kleine etwa hirsekorngroße, rundliche bis walzige Körner, die wohl als Inkrustationen um einen winzigen organischen Körper (einzellige Algen u. a.) zu deuten sind.

Dieser kalkreiche Feinsand, den man daher auch als Mergelsand bezeichnen könnte, ist nun örtlich reich an Conchylien. Die Hauptfundstelle, die die weiter unten zu besprechende kleine Fauna geliefert hat, findet sich in der Sand- und Kiesgrube am Rayerberg, etwas südlich von der katholischen Schule. Sie ist von mir in größerem Maßstabe ausgebeutet worden. Ein anderer Fundort für die Conchylien ist dann im Oststoß des Gulixberges, der aber viel weniger reich ist. Weitere Fundorte sind die große Grube am Südende des Dachsberges und endlich die neuen Eisenbahnanschnitte am Örmterberg[1]). Vermutlich werden auch noch an anderen Stellen, wo nicht eine nachträgliche Entkalkung eingetreten ist, diese Mergelsande Conchylien liefern, da man sie nicht immer gleich auf Anhieb findet, und mir zu einem eingehenderen Absuchen aller Plätze die Zeit fehlte.

Der lößartige Feinsand ist in der Regel nur zwei bis drei Dezimeter mächtig. In dem Aufschluß des Gulixberges erreicht er jedoch ein Meter Stärke. Am Nordende von Rheurdt (hinter Janssenshof) sowie am Örmterberge überschreitet er diese Mächtigkeit noch.

Mit dem Feinsande zusammen, noch häufiger aber allein, tritt sodann ein Tonhorizont auf, der in der Regel auch kalkhaltig ist und dann, wie z. B. am Rayerberg gegenüber Luschen, ebenfalls Kalkknauern führt. Dieser Tonhorizont findet sich nun in der großen Mehrzahl aller der Gruben der beiden oben geschilderten Bergzüge wieder. Im trocknen Zustande ist er gewöhnlich lichtgrau, bisweilen mit etwas dunkleren Streifen, bald fetter, bald ma-

[1]) Auch bei Birten (Blatt Xanten) in dem »die Hees« genannten Bergstück fand ich nordwestlich vom Heubergshof diesen Mergelsand-Horizont ebenfalls in gestörter Lagerung auf einer gemeinsamen Exkursion mit Hrn. Dr. Wunstorf und Dr. Fliegel wieder.

gerer. Im letzteren Falle ist er dann als feinsandiger Ton ausgebildet. Auch in ihm fand ich nun an verschiedenen Stellen Conchylien und zwar fast immer die auch in dem Feinsand häufigen und bezeichnenden Deckel der *Bithynia tentaculata* zum Beweise dafür, daß wir hier zwei gleichartige und gleichalterige Wasserabsätze aus jenem Zeitabschnitte des Diluviums vor uns haben.

Auch für den Tonhorizont gilt dasselbe, was über den Feinsand gesagt wurde, daß bei weiterem Nachsuchen in ihm auch noch an einer Reihe von andern Plätzen unseres Gebietes Fossilien zu finden sein werden. Bisher kenne ich aus dem Ton von folgenden Stellen Conchylien: Aus der Kiesgrube am Eylerberg gegenüber Fortmannshof, aus der kleinen Grube bei Luschen am Rayerberg, aus der Kiesgrube im Gulixberg und endlich auch vom Örmterberg.

Meine auf Auffindung von Knochenresten im Ton gerichteten Bemühungen wurden von Erfolg gekrönt, indem ich durch die Freundlichkeit des Herrn Emil Molenaer in Niep bei Krefeld ein paar derartige Funde erhielt, über die weiter unten Näheres zu sagen sein wird. Sie stammen aus der Tonbank der Kiesgrube des Hülserberges, die an der Nordseite östlich der den Berg überschreitenden Straße gelegen ist. Die älteren angeblichen Biberfunde aus dem Ton des Hülserberges wurden schon oben erwähnt.

Auch der Tonhorizont erreicht selten mehr als einige Dezimeter Stärke. Nur bei Rheurdt ist er etwa ein Meter mächtig und wird hier zu Ziegeleizwecken abgebaut. Auch in dem Aufschluß des Gulixberges schwillt er bis 1 m an. Im Örmterberg endlich wird er, wie die neuen Aufschlüsse der Eisenbahn zeigen, noch mächtiger.

Es hat in manchen Profilen den Anschein, als ob diese aus Feinsand und Ton bestehende, den Kiesen eingelagerte fossilführende Zone sich in der Schichtenfolge noch einmal wiederhole. So sind namentlich in der Grube des Gulixberges zweifellos zwei solche Horizonte vorhanden. Im oberen von ihnen fehlt der Ton.

Eine dritte Ausbildung des fossilführenden Horizontes fand

ich dann in der großen Kiesgrube am Südende des Dachsberges. Hier begleitet den gelben lößartigen Mergelsand eine dünne Bank grauen bis gelblichen kalkreichen Sandes, der örtlich ganz von Froschknochen erfüllt ist. Daneben fand sich noch eine Tibia von *Lepus* sp.

Erwähnenswert sind auch einzelne in einer Lage dieses Sandes vorkommende Holzkohlenstücke, die vermutlich von einem Waldbrande zur Diluvialzeit herrühren.

Der lößartige gelbe Mergelsand ist verhältnismäßig reich an Conchylienresten und daher am besten geeignet, ein Bild der Fauna zu liefern.

Was nun die Erhaltung der Schalen in ihm betrifft, so ist der allergrößte Teil zerdrückt und liegt nur in Stücken vor. Nur die sogenannte Brut, sowie überhaupt kleine Formen, ferner die Deckel von *Bithynia* und die Innenschalen von *Limax* sind ganz geblieben. Manche der Helices zeigen sogar noch Farbenstreifen. Es gehört daher schon eine ziemliche Menge Gesteinsmaterial dazu, um daraus bestimmbare Schalen durch Ausschlämmen zu gewinnen.

Der Umstand, daß durch die Zusammenstauchung der Schichten die Schalen in situ zerdrückt sind, wiederholt sich ja auch in anderen Endmoränen-Gebieten. Ein bekanntes Beispiel dieser Art ist die Kreide von Finkenwalde bei Stettin, in der alle Belemniten, also sehr ungleich festere Gehäuse, in Stücke zerbrochen sind.

Über die Zeit, in der jene Aufrichtungen der Kiese der Hauptterrasse erfolgt sind, scheint eine Beobachtung, die ich am Dachsberg machen konnte, erwünschten Aufschluß zu geben. Außer der schon mehrfach erwähnten großen Kiesgrube am Südende des Berges befindet sich hier noch eine zweite auf der Westseite an dem zur Mühle hinaufführenden Wege. Während nun die Schichten am hohen Südende steil bis zur Saigerstellung aufgerichtet sind, liegen sie hier ganz ungestört horizontal und bilden eine gegen den eigentlichen Bergrücken mit seiner unruhigen Oberfläche sanft ansteigende, ebene Terrassenfläche. Auch wurden

hier die Feinsande und Tone in den Kiesen nicht beobachtet. Diese Terrasse, die wohl auch ihrer Höhenlage nach der Mittelterrassenstufe zuzurechnen ist, ist also von den Störungen nicht mehr betroffen worden. Es muß sich demnach dies die Kiese und Sande der Hauptterrasse aufrichtende Ereignis bereits vor Ablagerung dieser Mittelterrasse abgespielt haben.

## Die Fauna.

### I. Wirbeltiere.

#### 1. Phaneroglossa.

Noch nicht näher bestimmte Froschknochen in großen Mengen in den kalkigen Sanden der großen Kiesgrube des Rayerberges.

#### 2. Lepus? sp.

Eine Tibia eines jungen Tieres aus den kalkigen Sanden des vorigen Fundortes gehört nach freundlicher Mitteilung von Hrn. Prof. H. Schröder wohl zu *Lepus*.

#### 3. Cervus sp.

Ein leider nicht näher bestimmbares Geweihende aus dem Ton des Hülserberges.

#### 4. Castor? sp.

Ein rechter Astragalus aus dem Ton des Hülserberges.

Ich hatte den Knochen bereits mit dem entsprechenden an einem Biberskelett verglichen, konnte aber keine unbedingte Übereinstimmung feststellen. Ich wandte mich daher an Herrn Prof. Fraas in Stuttgart mit der Bitte, das Stück an seinem reichen Vergleichsmaterial zu prüfen. Auch er kam zu einem gleichen Ergebnis und bezeichnete ihn als *Castor* sp. Ich möchte nun aber die Frage aufwerfen, ob es sich nicht vielleicht um den Astragalus von *Trogontherium minus* handelt. Leider enthalten die mir zugänglichen Sammlungen kein Vergleichsmaterial.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

## II. Mollusken[1]).

### A. Lamellibranchiaten.

**1. Anodonta? sp.**

Bruchstücke größerer Muschelschalen, die sich wahrscheinlich auf *Anodonta* beziehen, fand ich in dem gelben lößartigen Mergelsand der großen Kiesgrube am Südende des Dachsberges.

**2. Pisidium sp.**

Zwei kleine Einzelschalen aus dem Mergelsand der Grube bei der katholischen Schule am Rayerberg.

### B. Gastropoden.

**1. Cionella (Zua) lubrica Müller.**

Ein Exemplar vom Rayerberg (Mergelsand).

**2. cfr. Planorbis (Coretus) corneus L.**

Ein halbiertes Exemplar vom Rayerberg (Mergelsand) ist vielleicht auf diese Art zu beziehen, wie mir Dr. Menzel mitteilte.

**3. Planorbis (Gyraulus) glaber Jeffreys.**

Liegt in verschiedenen Exemplaren vor.

Fundort: Rayerberg, Grube bei der katholischen Schule, im Mergelsand.

**4. Valvata (Tropidina) macrostoma Steenb.**

Zwei Exemplare liegen vor.

Vom Rayerberg, Grube bei der katholischen Schule, im Mergelsand.

**5. Valvata (Gyrorbis) cristata Müll.**

3 Exemplare vom Rayerberg.

---

[1]) Ich muß mich vorläufig mit dieser Liste begnügen, da ich aus Mangel an Zeit nicht an allen Fundorten, wie ich es am Rayerberg getan, Gesteinsproben in genügenden Quantitäten ausschlämmen konnte, um bestimmungsfähiges Material zu gewinnen.

### 6. Bithynia tentaculata L.

Sie ist bisher die im ganzen Gebiet am weitesten verbreitete Form.

Es sind aber eigentümlicherweise immer nur die Deckel der Gehäuse der verschiedensten Altersstadien zahlreich vorhanden, während die Schalen selbst zu fehlen scheinen. Nur in dem Mergelsand vom Rayerberg entdeckte Herr Dr. MENZEL, dem ich für freundliche Unterstützung bei einzelnen der Bestimmungen zu Danke verbunden bin, auch ein paar Embryonalgewinde von dieser Form.

Diese Tatsache findet übrigens ein Analogon aus der Jetztzeit durch ein Sediment aus dem Laacher See, auf das mich mein Freund W. KOERT gelegentlich aufmerksam machte, in dem auch nur zahlreiche *Bithynia*-Deckel, aber keine Schalen vorhanden sind. Eine Probe davon befindet sich in der Sammlung der Geologischen Landesanstalt (war aber z. Zt. nicht aufzufinden).

Diese Deckel fand ich a) im Mergelsand: im Rayerberg (bei der kathol. Schule), im Dachsberg (Südende), bei Rheurdt (hinter Janssens Hof) und im Örmterberg, b) im Ton: des Rayerberges (bei Luschen), des Eylerberges (bei Fortmannshof) und des Örmterberges.

### 7. Limnaeus (Limnophysa) truncatulus MÜLLER.

Eine Anzahl jüngerer und älterer Gehäuse stelle ich zu dieser Art und zwar zu der bei CLESSIN als *var. oblonga* unterschiedenen Form[1]).

Fundort: Rayerberg, Grube bei der katholischen Schule, im Mergelsand.

### 8. Limax (Agriolimax) agrestis L.

Auch von dieser Art liegt eine ganze Anzahl von Innenschälchen vor.

Fundort: Rayerberg usw. im Mergelsand.

---

[1]) CLESSIN: Deutsche Exkursions-Molluskenfauna, II. Aufl. 1884, S. 395.

**9. Helix (Vallonia) costata** Müller.

In einem Exemplar gefunden in dem Mergelsand der Grube am Rayerberg.

**10. Helix (Tachea) nemoralis** L.

Eine ganze Reihe mehr oder weniger guter Bruchstücke läßt sich nach Menzel auf diese Art beziehen.

**11. Helix div. sp.**

Unter den leider nicht bestimmbaren Bruchstücken verschiedener *Helix*-Arten finden sich einige, die noch rötliche Farbenbänder besitzen. — Aus dem Mergelsand der Grube am Rayerberg.

**12. Clausilia sp. cfr. pumila, cfr. dubia.**

Eine große Anzahl Exemplare von Clausilien sind unter dem ausgeschlämmten Material vorhanden. Leider fehlt aber an sämtlichen die Mündung. Es gelang mir daher nicht, sie sicher zu bestimmen, so daß ich zwischen *pumila* und *dubia* schwankte. Herr Prof. Dr. O. Böttger, der sie dann auf meine Bitte hin untersuchte, vermochte es auch nicht, eine sichere Entscheidung zu treffen. Er kam, wie er mir freundlichst mitteilte, auf dieselbe Bestimmung: »*pumila* oder *dubia*« hinaus.

**13. Succinea (Neritostoma) Pfeiferi** L.

1 Exemplar dieser Art aus dem Mergelsand der Grube am Rayerberg.

**14. Succinea sp.**

Verschiedene Jugendformen von Succineen kann ich wegen ihrer geringen Größe und den sich daraus ergebenden Schwierigkeiten bei fehlendem, entsprechend altem Vergleichsmaterial artlich nicht bestimmen.

## Charakter der Fauna.

Als typisch für diesen fossilführenden Horizont in der diluvialen Hauptterrasse des Rheins kann die verhältnismäßig vollständig bekannte Fauna des Rayerberges gelten, weil für sie eine

größere Menge von Gestein ausgeschlämmt und untersucht werden konnte. Sie wollen wir daher auch zum Ausgangspunkt der Erörterung nehmen.

Als zunächst in die Augen springende Eigenschaft fällt bei ihr sofort die Mischung von Land- und Süßwasserformen auf. Wenden wir uns zuerst einmal den Wasserbewohnern zu, so treffen wir lauter Formen, die entweder in stehenden oder nur in langsam fließenden Gewässern vorkommen: *Anodonta*, *Pisidium*, *Valvata*, *Planorbis*, *Bithynia tentaculata*, *Limnaeus truncatulus*.

Von den Landbewohnern haust *Succinea Pfeiferi* stets in der Nähe der Gewässer. *Limax agrestis* ist nicht an die Nähe des Wassers gebunden. *Helix costata* und *nemoralis* deuten auf waldiges Gebiet, ebenso die Clausilien.

Wir haben hier also Ablagerungen vor uns, die in abgeschlossenen oder langsam fließenden Gewässern entstanden, in deren Umgebung Wald und Gebüsch wuchs. Diese Gewässer waren, wie die Funde am Dachsberg zeigen, stellenweise reich mit Fröschen besetzt. Auch das spricht für ruhiges Wasser.

Was nun den klimatischen Charakter dieser Fauna anbelangt, so deutet nichts darin auf ein kälteres Klima, als es das heutige ist. Wir hätten es also, was jetzt ausgesprochen werden kann, hier mit einer interglazialen Ablagerung zu tun.

Es wird dies auch bei weiteren Untersuchungen bestätigt, und es läßt sich die ja jetzt schon nicht unerhebliche Verbreitung dieser fossilführenden Einlagerungen noch weiter verfolgen und ausdehnen[1]).

---

Zusatz während des Druckes:

[1]) Auf einer Exkursion, die ich Ende Oktober ausführte. fand ich in dem Eisenbahneinschnitt zwischen Lobberich und Grefrath (Blatt Kaldenkirchen) östlich von Kaldenkirchen, also gar nicht weit von Tegelen, den Tonhorizont als Einschaltung in den Hauptterrassenablagerungen wieder. Es wurde hier durch einen Trockenbagger Material für Dammschüttungen entnommen und dadurch ein neuer Aufschluß geschaffen. Ein heftiger Regen verhinderte mich leider dort nach Fauna zu suchen. Ich konnte aber soviel feststellen, daß auch der mergelsandartige Feinsand hier in der hauptsächlich aus gelben Sanden bestehenden Wand vorhanden sein muß, denn es lagen Stücke davon umher.

Sehr deutlich war dagegen die Einlagerung des grauen Tones in der

Die verhältnismäßig geringe Mächtigkeit der den Kiesen eingelagerten fossilführenden Ablagerungen hat nichts auffälliges an sich, wenn man bedenkt, daß diese Absätze eines ruhigen Wassers im Hangenden wiederum von solchen stark strömender Gewässer überdeckt wurden. Als diese Wendung eintrat, wird sicherlich ein Teil der vorher im ruhigen Wasser abgesetzten Gesteine von der neu einsetzenden stärkeren Strömung wieder abgetragen und aufgearbeitet sein, so daß dadurch die nicht erhebliche heutige Mächtigkeit sowie auch das stellenweise Fehlen des Feinsandes seine Erklärung fände.

In diesem Zusammenhange sei auch noch auf die Zunahme der Mächtigkeit dieser Bildungen nach NW. hin, wie sie sich wenigstens in den neuen Aufschlüssen am Örmterberg gezeigt hat, hingewiesen. Haben wir es hier, wie es den Anschein hat, mit einer Interglazialbildung zu tun, dann fragt es sich, mit welchem bereits bekannten Horizont sie gleichaltrig ist. Da liegt der Vergleich mit dem sogenannten Cromer forest bed von Tegelen[1]) in Holland nahe.

---

ganzen Länge dieser Wand zu verfolgen. Er steigt von O. nach W. aus der Sohle des Einschnittes hervor, dabei an Mächtigkeit, die im Beginn etwa 2 m ist, allmählich abnehmend; eine Erscheinung, die sich auch bei den andern im Vorhergehenden angeführten Fundorten des Mergelsandes und Tones wiederholt.

Die Farbe des Tones ist hier hell- bis dunkelgrau. Er ist porös.

Von Fossilien konnte ich bei dem schlechten Wetter nur ein paar Pflanzenreste in ihm entdecken.

Lorié führt (a. a. O. S. 136) aus dem Reichswald bei Kleve, aus dem Hochwald und Balbergerwald einen »sable fin argileux, pulvérulent prenant les apparences du vrai loess« an, den er als »limon hesbayen« der Belgier bezeichnet. Die betreffenden Fundpunkte sind mir nicht bekannt, da ich die angeführte Arbeit erst bei der Korrektur meines Aufsatzes in Berlin in die Hände bekam. Es scheint aber danach, als ob es sich hier um dieselbe von mir als lößartigen Feinsand bezeichnete Ablagerung handelt.

[1]) Ich halte das Niveau von Tegelen nicht für pliocän, sondern aus stratigraphischen und paläontologischen Gründen für interglazial und zwar für gleichaltrig mit Mosbach und Mauer. Leider war ich aus hier nicht zu erörternden Gründen verhindert, meine bereits 1906 durch Studien an Ort und Stelle gewonnene Ansicht zu veröffentlichen. Ich werde aber an anderer Stelle darauf zurückkommen, da ich eine Untersuchung der Conchylienfauna von Tegelen zu veröffentlichen beabsichtige.

Stratigraphisch sprechen schon jetzt alle Gründe dafür, auch der räumliche Zusammenhang. Denn beide Ablagerungen finden sich als Einlagerungen innerhalb der Kiese und Sande der Hauptterrasse. Faunistisch und floristisch[1]) ist die Übereinstimmung noch weiter zu verfolgen. Findet aber dieses Interglazial von Tegelen die von mir angedeutete Fortsetzung und Verbreitung, dann ist es mit der von anderer Seite neuerdings behaupteten Einheitlichkeit der Bildungsphase der Hauptterrasse vorbei, und man darf sie dann nicht einfach der I. Eiszeit gleichsetzen.

Auch auf die Frage nach der Art der Entstehung der Kiese und kiesigen Ablagerungen des Rhein- und Maas-Diluviums, die bekanntlich ausgedehnte Flächenräume nördlich vom Rheinischen Schiefergebirge einnehmen, geben unsere Funde eine bestimmte Entscheidung, nachdem sie bisher noch nicht einwandfrei beantwortet war.

Während sie auf der einen Seite von verschiedenen Autoren als reine Flußabsätze angesprochen wurden (Lorié, Fliegel, Stürtz), ist Holzapfel[2]) noch in seiner neuesten diesen Gegenstand betreffenden Veröffentlichung der Ansicht, daß die Flüsse, der Rhein bei Bonn, die Maas bei Lüttich, in eine Meeresbucht mündeten und in diese ihren Schutt hineinfrachteten und ausbreiteten.

Es war schon immerhin auffallend, daß man dann niemals eine Spur von marinen Schalenresten in diesen anscheinend fossilleeren Ablagerungen fand. Aber es war wohl die Großartigkeit des Phänomens, die scheinbar ohne Analogie dastand und eine Erklärung einer fluviatilen Entstehung auszuschließen schien.

Durch den von mir jetzt erbrachten Nachweis, daß wenigstens für die Hauptterrassenzeit Süßwasserfaunen und auch landbewohnende Mollusken hier gelebt haben, ist diese Frage nun ein-

---

[1]) Übrigens habe ich auch in dem grauen sandigen Ton auf der Sohle der Grube von Herfkens und Smulders in Tegelen Deckel von *Bithynia tentaculata* gesammelt, also einer Form, die ja in dem Interglazial im Mörser Gebiet am verbreitesten ist.

[2]) Holzapfel: Beobachtungen im Diluvium der Gegend von Aachen. Dieses Jahrb. f. 1903, S. 492.

deutig im Sinne einer fluviatilen Entstehung dieser Ablagerungen entschieden.

Es wird jetzt weiter zu verfolgen sein, wie weit stromaufwärts dieser fossilführende Horizont noch vorkommt. Nach den bisherigen Beobachtungen scheint es, daß mit dem Gröberwerden des Materials nach Süden diese feinkörnigen Absätze verschwinden, entweder weil sie zum großen Teil wieder zerstört sind oder weil sie überhaupt nicht zur Ablagerung gelangt sind.

Berlin, den 30. August 1909.

# Geologische Beschreibung der Umgebung von Fladungen vor der Rhön.

Von Herrn **Wilhelm Wagner** in Straßburg i. E.

Hierzu Tafel 8 und 9 und 3 Textfiguren.

## Topographisch-hydrographischer Überblick.

Fladungen ist ein altes Städtchen der bayrischen Rhön, in einer Meereshöhe von 410 m an der oberen Streu, einem Nebenfluß der Fränkischen Saale, gelegen. Durch eine Zweigbahn ist der malerische Ort von Mellrichstadt aus leicht zu erreichen, weshalb er als Ausgangspunkt für den Touristenverkehr der Rhön sehr geeignet ist. Die weimarsche Grenze liegt 3 km nördlich der Stadt; $^1/_2$ Stunde südlich derselben beginnt die weimarsche Enklave Ostheim.

Die Umgebung von Fladungen gehört zum östlichen Vorland der Rhön. Das auf unserer Karte zur Darstellung gelangte Gebiet umfaßt die Ostseite der sogenannten »Langen Rhön« von den Steinköpfchen nördlich vom Ellenbogen bis zum Südende des »Schwarzen Moores«. Seine Westgrenze wird durch die Wasserscheide zwischen Ulster und Felda, Nebenflüssen der Werra, südlich vom Ellenbogen durch die Wasserscheide zwischen Ulster und Streu gebildet. Die Südgrenze des Gebietes fällt mit der des Blattes Hilders, dem Eisgraben[1]), zusammen. Im Osten schließt sich das Blatt Helmershausen an, und im Norden ist die Verbindungslinie der Steinköpfchen mit der »Alten Mark« als Grenzlinie gewählt worden.

[1]) Die Aufnahme des Gebietes südlich vom Eisgraben bis zum anstoßenden Blatt Sondheim verdanke ich Herrn Prof. Bücking, der mir in liebenswürdiger Weise sein Kartenmaterial zur Verfügung stellte.

Während wir in dem Vorlande ein Gebirge von mäßiger Höhe vor uns haben, dessen höchster Punkt 675 m erreicht, stellt sich uns die »Lange Rhön« oder, wie sie auch genannt wird, »Hohe Rhön«, als ein Hochplateau dar, dessen mittlere Höhe 750—780 m beträgt und nur von wenig höheren Kuppen überragt wird. Im Süden, östlich vom »Schwarzen Moor«, erreicht die Lange Rhön 794 m, am Grabenberg 796,4 m, bei Frankenheim 752,8 m, östlich von diesem Orte am Salkenberg 774 m, am Landwehrfeld nordöstlich von Frankenheim 815,7 m, am Ellenbogen 814 m und bei den Steinköpfchen 727,6 m Meereshöhe.

In südöstlicher Richtung vom Ellenbogen über den Streufelsberg und Stellberg erstreckt sich, nach dem Absberge hin, die Wasserscheide zwischen Rhein und Weser, die das Areal in das Quellgebiet der Streu und das der Felda zerlegt.

Die Streu entspringt südöstlich vom Ellenbogen in einer Höhe von 720 m. Sie fließt innerhalb des Kartengebietes, dem Höhenzug der Langen Rhön parallel, zunächst in südöstlicher Richtung bis Melpers und von da fast direkt nach Süden, um bei dem Dorfe Heufurt in einer Höhe von 370 m das Gebiet zu verlassen. Ihre Zuflüsse kommen fast ausnahmslos von rechts, von der Langen Rhön her. Zwischen Melpers und Ober-Fladungen wird sie durch die wasserreiche Erlesquelle und bei Ober-Fladungen durch zahlreiche Quellen — Höhlbrunnen —, die im Wiesengrunde entspringen, noch wesentlich verstärkt. Bei Fladungen münden in die Streu der Leubach, die Gewässer der Guckas südwestlich von Rüdenschwinden und von links ein den Muschelkalk bei Brüchs entwässernder Bach. Längs des Südrandes der Karte erstreckt sich von Westen nach Osten der Eisgraben, dessen Wasser erst außerhalb des Kartengebietes sich mit dem der Streu vereinigt.

Die Felda entspringt nordöstlich vom Ellenbogen als ein sehr wasserreicher Quell in einer Höhe von 640 m. Sie erhält ihren ersten Zufluß beim Austritt aus der Karte unterhalb von Reichenhausen, wo sie sich in 500 m Meereshöhe mit einem aus der Flur von Erbenhausen kommenden Bache vereinigt.

Sämtliche Täler sind durch Bäche entstandene Erosionstäler,

Besonders klar tritt dies bei dem Leubachtal hervor. Hier hat sich der Frankenheimer Bach bereits durch die Basaltdecke, das unterliegende Tertiär und den Muschelkalk bis hinunter zum Röt durchgenagt. Die von der Erosion betroffenen Gesteine haben, gemäß ihrer Beschaffenheit, der Abtragung verschiedenen Widerstand geleistet. Infolge dessen sehen wir z. B., wo Rötletten oder die weichen Mergel des Mittleren Muschelkalkes auftreten, ein schwach welliges Gelände vor uns, während bei dem harten Basalt und einigen Bänken des Muschelkalkes, wie Terebratelkalk und Trochitenkalk, ein steiles Ansteigen des Geländes beobachtet wird. Im Zusammenhang mit der Widerstandsfähigkeit der Basaltgesteine und der leichteren Zerstörbarkeit ihrer liegenden Schichten stehen auch die Blockhalden, welche mit großer Mächtigkeit die Abhänge bis zur Talsohle hinab bedecken.

---

## Geologischer Aufbau.

Die Sedimentgesteine der Umgebung von Fladungen gehören im wesentlichen der Trias an. Von jüngeren Bildungen kommen noch solche des Tertiärs, Diluviums und Alluviums in Betracht. Die ältesten Schichten sind dem Mittleren Buntsandstein zuzurechnen. Von diesem aufwärts findet sich die Trias bis zu der unteren Abteilung des Mittleren Keupers einschließlich entwickelt. Das Tertiär ist auf Grund seiner Pflanzenreste als Miocän anzusehen.

An dem geologischen Aufbau beteiligen sich außer diesen Sedimentgesteinen, denen noch die basaltischen Tuffe zuzurechnen sind, in hervorragendem Maße basaltische Eruptivmassen. Dieselben finden sich als Decken entwickelt, teils den triadischen Sedimenten unmittelbar aufgelagert, teils durch tertiäre Bildungen von ihnen getrennt. Besonders an der Langen Rhön treten Tertiärablagerungen in einem nur wenig unterbrochenen Saume zutage. Ferner findet sich der Basalt in Gängen, welche die älteren Sedimente quer durchsetzen, und in Gestalt von zylindrischen Durchbrüchen, die vielfach von Schlotbreccien mantelartig umgeben sind.

## Ausbildung und Verbreitung der Sedimentgesteine.

### Buntsandstein.

#### Mittlerer Buntsandstein.

Mittlerer Buntsandstein erscheint in unserem Gebiete in zwei von einander getrennten Partieen. Die eine liegt im Osten, in der Fladunger Hardt und bei Brüchs, die andere am Oberlaufe der Streu und bildet daselbst zum großen Teil die Wasserscheide zwischen Main und Weser.

Die Entwicklung des Buntsandsteins schließt sich ganz an die des benachbarten Blattes Helmershausen an[1]). Wie dort, lassen sich auch hier 2 Stufen des Mittleren Buntsandsteins unterscheiden, die aber hier anders als dort gegen einander abgegrenzt wurden. Der unteren Stufe (sm1) wurden nur die roten, groben Sandsteine zugerechnet, während die höheren Lagen (sm2) die Zone des feinen, weißen Sandsteins und des Chirotheriensandsteins umfassen. Auf Blatt Helmershausen wurde letzterer, von dem übrigen Sandstein getrennt, zur Auszeichnung gebracht; dies konnte in der Umgegend von Fladungen nicht durchgeführt werden, weil die Zone nicht überall deutlich entwickelt ist.

Ihrer petrographischen Beschaffenheit nach besteht die untere Stufe des Mittleren Buntsandsteins (sm1) aus einem Wechsel von meist grobkörnigen, seltener feinkörnigen Gesteinen von lichtroter oder bräunlich roter Färbung. Dieselben sind arm an Bindemittel und zerfallen infolgedessen leicht zu Sand. Bei Heufurt erhält der Sandstein durch Auslaugung der zahlreichen Tongallen, welche er einschließt, ein löcheriges Aussehen. Häufig besitzen die Tongallen einen eckigen Umriß, was auch v. Ammon[2]) bei Untersuchung des Bohrloches von Mellrichstadt feststellte.

Wie in anderen Gegenden läßt sich auch hier im Mittleren Buntsandstein eine diskordante Parallelstruktur beobachten. Als

[1]) H. Bücking, Blatt Helmershausen der Geolog. Spezialkarte von Preußen und den Thüring. Staaten nebst Erläuterungen. Berlin 1889.

[2]) L. v. Ammon, Über eine Tiefbohrung durch den Buntsandstein und die Zechsteinschichten bei Mellrichstadt an der Rhön. Geogn. Jahreshefte, XIII. Jahrgang, 1900, S. 160.

bankförmige Einlagerungen finden sich rote Schiefertone, die in ihrer Mächtigkeit zwischen wenigen Zentimetern und $^1/_2$ m schwanken. Sie stellen sich allenthalben ein nnd bilden stets die Schichten, auf denen die Quellen der unteren Lagen des Mittleren Buntsandsteins zutage treten. Eine besonders starke Quelle findet sich am Waldrande oberhalb von Heufurt. Zu erwähnen sind ferner weiße grobe Sandsteine, die durch Einwirkung von Humussäure aus den roten groben Sandsteinen hervorgegangen sind. Besonders deutlich sichtbar ist die Entfärbung an der Hählecke auf der Paßhöhe westlich vom Stellberg. Hier stellen sich in einem kleinen Steinbruch die oberen Partieen als weiße grobe, die unteren als rote grobe Sandsteine dar. Auch die obersten Partieen einer roten, tonigen Einlagerung sind hier entfärbt.

Die untere Stufe des Mittleren Buntsandsteins besitzt, soweit sie im Gebiet zutage tritt, eine Mächtigkeit von 180 m. Dies folgt besonders aus den Lagerungsverhältnissen am Wege von Fladungen nach Sands, das auf Blatt Helmershausen liegt.

Die obere Abteilung des Mittleren Buntsandsteins (sm2) ist charakterisiert durch weiße, feine Sandsteine. Sie läßt sich, wie schon gesagt, in 2 Zonen trennen. Die untere wird durch feinkörnige, kaolinreiche Sandsteine gebildet, die leicht zerfallen. Tongallen und lettige Zwischenlagen konnten nicht beobachtet werden. Die Sandsteine sind sehr häufig getigert durch braune und schwarze Flecken; solche fehlen zwar auch in der unteren Stufe nicht völlig, treten aber dort, weil die Sandsteine dunkler gefärbt sind, nicht so deutlich hervor. Nach W. Frantzen[1]) bestehen die Flecken aus Eisen- und Manganverbindungen, die als Reste ausgelaugten Dolomites zurückblieben. Neben den weißen Sandsteinen kommen, allerdings weit seltener, auch feinkörnige rote Lagen in dieser Zone vor, z. B. am Nordabhange des Stellberges. Hier, wo der Sandstein infolge flachen Fallens mit dem Gehänge weite Flächen einnimmt, finden sich in ihm als Seltenheit auch vereinzelte, bis haselnußgroße, helle Kiesel.

[1]) W. Frantzen, Über Chirotheriensandstein und die karneolführenden Schichten des Buntsandsteins. Meiningen 1883. S. 11.

Die obersten Lagen des Mittleren Buntsandsteins, die Chirotheriensandsteine, sind meistens gebankt, zeigen eine plattige Ausbildung und führen ein kieseliges Bindemittel. Sie haben deshalb gewöhnlich einen weit festeren Zusammenhalt als die liegenden Sandsteine und werden südwestlich von Erbenhausen als Werksteine von lichter Färbung gewonnen. Andererseits finden sich östlich von Brüchs an der Kartengrenze auch mürbe, leicht zerfallende Sandsteine, welche auf Blatt Helmershausen in Gruben als Reib- oder Stubensand gewonnen werden. Diese Sande bilden im Verein mit bläulichen und grünlichen Letten, wie sie in dieser Zone nicht selten sind, an flachen Stellen die Unterlage für einen Moorboden, wie er sich am Waldrande auf der Wiese östlich von Brüchs beobachten läßt. Nicht weit von dieser Stelle und ferner westlich von der Straße, die von Melpers nach Reichenhausen führt, in der Nähe des trigonometrischen Punktes 578, läßt sich eine Zone mit Karneolknollen nachweisen, die den Zwischenschichten in den Vogesen entspricht und auch auf den Blättern Helmershausen und Meiningen aufgefunden wurde.

Die Mächtigkeit der oberen Stufe des Mittleren Buntsandsteins ist großen Schwankungen unterworfen. Während sie z. B. in der Nähe der Streuquelle nur als ein schmales Band zwischen Röt und der unteren Stufe des Mittleren Buntsandsteins erscheint, erreicht sie auf dem Wege von Melpers nach Erbenhausen mindestens 40—50 m. Bei der Ziegelei von Erbenhausen ergaben sich für den Chirotheriensandstein 5 m, was auch den Angaben in den Erläuterungen zum Blatt Helmershausen und Blatt Meiningen[1]) über die Mächtigkeit dieser Zone entspricht.

Während die unteren Lagen hauptsächlich von Wäldern bedeckt sind, zeichnen sich die oberen Partieen des Mittleren Buntsandsteins durch unfruchtbare, spärlich bewachsene Wiesen aus.

### Oberer Buntsandstein oder Röt.

Im Oberen Buntsandstein oder Röt (so) herrschen im allgemeinen rote Schiefertone, denen ab und zu Lagen von grünlichen

[1]) W. Frantzen, Blatt Meiningen der Geolog. Spezialkarte von Preußen und den Thüring. Staaten, nebst Erläuterungen. Berlin 1889.

und grauen Schiefertonen und Bänkchen von braunrotem, feinkörnigem bis dichtem, verhältnismäßig glimmerreichem Sandstein, sogenanntem »Rötquarzit« eingelagert sind.

Die unteren Lagen sind sehr gut in der Ziegelei von Erbenhausen aufgeschlossen. Sie werden hier trotz ihres sandigen Charakters, der sie gegenüber den oberen Partieen auszeichnet, in großem Maße abgebaut. Das Fallen ist in der ganzen Grube ziemlich konstant zwischen 10° und 12° von S 10° W. nach N 10° O., so daß sich, bei einem flachen Ausgehenden von 150 m Breite, 25 m als Mächtigkeit für die untere Zone ergibt.

Am Südende der Grube folgen über den Chirotheriensandsteinen grüngraue und bläulichgrüne Schiefertone, in denen rot gefärbte Einlagerungen nur spärlich zu beobachten sind, während im Hangenden ein starker Wechsel von grünen und roten Lagen in größerer Mächtigkeit zu erkennen ist. Weiter nach oben nimmt die rote Färbung immer mehr zu, um endlich den fast ausschließlich roten Letten Platz zu machen.

Die mittleren Rötlagen sind östlich der Straße, die von Erbenhausen nach Reichenhausen führt, gut aufgeschlossen. Sie sind hauptsächlich als rote Schiefertone entwickelt. Hier schiebt sich eine 0,50—0,70 m starke Sandsteinlage ein, die zur Bildung der Böschung Veranlassung gegeben hat, welche sich aus der Ebene zwischen Erbenhausen und Reichenhausen deutlich heraushebt. Der Sandstein ist sehr tonig, rotbraun, führt verhältnismäßig viele Muscovitschuppen und entspricht dem unteren Sandsteinvorkommen des Röts, das in den Erläuterungen zu Blatt Meiningen erwähnt wird.

Ähnlich wie an der Basis, stellt sich auch in den oberen Partieen des Röts, entsprechend der Entwicklung auf Blatt Helmershausen, ein Wechsel von roten und lichteren Schiefertonen ein, nur daß hier sich an Stelle des Sandgehaltes ein Kalkgehalt geltend macht.

An der Straße von Hausen nach Rüdenschwinden, kurz vor dem letzteren Orte, gibt ein Aufschluß genaue Auskunft über jene oberen Lagen. Aufgeschlossen finden sich von oben nach unten:

1. 0,60 m erbsengelber Grenzkalk,
2. 0,70 » plattige graue Zellenkalke,
3. 0,80 » gelblichgraue Mergel,
4. 1,30 » graue Mergel,
5. 0,20 » grünlichgraue Mergel,
6. 0,60 » rote kalkige Tone,
7. 0,30 » lichtgrauer Mergel mit dünnen grüngrauen und roten kalkigen Toneinlagerungen,
8. 0,20 » braunrote magere Tone,
9. 0,03 » lichtgrauer Mergelstreifen,
10. 1,10 » vorwiegend rote, grün geflammte, magere Tone.

Die beiden ersten Lagen wechseln in ihrer Mächtigkeit und können sich gegenseitig vertreten. Die plattigen grauen Zellenkalke sind als die Rückstände ausgelaugter Gipspartieen zu betrachten.

Der gelbe Grenzkalk ist da, wo durchlaufende Profile fehlen, ein wichtiges Bestimmungsmittel für die Abgrenzung des Röts vom Muschelkalk. Seine Mächtigkeit beträgt bei Erbenhausen, wo er gut aufgeschlossen ist, 0,90—1,10 m, an der Nordwestseite des Kapellenberges von Fladungen 0,80 m.

Eine etwas abweichende Entwicklung zeigen die obersten Lagen des Röts bei Brüchs. Hier schiebt sich unter dem 1,00 m mächtigen Grenzkalk eine 0,20 m starke Bank von hellrötlichem Quarzit ein, unter der ein rötlicher Zellenkalk folgt. Eine ähnliche Quarzitlage findet sich auch in dem kleinen Rötaufschluß des Leubachgrabens, nur daß sich hier noch zahlreiche Glimmerschüppchen im Gestein einstellen.

Der oberste Schichtenkomplex des Röts, der mit seiner mergelig-kalkigen Beschaffenheit den Übergang vom Röt zum Muschelkalk vermittelt, hat auf dem Rücken zwischen Fladungen und Rüdenschwinden, ebenso wie in dem oben erwähnten Profil, eine Mächtigkeit von 3—4 m. Die Gesamtmächtigkeit des Röts läßt sich auf Grund der Aufschlüsse bei Erbenhausen annähernd zu 70 m angeben.

Der Röt ist infolge seiner tonigen Beschaffenheit für Wasser undurchlässig; an seiner oberen Grenze liegt deshalb der wichtigste Quellenhorizont der Gegend. Demselben gehören zahlreiche starke Quellen an, z. B. die Quelle südwestlich von Hausen, ferner die am Fixberg südwestlich bei Erbenhausen, die von Brüchs und die Erlesquelle südwestlich von Melpers. Letztere ist, wie wir später sehen werden, zugleich eine Spaltquelle.

Die Rötgesteine sind im allgemeinen leicht der Zerstörung ausgesetzt und bilden infolge dessen die sanft wellenförmigen Bergrücken unterhalb der steilen Wellenkalkgehänge. In Verbindung mit den abgestürzten Partieen des Wellenkalkes bietet der Röt einen Ackerboden, der sich durch Tiefgründigkeit und Fruchtbarkeit auszeichnet.

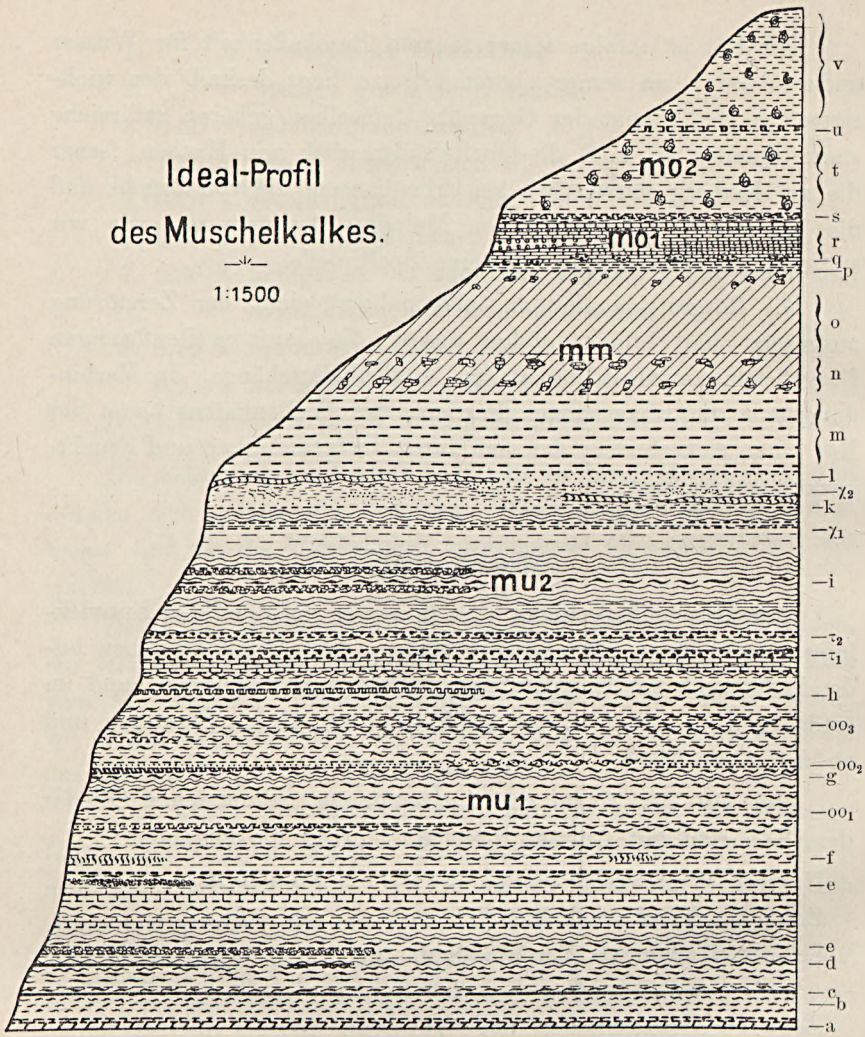
## Muschelkalk.

Der Muschelkalk findet sich in seiner vollständigen Entwicklung sowohl längs der »Langen Rhön«, den Abfall derselben bildend, als auch am Kapellenberg, südlich von Fladungen, und im östlichen Teile des Gebietes am Wurmberg, Höhn, Strutberg und an der Alten Mark.

Die auf der Karte zur Auszeichnung gekommenen Glieder desselben sind mit Angabe ihrer Mächtigkeit die folgenden:

| | | |
|---|---|---|
| Unterer Wellenkalk (mu1) . . . . | 65—70 m | |
| Zone des Terebratelkalkes ($\tau$) . . . | 3— 5 » | Oberer Wellenkalk |
| Schichten zwischen Terebratelkalk und Schaumkalk (mu2) . . . . . | 20 » | |
| Zone des Schaumkalkes und der *Orbicularis*-Platten ($\chi$) . . . . . | 10—17 » | |
| Mittlerer Muschelkalk (mm) . . . . | 35—40 » | |
| Trochitenkalk (mo1) . . . . . | 10—12 » | |
| Nodosenkalk (mo2) . . . . . | 40 » | |

In dem beigefügten Ideal-Profil des Muschelkalkes sind neben der allgemeinen Gliederung alle auftretenden Einzelheiten berücksichtigt worden. Der Maßstab des Profils beträgt 1 : 1500.




a: Grenzkalk
b: Wellenkies
c: Gastropodenbank
d: Pentacrinusbank
e: Konglomeratische Einlagerung im $mu_1$
f: Transversale Schieferung im $mu_1$
g: Gervillienbank
$oo_1$: 1. Oolithbank
$oo_2$: 2. »
$oo_3$: 3. »
h: Spiriferinenbank
$\tau_1$: Untere Terebratelbank
$\tau_2$: Obere »
i: Konglomeratische Einlagerungen im $mu_2$
$\chi_1$: Konglomeratische Schaumkalkbank
$\chi_2$: Obere Schaumkalkbank
k: Transversale Schieferung in $\chi$
l: Orbicularis-Platten
m: Gelbe Plattenkalke des Mittleren Muschelkalkes
n: Gelbe Mergel mit Zellenkalken
o: Graue Mergel
p: Graue Plattenkalke
q: Hornsteinkalke
r: Zone des Oolithkalkes
s: Trochitenkalk
t: Unterer Nodosenkalk
u: Cycloidesbank
v: Oberer Nodosenkalk

## Unterer Muschelkalk (Wellenkalk).

Der Untere Muschelkalk stellt sich als eine 98—112 m mächtige Folge von flaserigen, welligen oder wulstigen Kalklagen und dünnen, ebenflächigen, teils harten, teils mergeligen Kalkbänken dar. Eingelagert finden sich in ihm konglomeratische Kalkschichten und zahlreiche harte, zum Teil fossilführende Bänke und Bänkchen, die nicht überall einen bestimmten Horizont einhalten, sondern öfter auskeilen, um an anderer Stelle wieder aufzutreten oder durch ähnliche Gesteine ersetzt zu werden.

Auf Blatt Meiningen sind von FRANTZEN vier oolithisch ausgebildete Bänke $\alpha$—$\delta$ unterschieden worden, die dort auf große Erstreckung hin in konstantem Niveau bleiben. In der Umgebung von Fladungen sind diese Bänke ebenfalls aufgeschlossen. Es sind jedoch nur die beiden obersten $\gamma$ und $\delta$, die als Terebratelkalk ($\tau$) und Schaumkalkzone ($\chi$) bezeichnet werden, überall vorhanden, während die beiden unteren $\alpha$ und $\beta$ zu den unbeständigen Lagen gehören.

Wie auf den benachbarten Blättern wurde mit dem Terebratelkalk der Obere Wellenkalk begonnen und mit den *Orbicularis*-Platten abgeschlossen.

### Unterer Wellenkalk (mu1).

Der Untere Wellenkalk zeigt am Kirschberg bei Brüchs, wo er von der Rötgrenze bis zum Terebratelkalk sehr gut aufgeschlossen ist, von unten nach oben folgende Entwicklung:

1,00—1,10 m gelber Grenzkalk (oberster Röt);
0,50 m harter, blaugrauer, massiger Kalk;
4,00 » graue, dünnplattige, leicht zu Kies zerfallende Kalke;
0,05 » hartes, blaugraues Kalkbänkchen mit Resten von Gastropodenschalen;
24,00 » flaserige, wulstige, konglomeratische Kalke von grauer bis blaugrauer Färbung, mit Einlagerungen dünner, harter, ebenso gefärbter Kalke. In der obersten Partie dieser Schichtenfolge ist eine deutliche Transversalschieferung zu beobachten;
4,00 » graue, flaserige, wulstige Wellenkalke;

0,50 m dichte, braungelbe, oolithische Kalkbank (Oolithbank $\alpha$) mit *Myophoria laevigata*;
10,00 » graue, flaserig-wellige Kalke;
0,20 » blaugraue, feste Kalke, die stellenweise gelb und oolithisch werden;
0,80 » braungelbe, oolithische Bank (Oolithbank $\beta$), mit nicht näher bestimmbaren *Pecten*;
4,50 » graue, flaserig-wulstige Kalke;
0,10 » gelbbraune, oolithisch und zum Teil spätig entwickelte Kalke. Diese dritte Oolithbank wurde nur in diesem einen Aufschluß beobachtet, von den benachbarten Blättern wird sie nicht erwähnt;
15,00 » zumeist flaserige, graue Wellenkalke mit dünnen, mergeligen Einlagerungen, nach oben abgeschlossen durch ein klotziges Gestein von festerem Gefüge.

Darüber folgt der Obere Wellenkalk, beginnend mit der unteren Terebratelbank.

Die Schichten streichen Nord-Süd. Das Einfallen beträgt im unteren Teil bis zur dritten Oolithbank 35° nach Westen und verflacht sich von da bis zum Terebratelkalk bis auf 25°.

Auch der Steinbruch am Fixberg bei Erbenhausen gibt über die Ausbildung des untersten Wellenkalkes guten Aufschluß. Hier folgen von unten nach oben:

1,10 m gelber Grenzkalk (oberster Röt);
4,00 » graue bis blaugraue, plattige Wellenkalke, an der Basis als dichter, klotziger Kalk entwickelt;
0,05 » harte Kalkbank, blaugrau, mit Gastropodenschalen;
1,20 » graue Wellenkalke mit *Lima lineata*, auf den Schichtflächen schlangenförmige Wülste, die sich leicht aus dem Gestein lösen;
0,10 » blaugraues, hartes, fossilführendes Bänkchen mit Resten von Dentalien und Gastropoden;
1,40 » graue Wellenkalke;
0,03—0,10 » Gastropoden führendes Bänkchen;
1,30 » graue Wellenkalke;

0,05 m hartes, blaugraues Kalkbänkchen mit Fossilresten;
1,00—1,30 » graue Wellenkalke;
0,05—0,20 » harter, blaugrauer Kalk mit *Pentacrinus dubius* (Pentacrinitenbank).

Darüber sind nochmals Wellenkalke mit einer harten, fossilführenden Kalkbank zu beobachten.

Aus den Unteren Wellenkalken dieses Aufschlusses stammt auch ein Bruchstück von *Beneckeia Buchi*. Leider konnte das genaue Niveau nicht ermittelt werden.

Wie aus diesen beiden Profilen ersichtlich ist, beginnt der Untere Wellenkalk gewöhnlich mit einer festeren graublauen Kalkbank. Über dieser pflegen sich dünnplattige Kalke einzustellen, die leicht zerfallen und den Kalkkies liefern, wie er oft auf größere Entfernungen hin den Oberen Röt verdeckt. Über dieser Schicht ließ sich, nicht nur an den beiden oben erwähnten Stellen, sondern auch an anderen Stellen, wie z. B. rings um den ganzen Fixberg bei Erbenhausen, 4—5 m über dem Grenzkalk eine deutliche Gastropodenbank mit *Chemnitzia scalata* und *Turbo gregarius* feststellen. Sie tritt ferner, etwa in demselben Niveau, im Hauptsteinbruch des Leubach-Grabens bei 455 m, am Erles-Berg und an der südöstlichen Seite des Kapellenberges auf. An letzterer Stelle scheinen, ähnlich wie im Steinbruch von Erbenhausen, zwei durch Wellenkalke getrennte Bänkchen vorhanden zu sein, die außer Gastropoden noch *Dentalium laeve* und *Myophoria laevigata* enthalten.

Die Pentacrinitenbank besteht aus einem blaugrauen Kalk, aus dem sich die weißen Stielglieder von *Pentacrinus dubius* und Encriniten deutlich herausheben. Sie konnte nur bei Erbenhausen an der erwähnten Stelle sicher nachgewiesen werden.

Dagegen stellt sich noch unterhalb der Oolithbänke und zwar, wie aus einem Aufschluß im Dörrbachgraben nordwestlich von Rüdenschwinden ersichtlich ist, etwa 0,50 m unterhalb der 1. Oolithbank, eine Gervillienbank ein, die auch im Haupsteinbruch des Leubach-Grabens aufgefunden wurde, allerdings ohne daß der Horizont genau bestimmt werden konnte.

Die Transversalschieferung, welche Frantzen bei Meiningen in allen Schichten des Unteren Muschelkalkes fand, wurde bei Fladungen im Unteren Wellenkalk nur einmal, und zwar am Kirschberg bei Brüchs (vergl. Profil S. 119) beobachtet, dagegen ist sie in der Region des Schaumkalkes eine sehr gewöhnliche Erscheinung (vergl. unten S. 126). Etwa 32 m über dem Grenzkalk findet sich die Oolithbank $\alpha$ mit *Myophoria laevigata. Terebratula Ecki*, die Frantzen aus dieser Schicht beschreibt, konnte bei Fladungen nicht aufgefunden werden. 10 m über der 1. Oolithbank folgt bei Brüchs die Oolithbank $\beta$, in der sich Reste von nicht näher bestimmbaren *Pecten* einstellen. Das Gestein beider Bänke ist gelbbraun und zeigt keinerlei Unterscheidungsmerkmale. In den Erläuterungen zu Blatt Meiningen beschreibt Frantzen diese Gesteine, welche als Pseudoolithe aufzufassen sind, ausführlich und erörtert ihre Bildungsweise. Unter dem Mikroskop stellen sie sich als ein braungefärbtes Aggregat grobkörnigen Calcits in dichter, heller Grundmasse dar, wie dies auch von Liebetrau[1]) bei Oolithen im Muschelkalk von Jena beobachtet wurde.

Die oben als 3. Oolithbank bezeichneten spätigen Kalke konnten nur am Kirschberg von Brüchs sicher festgestellt werden.

Auch die von Bücking auf den Blättern Helmershausen und Oberkatz nachgewiesene Spiriferinenbank ist bei Fladungen entwickelt. Sie findet sich am sogenannten Kutschenweg des Strutberges, nördlich von Brüchs, etwa 6 m unter dem Terebratelkalk, als eine etwas konglomeratisch entwickelte Bank, die von *Spiriferina fragilis* und Crinoidengliedern erfüllt ist.

Wie auf Blatt Helmershausen schließt der Untere Wellenkalk mit einer blaugrauen festeren Kalkbank, was auch im Profil vom Brüchser Kirschberg angegeben wurde.

### Oberer Wellenkalk (mu2).

Der Obere Wellenkalk mu2 beginnt mit dem Terebratelkalk ($\tau$) Während in der Meininger Gegend außer 2 Terebratelbänken noch ein drittes Terebratelbänkchen entwickelt ist, lassen sich in der Gegend von Fladungen nur die beiden ersteren unterscheiden.

[1]) Zeitschrift der D. geolog. Gesellschaft Band XLI, 1889, S. 740.

Wo diese zusammen auftreten, sind sie durch etwa 2 m Wellenkalk von einander getrennt.

Die untere Terebratelbank ist, ebenso wie auf dem Gebiet des Nachbarblattes Helmershausen, gelbbraun gefärbt, oolithisch ausgebildet und von größeren Hohlräumen durchsetzt, die bisweilen von Kalksinter ausgekleidet sind. Ihre Mächtigkeit schwankt zwischen 0,70 m und 1,50 m; die letztere wurde auf dem Fladunger Kapellenberg beobachtet.

Die obere Terebratelbank ist etwa 0,60—0,80 m mächtig. Sie unterscheidet sich von der unteren zunächst durch lichtere Färbung, ferner durch Zurücktreten oder Fehlen der Oolithstruktur und durch ein mehr krystallines Gefüge.

In beiden Bänken kommt, bisweilen in großer Häufigkeit, *Terebratula vulgaris* vor. In der unteren fand sich ferner *Pecten discites* und *Myophoria elegans*, die letztere in vortrefflicher Erhaltung. In der oberen wurden neben *Terebratula vulgaris* noch *Spiriferina hirsuta*, *Dentalium torquatum* und Crinoidenstielglieder von *Pentacrinus dubius* und *Encrinus* beobachtet. Die beiden zuletzt erwähnten Fossilien fehlen, ebenso wie weiter östlich, in der unteren Bank so gut wie ganz.

Ein Aufschluß in der oberen Schicht findet sich auf dem linken Ufer des Dörrbachgrabens und im Leubachgraben. Beide Bänke kommen in guter Entwicklung auf dem Fixberg bei Erbenhausen und an dem Brüchser Kirschberg vor.

An letzterem haben wir folgende Lagerung von unten nach oben:

0,30—0,40 m braungelber, oolithischer, von größeren Hohlräumen durchsetzter Kalk, reich an *Myophoria elegans*, arm an *Terebratula vulgaris*,
0,30 » lichter oolithischer Kalk, reich an *Terebratula vulgaris*,
2,00 » graue Wellenkalke,
0,70 » obere Terebratelbank, nicht oolithisch und reich an *Terebratula vulgaris* und Crinoidenstielgliedern.

Über dem Terebratelkalk lagern wulstige, dem Unteren Wellenkalk ähnliche Kalke mit konglomeratischen Zwischenlagen und darüber mehr ebenflächige Plattenkalke mit mergeligen Einlagerungen. Diese Zone ist etwa 20 m mächtig.

Einen guten Aufschluß bietet der Westabhang des Wurmberges und der Steinbruch am »Mit Bühel« bei Hausen. Auch im Dörrbachgraben bei 570 m Meereshöhe ist die Zone aufgeschlossen; hier folgen über dem Oberen Terebratelkalk:

0,30 m graue Plattenkalke,
0,20 » mürbe graue Wellenkalke,
0,60 » graublaue wulstige Wellenkalke,
0,35 » 4 harte Kalkbänkchen mit undeutlichen Fossilresten, durch dünne Mergelstreifen getrennt.

Darüber liegen wulstige Wellenkalke.

Auch im Leubach-Graben fand sich an der Basis dieser Wellenkalkzone ein hartes, etwa 5—10 cm mächtiges Kalkbänkchen mit undeutlichen Fossilresten.

Ebenso gibt Frantzen in einem Profil bei Meiningen in der Region nahe über der oberen Terebratelbank dünne Petrefaktenbänkchen an.

In der Zone des Schaumkalkes ($\chi$), mit dem die obere Abteilung des Unteren Muschelkalkes schließt, lassen sich bei Fladungen nur 2 gut charakterisierte von einander getrennte Bänke nachweisen, während weiter östlich, sowohl auf Blatt Helmershausen als auch bei Meiningen, 3 Bänke entwickelt sind.

Die untere Schaumkalkbank bei Fladungen, die mit der mittleren Bank des östlichen Gebietes zu parallelisieren ist, verrät sich im Terrain in der Regel nur durch Bruchstücke. Nur im Leubach-Graben konnte sie in einem kleinen Steinbruchsversuch anstehend beobachtet werden. Sie ist hier konglomeratisch entwickelt, braun gefärbt und besteht aus zahlreichen, flachen bis zu 2-Markstück großen Kalkgeschieben, die in einer lichteren, stellenweise schaumigen Grundmasse eingebettet liegen. Diese ist den Kalkgeschieben an Menge etwa gleich. Die Mächtigkeit der unteren Schaumkalkbank beträgt etwa 0,35 m, was mit den Angaben

Bücking's und Frantzen's in dem östlich anschließenden Gebiet vollkommen übereinstimmt.

Die obere Schaumkalkbank ist in einer Reihe von Steinbrüchen am Wurmberg, bei Huflar und bei Schafhausen sehr gut aufgeschlossen.

Das gleichmäßige, graue, schaumige Gestein läßt sich gut bearbeiten und kann in über metergroßen Quadern gebrochen werden. Er ist der Hauptbaustein der Gegend und führt beim Volke den Namen »Eichstein«.

Über die Ausbildung der oberen Schaumkalkbank und der sich ihm anschließenden Orbicularisplatten geben die folgenden Profile guten Aufschluß:

Südlicher Steinbruch, östlich von Erbenhausen am Kartenrande; von unten nach oben:

Stücke der unteren Schaumkalkbank,
etwa 3 m graue und blaugraue Wellenkalke,
0,80 m dunkelgrauer Schaumkalk mit Crinoidenstielgliedern und *Myophoria laevigata* und *orbicularis*,
0,03—0,05 m Einlagerung von hartem krystallinem Kalk,
0,15 m dunkelgrauer Schaumkalk,
0,20 » hartes, blaugraues, konglomeratisches, stellenweise schaumiges Bänckchen mit Encriniten, Pentacriniten und *Dentalium*,
2,20 » blaugraue, ebenschiefrige Kalke mit *Myophoria orbicularis* und *Rhizocorallium*,
0,05 » hartes, dunkelgraues, fossilführendes Bänkchen,
0,25 » grauer, dünnplattiger, mürber, schwach welliger Kalk,
0,02 » wenige Millimeter dicker plattiger Kalk mit *Myophoria orbicularis* und *vulgaris*,
0,07 » dunkelgrauer Schaumkalk,
0,14 » blaugrauer Plattenkalk,
0,03 » dunkelgrauer Schaumkalk,
2,20 » dünnplattige, schwach wellige graue Kalke mit Transversalschieferung,
0,12 » dunkelgrauer Schaumkalk,

0,05 m graublauer, dünnplattiger Kalk,
gelbe Mergel und Plattenkalke des Mittleren Muschelkalkes.

Profil vom großen Steinbruch am Westabhange des Wurmbergs; von unten nach oben:

1,00—1,10 m dichter, gleichporiger, dunkelgrauer Schaumkalk,
0,30—0,40 » dünne Schaumkalkstreifen in stetem Wechsel mit ebenschiefrigem Kalk,
0,60 » dunkelgrauer Schaumkalk mit *Myophoria laevigata* und *orbicularis*,
1,10 » dünne, oft nur wenige Millimeter dicke, ebenschiefrige Kalke.

Profil im Steinbruch südlich unterhalb von Huflar; von unten nach oben:

1,10 m dunkelgrauer Schaumkalk,
0,25 » harte blaugraue, plattige Kalke mit *Myophoria laevigata* und *orbicularis*,
0,70 » dunkelgrauer Schaumkalk mit *Myophoria orbicularis*,
Mergel und gelbe Plattenkalke des Mittleren Muschelkalkes.

Die Mächtigkeit der Oberen Schaumkalkbank schwankt in der Gegend von Fladungen zwischen 1,18 und 2,10 m.

Wie wir aus den obigen Profilen ersehen, sind die wichtigsten Fossilien des oberen Schaumkalkes Myophorien und Crinoiden. In der Führung der Crinoiden unterscheidet sich demnach der Obere Schaumkalk der Fladunger Gegend von dem des östlichen Gebietes insofern, als dort Crinoiden in dem oberen Schaumkalk nicht vorkommen, sondern auf die beiden unteren Bänke beschränkt sind.

Außer durch die schaumig entwickelten Kalke, die aus oolithischen Kalksteinen durch Auslaugen der Oolithe entstanden sind, zeichnet sich die obere Zone des Unteren Muschelkalkes durch eine charakteristische Transversalschieferung aus, zumal in den Bänken zwischen dem Unteren und Oberen Schaumkalk. Die Parallelzerklüftung, die sich oft in Form eines regelmäßigen S oder $\Sigma$ darstellt, kann recht gut zur Erkennung der Schaumkalkregion dienen. Besonders gut läßt sich die Diagonalstruktur, außer an

der auf S. 125 erwähnten Stelle, an der Straße von Leubach nach Frankenheim und an dem Weg von Hausen nach dem Korbes erkennen. Frantzen gibt eine eingehende Schilderung dieser Diagonalstruktur und ihrer Entstehung durch verschiedene Meeresströmungen [1]).

Bei Erbenhausen am östlichen Kartenrande und am Wurmberg (vergl. die Profile S. 125 und 126) stellen sich über dem Oberen Schaumkalk noch dünne, ebenflächige, blaugraue Kalke ein, die wegen der zahlreichen Steinkerne von *Myophoria orbicularis*, die sie führen, allgemein als Orbicularisplatten bezeichnet werden.

Dieselben können, wie das zuletzt erwähnte Profil von Huflar zeigt, völlig fehlen. Ihre größte Mächtigkeit wurde in dem Profil bei Erbenhausen am östlichen Kartenrande mit 5,13 m festgestellt. Auffallend sind hier die zahlreich in ihnen wiederkehrenden Schaumkalkeinlagerungen, die ihnen ein von dem gewöhnlichen abweichendes Gepräge geben.

### Mittlerer Muschelkalk.

Der beste Aufschluß für den Mittleren Muschelkalk (mm) liegt nordöstlich vom Hexenküppel, westlich von Hausen. Die Gesamtmächtigkeit ergibt sich hier, da die Lagerung als horizontal angenommen werden kann, zu etwa 40 m. Bücking gibt in der Gegend von Helmershausen eine durchschnittliche Mächtigkeit von 45 m und Frantzen bei Meiningen eine solche zwischen 30 und 40 m an.

An der Basis liegen gelbe Mergel und gleichgefärbte Plattenkalke, darüber folgen graue und gelbe Mergel. Mächtige Zellenkalke, welche sich in deren oberem Teil einstellen, sind gleich wie die Zellenkalke des Röts offenbar Rückstände ausgelaugter Gipsstöcke. Ihr Hangendes bilden wiederum graue Mergel und dünne Kalkplatten, in denen sich ebenfalls Zellenkalke, allerdings mehr vereinzelt, finden. Sie werden überlagert von einer etwa 0,40 m mächtigen Kalkbank. Diese zeichnet sich durch eine dichte, sehr

[1]) W. Frantzen, Untersuchungen über die Diagonalstruktur verschiedener Schichten etc. Dieses Jahrbuch, Bd. XIII. 1892, S. 138 f.

gleichmäßige Beschaffenheit und lichtgraue Färbung aus und erinnert in ihrem Aussehen an den lithographischen Schiefer, doch läßt sie sich, wegen unregelmäßiger Querabsonderung, als solcher praktisch nicht verwerten. Nur durch eine dünne Mergellage von ihr getrennt, stellen sich dann die unteren Glieder des Oberen Muschelkalkes ein.

Den weichen Gesteinen des Mittleren Muschelkalkes entspricht fast stets ein flaches Gelände. Gute Aufschlüsse finden sich in ihm, wegen der starken Basaltverrollung und der leichten Zerstörbarkeit seiner Gesteine, meist nicht. Er verrät sich oft nur durch Bruchstücke von gelben Plattenkalken und Zellenkalken.

Der Mittlere Muschelkalk stellt einen tiefgründigen, fruchtbaren Ackerboden dar, so daß man, selbst da, wo er in beträchtlicher Höhe auftritt, wie z. B. an den Steinköpfchen, noch landwirtschaftliche Bebauung antrifft.

## Oberer Muschelkalk.

Der Obere Muschelkalk gliedert sich bei Fladungen, ebenso wie in den angrenzenden Gebieten, in 2 Abteilungen, in den Trochitenkalk (mo1) und in die Schichten mit *Ceratites nodosus* (mo2).

### Trochitenkalk (mo1).

Der Trochitenkalk (mo1), dessen Gesamtmächtigkeit 10—12 m beträgt, beginnt mit einer dichten geschlossenen Kalkbank. Ihre größtenteils harte Beschaffenheit rührt von einer Verkieselung her, die sich in den untersten Lagen allerdings nicht so stark geltend macht wie in den höheren Partieen.

An der Basis finden sich Hornsteinlinsen von dunkel-bräunlicher oder dunkelbläulicher Färbung, auf Grund deren die unteren Lagen auch den Namen Hornsteinkalk tragen. Durch die Verwitterung erhalten die Linsen, die bis 5 cm dick werden können, ein gesprenkeltes Aussehen.

Gewöhnlich erscheint der mittlere Teil des Trochitenkalkes als ein lichter, deutlich krystalliner Kalk, der zahlreiche Versteinerungen, wie *Pecten discites*, *Pecten Albertii*, *Mytilus vetustus*, *Gervillia costata* und *Lima striata* enthält. In dieser Entwicklung (Mytilus-

schichten EMMERICHS) findet er sich auf dem Weg von Huflar nach dem Geishauck gut aufgeschlossen.

An einigen Stellen am Wurmberg trifft man statt jener krystallinen Kalke ein dichtes weißes Oolithgestein mit spärlichen Fossilresten. Der Oolith ist nicht wie derjenige der Oolithbänke $\alpha$ und $\beta$ ein Pseudoolith, sondern die $^1/_2$—$1^1/_2$ mm großen kugeligen bis ellipsoidischen Körner zeigen einen deutlich konzentrisch schaligen Bau.

Der obere Teil und zwar die Hauptmasse des Trochitenkalkes wird von dem Trochitenkalk im engeren Sinne gebildet. Über seine petrographische Beschaffenheit wie über seine Fossilführung gibt der Steinbruch am Kalkofen bei Schafhausen, östlich von Erbenhausen unmittelbar am Ostrande der Karte gelegen, guten Aufschluß.

Hier sind mehrere nordsüdlich streichende Kalkbänke, die unter 30° gegen Ost einfallen, bloßgelegt, und zwar folgen von unten nach oben:

1,30 m durch Verkieselung harter, blaugrauer Kalk reich an Stielgliedern von *Encrinus liliiformis* und *Terebratula vulgaris*,

0,20 » blaugrauer, flaseriger Kalk, reich an *Lima striata* und *Terebratula vulgaris*,

0,30 » harter, etwas durch Brauneisen gefärbter, fossilarmer Kalk,

0,50 » graue Plattenkalke mit dünnen Tonzwischenlagen,

0,45 » durch Verkieselung harter, fossilarmer Kalk,

0,70 » graue Tone,

0,50 » harter, lichter, wulstiger Kalk mit zahlreichen Stielgliedern von *Encrinus liliiformis*, mit *Terebratula vulgaris* und *Lima striata*, durch Eisenhydroxyd braun gefärbt.

Eine gleiche Entwicklung zeigt auch der Trochitenkalk im Steinbruch unterhalb der Erlesmühle.

Die Einteilung des Trochitenkalkes in 3 Stufen, wie sie eben beschrieben und von BÜCKING bei Helmershausen festgestellt wurde,

läßt sich nicht allenthalben in der Umgebung von Fladungen durchführen: so fehlen nordöstlich vom Hexenküppel bei Hausen die Mytilusschichten und die Oolithbänke, und über dem Hornsteinkalk folgen sofort Trochitenkalke, die den obersten Lagen entsprechen.

Als Baustein findet der Trochitenkalk bei Schafhausen Verwendung; auch wird er dort zum Kalkbrennen benutzt, obwohl er sich dazu wegen seiner dichten Beschaffenheit nicht besonders eignet.

Im Gelände bildet der der Verwitterung trotzende Trochitenkalk fast allenthalben eine deutlich hervortretende, für ihn geradezu charakteristische steile Böschung.

Schichten mit *Ceratites nodosus* (Nodosenkalk) (mo2).

Der Nodosenkalk besteht aus tonigen und mergeligen Gesteinen, grauen Plattenkalken und Kalkknauern. Durch eine etwa 20—30 cm mächtige, blaugraue Bank, angefüllt mit *Terebratula cycloides*, wird er, ebenso wie auf Blatt Helmershausen, in zwei Stufen geteilt, von denen die obere sich ganz besonders durch Fossilreichtum auszeichnet. Es finden sich vor allem *Ceratites nodosus* und *Gervillia socialis*, ferner *Myophoria vulgaris* und *laevigata* und *Terebratula vulgaris*. Als Seltenheit kommen am Strutberg *Nautilus bidorsatus* und am Stellig nordöstlich von Leubach Knochen von *Nothosaurus* vor.

Gute Aufschlüsse finden sich an der Alten Mark, dem Strutberg, wo besonders große Ceratiten auftreten, an dem Geishauck und am Wurmberg.

Der Nodosenkalk, dessen Mächtigkeit etwa 40 m beträgt, gibt ähnlich dem Mittleren Muschelkalk einen tiefgründigen Ackerboden.

## Keuper.

Der Keuper nimmt einen großen Teil des östlichen Kartengebietes ein. Entwickelt sind hier der Untere Keuper oder die Lettenkohle (ku) und die untere Abteilung des Mittleren Keupers, der Gipskeuper (km).

### Unterer Keuper (Lettenkohle) (ku).

Der Untere Keuper tritt einerseits in kleinen Partieen direkt unter der Basaltdecke der Alten Mark und des Salkenbergerwaldes hervor, andererseits in regelmäßiger Lagerung zwischen dem Nodosenkalk und dem Gipskeuper längs der Keupermulde, die sich von Aschenhausen auf Blatt Helmershausen über Schafhausen und den Absberg nach dem Südende des Wurmberges hin erstreckt.

Seine Mächtigkeit beträgt am Strutberg etwa 15 m. Er setzt sich aus dunkeln Mergeln und Schiefertonen zusammen, denen graubraune und grünlichgraue, glimmerreiche Sandsteine eingelagert sind.

Die Abgrenzung vom Nodosenkalk ist sehr oft eine willkürliche, da dieser bei seiner tonig-mergeligen Entwicklung allmählich in die Lettenkohle übergeht. Dagegen ist die obere Grenze der Lettenkohle eine scharfe; sie schließt mit einem auffallenden Gestein, dem gelben Grenzdolomit, der im Bereich des Blattes Helmershausen eine Mächtigkeit von höchstens 3 m erreicht. Innerhalb unseres Gebietes wurde er nur in Bruchstücken auf den Feldern südwestlich von Schafhausen und am westlichen Wurmberg beobachtet. Fossilien wurden in der Lettenkohle nicht gefunden.

### Gipskeuper (km).

Der Gipskeuper besteht aus roten und blaugrauen Tonen. Von den ähnlichen Röttonen unterscheiden sie sich am besten durch das ziemlich konstante Auftreten von kleineren und größeren Quarzknauern. Diese setzen sich aus einer Menge kleiner Quarzkrystalle zusammen, die meist durch ein mergeliges oder kalkiges Bindemittel zu festen Knollen verkittet sind. Mitunter überwiegt das Bindemittel an Menge den Quarz. In Salzsäure zerfallen die Knauern, und im Rückstand finden sich bisweilen zahlreiche ringsum ausgebildete Quarzkrystalle, oft 2—5 mm lang. Solche kommen auch stets in den Tonen vor und bilden da, wo die Aufschlüsse schlecht sind, wie z. B. am Höhn nördlich von Fladungen, ein gutes Erkennungszeichen für den Mittleren Keuper. Gipseinla-

gerungen werden bei Fladungen nicht beobachtet, doch sind die Quarzknauern bekanntlich als die Rückstände von Gipsknollen anzusehen. (Vergleiche Erläuterungen zu Blatt Helmershausen S. 20.)

Am Wurmberg finden sich im Gebiet des Gipskeupers auch noch Bruchstücke eines feinkrystallinen Kalkes, der eine rotweiße Bänderung zeigt und kleine mit rotem Ton angefüllte linsenförmige Hohlräume enthält. Ferner wurde bei Schafhausen ein grauweißer, mehr grobkristallyner und ein zerfressen aussehender, lichter Kalk beobachtet, der von spätigen Schnüren durchzogen ist.

Alle diese zuletzt erwähnten Gesteine wurden aber nicht anstehend angetroffen, sondern nur in losen Stücken. Eine genaue Horizontbestimmung ließ sich deshalb nicht durchführen.

Der beste Aufschluß für den Mittleren Keuper findet sich an der alten Ziegelei bei Schafhausen, ein wenig östlich vom Rande der Karte.

## Tertiär (b).

Über den triadischen Ablagerungen treten am Ostabhange der »Langen Rhön« und am Absberg, in Verbindung mit später zu besprechenden Eruptivgesteinen, noch sedimentäre Bildungen der Tertiärperiode auf.

Ihrem Alter nach lassen sich die Tertiärschichten unterscheiden in solche, die der voreruptiven Zeit angehören, und in jüngere Sedimente, die gleichzeitig mit den Eruptivgesteinen zur Entstehung gelangten.

Alle diese tertiären Absätze sind Süßwasserbildungen. Die jüngeren können auf Grund ihrer Pflanzenreste, unter denen sich Blätter von *Labatia salicites*, *Laurus primigenia* und eine nicht näher bestimmbare Acerart findet, dem unteren Miocän zugerechnet werden.

Zu dem älteren vorbasaltischen Tertiär gehören lichtgraue, mehr oder weniger sandige Tone, Quarzsande und quarzitische Schotter.

Tone liegen bei den Steinköpfchen und dem Streufelsberg

Sie sind hier von zahlreichen Hornsteinknollen und zerhackt aussehenden Hornsteinen durchsetzt. Im Streuwald westlich von Melpers, sowie auf der Strecke zwischen Höhlwald und Feist westlich von Leubach ist es ein feiner Quarzsand, der zwischen dem mächtigen Basaltschutt hervortritt und die Anwesenheit des Tertiärs im Untergrunde verrät. Südlich der Guckas bei Rüdenschwinden, wo das Tertiär am besten entwickelt ist, sind den älteren Bildungen Schotter zuzurechnen, die aus milchweißen und tiefschwarzen Quarzgeröllen von Haselnuß- bis Faustgröße bestehen. Neben ihnen treten in der benachbarten »Kohlgrube« in einer kleinen Schlucht poröse, kieselige Schiefer auf, in denen sich Reste fossiler Hölzer nachweisen lassen. Ob diese Schiefer zu den älteren Ablagerungen zu rechnen sind, läßt sich jedoch nicht entscheiden.

Das Tertiär am Absberg und am Höhn schließt sich in seiner Entwicklung den übrigen älteren Bildungen an. Hier sind es Sande und sandige Tone, die sich mit denen an der Fabrik im Leubachtale unterhalb von Frankenheim und einigen Vorkommen im unteren Teile des Hausener Mittelwaldes vergleichen lassen.

Zum Jüngeren Tertiär gehören Süßwassermergel, Süßwasserkalke, Braunkohlen und Basalttuffe.

Wenn wir den Abhang der Rhön von Norden nach Süden verfolgen, so treffen wir zunächst im Totenwald am linken Leubachufer auf zwei alte Schürfversuche auf Braunkohle, durch welche diese und im Zusammenhang mit ihr Tuff und sandige Tone zu Tage gefördert wurden. Die Kohle soll hier an der Straße durch Versuchsschächte 1 m mächtig angetroffen worden sein. [Hassenkamp-Müller, 1878, Fulda]. Ein weiteres Vorkommen von Tuffen in Wechsellagerung mit Süßwassermergeln liegt an der Guckas. Auch hier sollen früher in der bereits erwähnten Kohlgrube Braunkohlen erschürft worden sein[1]).

Weit besser aber als diese beiden Aufschlüsse sind diejenigen, welche südlich der Guckas nach dem Eisgraben zu sich einstellen. Hier liegen, wie bei Anlage eines Waldweges neuerdings festge-

[1]) Ferd. Sandberger, Über die Braunkohlenformation der Rhön. Berg- und Hüttenmännische Zeitung, Leipzig 1879, S. 190.

stellt wurde, in den Junkershecken östlich vom Männerholz, zuoberst blättrige Braunkohle und Lignit von geringer Mächtigkeit. Unter diesen folgt eine 10—20 cm mächtige Lage von Süßwassermergeln, in denen sich zahlreiche Planorben, eine Unioart, und Ahornblätter einstellen. Noch tiefer liegen kohlige Mergel mit zahlreichen nicht näher bestimmbaren Pflanzenresten.

Der Aufschluß liegt nur wenige Meter östlich des sogenannten Juliusstollens. Dieser wurde am Nordrande der Junkershecken bei 670 m Meereshöhe, zugleich mit einem zweiten Stollen, Antonstollen, der südöstlich von ersterem in 630 m Höhe liegt, in der Mitte des vorigen Jahrhunderts aufgefahren. Der Juliusstollen entwässerte das etwa 1 m mächtige Julius- oder Fortunaflöz, auf das auch ein 14 m tiefer Schacht — Fortunaschacht — abgeteuft war.

Von dem tiefer gelegenen Antonstollen geben Sandberger[1]) und Gümbel[2]) folgendes Profil:

von oben nach unten:

2,30 m Basaltgeröll,
8,10 » gelber und blaugrauer Ton,
0,15 » Kohlenflöz,
0,60 » weißlicher Mergelschiefer mit *Cypris*,
10,15 » Basalttuff,
0,60 » Kohlenflöz mit Lignit,
0,10 » weißlicher Mergel mit *Paludina pachystoma* und *Planorbis dealbatus*,
0,50 » brauner Ton mit Blattabdrücken, Basalttuff mit Wellenkalkbrocken im Liegenden (nicht durchbrochen).

Offenbar liegen die vom Stollen durchfahrenen Lagen nicht horizontal, sondern wellig und stark geneigt (vergl. S. 145), sonst wäre die in dem horizontal oder nur mäßig ansteigend getriebenen Stollen angetroffene große Mächtigkeit von Ton und Basalttuff nicht zu erklären.

In dem »gutachtlichen Bericht über die Braunkohlenablagerungen im Grubenfelde bei Hausen und Roth an der Rhön von

[1]) F. Sandberger, l. c. S. 201.
[2]) Gümbel, Geologie von Bayern, S. 678.

Friedrich Gräser« (München 1877) finden sich die Resultate einer chemischen Untersuchung der Braunkohle und der Süßwassermergel des Antonstollens. Es wurden (Gräser S. 8 f.) normale Durchschnittsstufen von frisch geförderter Kohle von Professor Dr. Wittstein in München untersucht, und es ergab sich folgendes Resultat:

| | |
|---|---|
| 26,500 | Wasser (wovon nach 6—8-wöchentlicher Lagerung ca. 8—10 Teile entweichen), |
| 45,313 | Kohlenstoff, |
| 3,920 | Wasserstoff, |
| 13,414 | Sauerstoff, |
| 0,822 | Stickstoff, |
| 2,651 | Schwefel, |
| 0,944 | Eisen (oxyd), |
| 0,806 | Tonerde, |
| 2,800 | Kalk, |
| 0,400 | Magnesia, |
| 2,430 | Kieselsäure. |
| 100,000 | |

Beim Verbrennen, sagt Wittstein, hinterläßt die Kohle 10,320 v. H. Asche von lockerer Beschaffenheit, worin 1,174 v. H. Schwefel als 2,904 v. H. Schwefelsäure enthalten sind. Das Heizvermögen der Kohle entspricht 4394 Wärmeeinheiten.

Das Analysenresultat des Süßwassermergels aus dem Antonsstollen in grubenfeuchtem Zustand ist (Fr. Gräser, l. c. S. 13) das folgende:

| | |
|---|---|
| 10,740 | Kieselsäure |
| 8,714 | Tonerde, |
| 0,531 | Kali, |
| 72,600 | kohlensaurer Kalk, |
| 0,223 | Magnesiumcarbonat, |
| 0,584 | Calciumsulfat, |
| 2,226 | Eisenoxyd, |
| 4,050 | Wasser und Bitumen. |
| 99,668 | |

Wittstein glaubt, daß die Zusammensetzung zu dem Schlusse berechtigt, daß jene Mergel durch Brennen einen brauchbaren Zement liefern.

Auf der alten Halde bei dem Antonstollen finden sich bis zu 50 cm mächtige Blöcke eines sehr dichten, lichtgrauen Kalkes mit schön erhaltenen Pflanzenresten. Es wurden festgestellt: Blätter von *Labatia salicites* Web. und *Laurus primigenia* Ung., sowie eine Versteinerung, in der sich die Flügeldecke eines Käfers vermuten läßt.

Nur wenige Schritte aufwärts liegen Reste von Braunkohlen und Blöcke eines dichten schwarzen Kalkes, der seine dunkle Färbung zahllosen Aschenteilchen und Lapilli eines Feldspatbasaltes verdankt. Die Untersuchung ergab, daß das Gestein aus 60 v. H. Kalk und 40 v. H. vulkanischem Trümmermaterial besteht. Während der Bildung des Kalkes hat also ein vulkanischer Ausbruch stattgefunden, und die Auswurfsprodukte gelangten in den Kalkschlamm eines Süßwasserbeckens.

Auf das Braunkohlenvorkommen des Antons- und Juliusstollens ist eine Mutung eingelegt unter dem Namen »Balkenstein II.« Diese Bezeichnung ist leider schlecht gewählt, da sie zu Verwechselungen mit der etwa 2 km weiter nördlich gelegenen Basaltkuppe des Badelsteins — auf älteren Karten Balkenstein genannt — Anlaß gegeben hat.

Von einem bei dem alten Jägerhaus im Hausener Mittelwald gelegenen Schacht, der durch den sogenannten Metastollen entwässert wurde, gibt Hassenkamp[1]) folgendes Profil:

Basaltgerölle: 80 Fuß,
Kohlengebirge: 15 » bestehend aus Moorkohle, Schieferkohle und bituminösem Schieferton,
Basalttuff: 40 »
Basalt mit Aragonit und Mesotyp.

Der Blätterton enthält nach Hassenkamp sehr schöne Abdrücke von *Leuciscus papyraceus* Ag. und *Cobitis brevis* Meyer.

[1]) Hassenkamp, Über die Braunkohlenformation in der Rhön. Verhandlungen der physik.-medizin. Gesellschaft, Würzburg 1858, Bd. VIII, S. 191 f.

In der Schieferkohle sollen auch Blätter, namentlich solche von *Acer*-Arten, sehr gut erhalten sein.

Die Stellen, an denen Schürf- und Bohrversuche auf Braunkohle unternommen wurden, sind auf der Karte durch das Zeichen (⚒) kenntlich gemacht.

Weiter südlich geht das Tertiär im Eisgraben zu Tage. Von diesem Vorkommen hat H. Proescholdt[1]) im Jahre 1884 ein Profil mit Erläuterungen gegeben, dem er 1893 noch einige Nachträge und Berichtigungen hinzufügte. Hierauf wird unten, S. 145, noch zurückzukommen sein.

Es sei nur auf den in 700 m Meereshöhe im Eisgraben gelegenen Hermannstollen hingewiesen, der um die Mitte des vorigen Jahrhunderts angelegt wurde, um das Tertiär südlich des Eisgrabens zu entwässern. Nach Sandberger (l. c. S. 191) bestand das Kohlenflöz, auf das der Stollen getrieben und das 5 m mächtig war, aus Pechkohle. Nach Gümbels Angaben (Geologie von Bayern S. 768) schwankt die Mächtigkeit des Flözes zwischen $1^1/_2$ und 5 m und besteht es aus erdiger Kohle, guten Schiefer- und Pechkohlen.

Als das jüngste Tertiär sind blaue Letten anzusehen, die sich über den Basaltdecken als Unterlage des »Schwarzen Moores« finden. Man könnte versucht sein, sie für Zersetzungsprodukte von Basalt anzusehen, wenn sie nicht etwas Sand enthielten, der beim Schlemmen der Tone sichtbar wird.

Auf sekundärer Lagerstätte finden sich zahlreiche Braunkohlenquarzite, die eine Größe von $^1/_2$ m Durchmesser erreichen und bald licht grau, bald gelblich und rot gefärbt sind. Besonders häufig finden sie sich auf dem Keuper bei Schafhausen am Ostrande der Karte und außerhalb des Kartengebietes und im Bereiche des Mittleren Muschelkalkes und Diluviums nördlich von Ober-Fladungen, ferner vereinzelt südlich des Kapellenberges und in den Niederungen bei

[1]) H. Proescholdt, Geolog. und petrogr. Beiträge zur Kenntnis der »Langen Rhön«. Dieses Jahrb. 1884, S. 243 f. Ders., Über den geolog. Bau des Zentralstockes der Rhön 1893. Dieses Jahrb. 1894.

Rüdenschwinden, sowie im oberen Teile des Dörrbachgrabens (bei 690 m Meereshöhe), westlich von Rüdenschwinden. Sie liegen an letzterer Stelle wohl nicht weit von ihrem Ursprungsort.

## Diluvium.

Diluvialen Alters sind die Lehm- und Schotterablagerungen, die sich längs des Leubach- und Streutales und zwischen dem unteren Eisgraben und der Streu in ziemlich großer Ausdehnung finden.

Die Lehmablagerungen sind nie ganz frei von Basaltgeschieben, die mit der Entfernung von dem anstehenden Basalt an Größe und Häufigkeit abnehmen, auch konnten völlig lehmfreie Schotterablagerungen nicht gefunden werden.

An dem Wege von Ober-Fladungen nach dem Stellig ließen sich neben den Basaltgeschieben häufig auch Hornsteine des Trochitenkalkes beobachten. Rechts von der Straße, die von Ober-Fladungen nach Leubach führt, konnte die Mächtigkeit jener diluvialen Ablagerung bis zum anstoßenden Wellenkalk mit 1,50 m festgestellt werden; doch erreicht dieselbe an anderen Stellen sicher weit höhere Werte.

## Alluvium.

Alluviale Bildungen treten in mannigfaltiger Weise auf, als Moorbildungen, als Lehm und Schotterbildungen in den ebenen Talböden der Gewässer, als Schuttkegel, als Bergstürze und als Gehängeschutt.

Moorbildungen finden sich im südlichen Teil des Gebietes auf der Höhe der »Langen Rhön«. Hier sind alle Bedingungen für Moorbildung gegeben, die in einer wasserundurchlässigen Schicht, kalkarmen Gesteinen und in einem an Niederschlägen reichen Klima bestehen. Außer dem bekannten Schwarzen Moor liegen im Bereich des Aufnahmegebietes das Ahornbruch, das Queren-Bruch, das Schwarze Bruch und der nordwestliche Teil des Kellers Bruchs am Südrande der Karte. Alle diese Moore sind »Hochmoore«. Sie zeigen die für solche charakteristische uhrglasartige Aufwölbung in der Mitte, während sie am Rande sich an das um-

gebende Terrain anschließen. Die zur Moorbildung dienenden Pflanzen sind Heidekräuter, Torfmoose, Heidelbeeren und kleine Bestände von Erlen und Zwergbirken.

Das schwarze Moor besitzt von allen Mooren der Rhön die größte Ausdehnung mit 43,2 ha. Sein Torf wird schon seit längerer Zeit bei dem sogenannten »Hausener Torfstich» als Torfstreu gewonnen; jedoch hat ein umfangreicherer Abbau bisher noch nicht stattgefunden. Die Abbohrung des dem bayrischen Staat gehörenden Moores hat ergeben, daß die Tiefe annähernd in gleichmäßiger Weise nach den Rändern zu abnimmt. So betragen die Tiefen, von der Mitte aus nach Norden fortschreitend, in der auf der Karte durch Kreuze markierten Richtung, in Abständen von je 100 m: 6,20 m — 5,80 m — 5,60 m — 5,00 m — 3,40 m — 1,00 m und 0,30 m. Die Abnahme ist demnach in der Mitte geringer als am Rande; dies ist auch am Südende des Moores recht deutlich zu sehen.

An Ausdehnung den Mooren gleich sind die alluvialen Ablagerungen in den ebenen Talböden der Gewässer. Sie bestehen aus Anhäufungen von Basaltschottern von stark wechselnder Größe vermischt mit den lehmigen Zersetzungsprodukten des Basaltes und den Resten angeschwemmter Sedimentgesteine. Bisweilen, wie z. B. im Leubachtale, läßt sich eine genaue Grenze zwischen diesen alluvialen Bildungen und solchen diluvialen Alters nicht ziehen.

Zu den Ablagerungen in den Talböden gehören ferner die Schuttkegel (as) oder Deltabildungen, die sich bei der Einmündung von Nebentälern in ein größeres Tal beobachten lassen.

Ferner sind Bergstürze zu erwähnen, die zum Teil älteren Ursprungs sind als das Alluvium, zum Teil noch bis in die Jetztzeit hinein sich bilden. Auf einen alten Bergsturz ($amo_1$) möchte ich besonders den Trochitenkalk zurückführen, welcher im Diluvium zwischen dem oberen Leubach-Graben und der Straße von Ober-Fladungen nach Leubach in 490—500 m Meereshöhe, ziemlich weit von dem steilen Gebirgsrande, auftritt. Ein Wellenkalkabsturz (am) im Gebiet des Röts findet sich im unteren Teile des Weges von Fladungen nach Rüdenschwinden. Sehr häufig und von

großem Umfange sind Rutschungen des Tertiärs (ab). So finden sich abgeglittene Tuffe südöstlich vom Toten Wald und verdecken auf eine weite Strecke hin den Oberen Muschelkalk. Weiter läßt sich ein großer Bergschlupf westlich des Steilrandes der Guckas erkennen, wo hauptsächlich Tuffe und Tone den abgelösten Teil bilden. Sehr gut ist hier am Rande eines kleinen Waldes in 560 m das noch jetzt stattfindende Rutschen von Süßwassermergeln und Tonen zu beobachten. Es gibt sich in dem Umstürzen von Bäumen und der Bildung von Bodenrissen deutlich kund. Kleinere abgerutschte Tertiärmassen, die noch mehrfach am Abhang der Langen Rhön im Muschelkalk auftreten, wie z. B. zwischen dem Dörrbach-Graben und der Guckas, sind auf der Karte, weil zu unbedeutend, nicht ausgeschieden worden.

Gehängeschutt erscheint besonders in Gestalt von basaltischen Schuttmassen unterhalb der anstehenden Basaltvorkommen. Die Verrollung nimmt oft riesige Dimensionen an und entzieht auf weite Strecken das anstehende Gestein gänzlich der Beobachtung, so daß in dem mit Basaltschutt bedeckten Gelände eine genaue Aufnahme geradezu unmöglich wird.

Ebenso wie in der Umgebung von Helmershausen läßt sich auch bei Fladungen das Auftreten von oft dicht neben einander liegenden schuttfreien und von Schutt bedeckten Partieen erkennen. In dieser Erscheinung glaubt Bücking (vgl. Erläuterung zu Blatt Helmershausen S. 25) die Spuren des Weges zu erkennen, welche die zerstörenden Gewässer in früheren Zeiten genommen haben. Durch eine engere oder weitere Punktierung ist auf der Karte die wechselnde Dichte der Basaltverrollung dargestellt worden.

## Tektonische Verhältnisse.

Die Schichten der Trias haben nach ihrer Ablagerung mancherlei Störungen erlitten. Dieselben sind teils auf Faltungen, teils auf Zerreißungen zurückzuführen und haben weniger die Abhänge der »Langen Rhön«, als vielmehr den östlichen Teil des Aufnahmegebietes betroffen. Um eine klare Übersicht dieser Verhältnisse geben zu können, habe ich der Karte Profile beigefügt, in

denen die einzelnen Verwerfungen ebenso wie auf der Karte und im Text mit Nummern versehen wurden.

Die bedeutendste Störung bildet die Grabensenke, welche sich von Fladungen in nordnordöstlicher Richtung über den Wurmberg, Absberg und über die Nordwestecke des anstoßenden Blattes Helmershausen erstreckt und erst auf dem Blatte Oberkatz ihr Ende erreicht.

In dem aufgenommenen Gebiet wird sie im Osten zunächst durch eine von Blatt Helmershausen herübertretende Verwerfung (1) abgeschnitten, die an der Kartengrenze mit annähernd 350 m ihre größte Sprunghöhe erreicht. Es stoßen hier die roten Schichten des Mittleren Buntsandsteins an den westlich vorgelagerten Gipskeuper an (siehe Profil II). Die Sprunghöhe nimmt in der Richtung nach Fladungen ab, und nach einem Verlauf von etwa 3,5 km löst sich die Verwerfung am Südabhange des Wurmberges in eine Flexur zwischen Mittlerem und Unterem Keuper auf.

Kurz bevor die Verwerfung 1 die bayrische Grenze erreicht, zweigt sich eine Verwerfung (2) nach Süden ab, die zunächst zwischen Mittlerem Buntsandstein und Unterem Wellenkalk verläuft, sehr bald aber nördlich von Brüchs in eine Flexur zwischen Röt und Wellenkalk übergeht. Erst unterhalb von Brüchs setzt sie, wieder als Verwerfung deutlich erkennbar, zwischen den gleichen Schichten ein.

Weiter südlich vereinigt sie sich in 470 m Meereshöhe mit einer anderen (Verwerfung 3), die in nordnordöstlicher Richtung zwischen Mittlerem Buntsandstein und Röt verläuft und bald östlich von Brüchs zwischen Röt und Chirotheriensandstein verschwindet. Nach der Vereinigung nimmt die Sprunghöhe der Verwerfung 2 rasch an Größe zu, so daß sie nach kaum 500 m Entfernung nordöstlich von Fladungen zwischen Mittlerem Muschelkalk und Mittlerem Buntsandstein den hohen Betrag von 230 m erreicht. Weiter im Süden verbirgt sich die Störung unter dem Alluvium des Streutals; sie endigt wahrscheinlich in der Nähe der Haltestelle Heufurt.

Die Grabensenke westlich von der Verwerfung 1 bildet in

ihrem nordwestlichen Teile den Ostflügel des »Marienhofer Sattels« (vergl. Erläuterungen zu Blatt Helmershausen, S. 6). Derselbe erstreckt sich von dem nordöstlich von der Alten Mark bei Erbenhausen gelegenen Marienhof über das Strutholz nach Melpers. In seinem nördlichen Teile wird der Sattel durch eine nordnordöstlich gerichtetete Spalte (4) in seinem Scheitel aufgeschnitten.

Die Verwerfung 4 entsteht im Oberen Muschelkalk südlich vom Marienhof, tritt am östlichen Abhange der »Alten Mark« auf unser Gebiet über und verursacht das Zusammenstoßen des »Melpers-Marienhofer Sattels« mit der im Westen sich anschließenden »Erbenhauser Mulde«. Die größte Sprunghöhe erreicht die Sattelspalte 4 (siehe Profil I) mit 50 m zwischem dem Unteren Wellenkalk und dem Mittleren Muschelkalk östlich von Erbenhausen. Etwa 200 m südlich von der Straße Erbenhausen-Schafhausen gabelt sie sich, und beide Äste lösen sich in Flexuren zwischen Röt und Unterem Wellenkalk auf. In der Richtung des östlichen Astes setzt weiter im Süden, etwa auf der Wasserscheide, wieder eine Schichtenzerreißung ein, die vermutlich mit der letzterwähnten Störung in Verbindung steht und deshalb mit 4a bezeichnet wurde.

Die Verwerfung 4a verläuft in südwestlicher Richtung und überschreitet dicht unterhalb Melpers das Streutal. Hier erreicht sie mit etwa 140 m ihre größte Sprunghöhe zwischen Röt und Mittlerem Muschelkalk. Auf der Spalte tritt am rechten Ufer der Streu die wasserreiche Erlesquelle zutage, die den Unteren Muschelkalk des Erles-Berges entwässert. In der Sprungkluft dürfte sie eine Begünstigung für ihren Austritt finden. Während an der Erlesquelle die Sprunghöhe schon eine bedeutende Abnahme erlitten hat, vergrößert sie sich wieder im weiteren Verlauf der Verwerfung nach Süden hin; der Nodosenkalk der Mulde am Südabhange des Erlesberges gelangt mit dem Oberen Wellenkalk in das gleiche Niveau. Südlich von der Straße von Ober-Fladungen nach Huflar verschwindet die Verwerfung unter diluvialen Ablagerungen, um erst zwischen der Straße von Ober-Fladungen nach Leubach und dem Leubach-Graben im letzteren nochmals Röt neben den Mittleren Muschelkalk zu legen. An dieser Stelle schneidet sie an einer quer zu ihr verlaufenden Störung (8) ab.

Die Grabensenke selbst, die in ihrem nördlichen Teile, bis zum Absberg, als der steile Ostflügel des »Melpers-Marienhofer Sattels« angesehen werden kann — das Einfallen beträgt am Strut-Berg im Durchschnitt 35° —, erleidet nach Südwesten eine wesentliche Verbreiterung; ihre Ausdehnung beträgt zwischen Huflar und Brüchs ca. 2400 m. Zugleich stellt sich eine Aufwölbung ein, die das Einbruchsfeld südlich der Erles-Mühle und des Höhn in 2 Mulden zerlegt. Die Achse des flachen Sattels zwischen diesen beiden Mulden entspricht in ihrer Lage dem Streutal (siehe Profil III und IV).

Außerdem sind noch 2 kleinere Schichtenzerreißungen an der Mulde des Wurmberges zu beobachten. Die nördlichere, südwestlich von der Erles-Mühle gelegene Verwerfung (5) streicht von Nordosten nach Südwesten, hat nur geringe Länge und eine Maximalsprunghöhe von 20 m (siehe Profil III). Die andere Störung (6) ist von Norden nach Süden gerichtet, betrifft den südlichen Abhang des Wurmberges und entsteht im Gipskeuper. Ihr Ende erreicht sie wohl in der Höhe der Aumühle, östlich von Fladungen. Alluviale Bedeckung entzieht ihren Verlauf der Beobachtung.

Wie Bücking in den Erläuterungen zu Blatt Helmershausen angibt, schließt sich an das betrachtete Störungsgebiet im Nordwesten zunächst der bereits genannte Sattel »Melpers-Marienhof« und weiterhin die »Erbenhauser Mulde« an. Diese liegt zwischen den basaltischen Kuppen des Stellberges und der Alten Mark und bildet eine Einsenkung von Muschelkalk im Röt. Die Muldenachse ist, ebenso wie die Achse des »Melpers-Marienhofer Sattels«, nach Norden geneigt, also gerade umgekehrt wie in der Grabensenke südlich der Wasserscheide, wo die Mulden- und Sattel-Achsen ein Fallen nach Süden aufweisen.

Gegenüber den stark gestörten Lagerungsverhältnissen im Osten der Karte finden sich die Schichten, welche die Abhänge der Langen Rhön zusammensetzen, von Störungen nur wenig betroffen.

Die höchste Erhebung der älteren Trias in Gestalt der groben roten Bänke des Mittleren Buntsandsteins läßt sich an der Wasserscheide zwischen Main und Weser bei etwa 600 m beobachten. Von dieser Stelle aus herrscht ein durchschnittliches

Fallen von 2—3° gegen Nordosten. Dies folgt insbesondere aus der Höhenlage der Röt-Muschelkalkgrenze an der Streu, kurz unterhalb ihrer Quelle in 690 m und an der Ehren-Mühle bei Reichenhausen in 500 m Meereshöhe.

Eine WNW. — OSO. streichende Verwerfung (7), die zwischen dem Forstbezirk Eckengehäu und Lichtenstein im Streuwald einsetzt, bringt die Schichten nach Südsüdwesten hin in ein tieferes Niveau, so daß neben dem Röt und Unteren Wellenkalk der Nordseite der Nodosenkalk der Südseite zu liegen kommt. Dies entspricht einer Sprunghöhe von annähernd 230 m. Das hangende Tertiär wurde von der Verwerfung nicht mehr betroffen; sie muß also in vormiocäner Zeit entstanden sein. Nach Melpers zu nimmt die Störung an Bedeutung mehr und mehr ab und geht zuletzt in eine Flexur im Röt über.

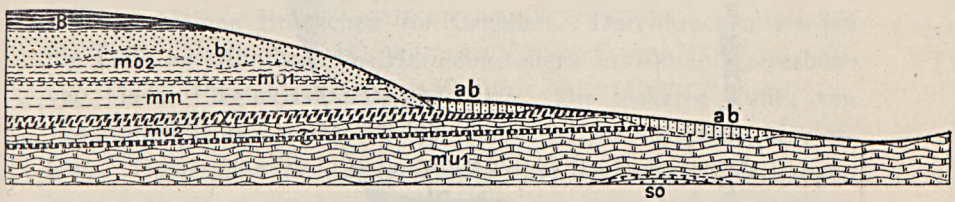
Südwestlich von dieser Verwerfung (7) befinden sich zwischen der Langen Rhön und der Linie Melpers-Huflar-Rüdenschwinden-Hausen die Schichten, von im ganzen geringen Schwankungen abgesehen, in horizontaler Lagerung. Nur im unteren Leubachtal muß, der Verwerfung 7 parallel, eine weitere (8) vorhanden sein, die ungefähr bei 490 m Meereshöhe beginnt und bis nach Fladungen hin verläuft, in dieser ganzen Erstreckung aber infolge alluvialer Bedeckung der direkten Beobachtung entzogen ist (vergleiche Profil IV). An ihr endigt, wie oben (S. 142) erwähnt wurde, die Verwerfung 4a. Auf der Südseite liegt im Untergrunde Röt, während auf ihrer Nordseite, westlich von der Verwerfung 4a, Mittlerer Muschelkalk und Oberer Wellenkalk, östlich von dieser Unterer und Mittlerer Muschelkalk zutage treten.

Außer den besprochenen Lagerungsstörungen finden sich noch einige von geringerer Bedeutung, die sich in Faltungen oder durch einen plötzlichen Wechsel des Einfallens geltend machen.

Proescholdt[1]) nahm an, daß die großen Schwankungen in der Höhenlage des Tertiärs von der Guckas nach Süden auf nachtertiäre Verwerfungen zurückzuführen seien. Dagegen spricht

[1]) H. Proescholdt, »Geolog. und petrograph. Beiträge zur Kenntnis der Langen Rhön« 1884. S. 224 und S. 247.

jedoch, daß sich im Eisgraben die Muschelkalkschichten bis zum Trochitenkalk in ungestörter Lagerung einstellen. Ferner tritt an der Guckas eine Klippe von anstehendem Trochitenkalk mitten aus den Tufffelsen hervor und zwar in einer Höhe von 640 m. Dies entspricht ganz dem normalen Verlauf des Trochitenkalkes, so daß keine Verwerfung von irgend welcher Bedeutung diesen Teil des Gebietes durchsetzen kann (siehe die beigefügte Textfigur Profil V). Gegen die Ansicht endlich, daß die ausgedehnte Verbreitung des Tertiärs in diesem Bezirke Rutschungen desselben zuzuschreiben wäre, sprechen die Verhältnisse am Steilgehänge der Guckas, wo ebenso wie am Hexenküppel die untere Grenze des Tertiärs durch anstehende Tuffe gut charakterisiert ist. Die große Ausdehnung des Tertiärs läßt sich gut durch die Annahme erklären,

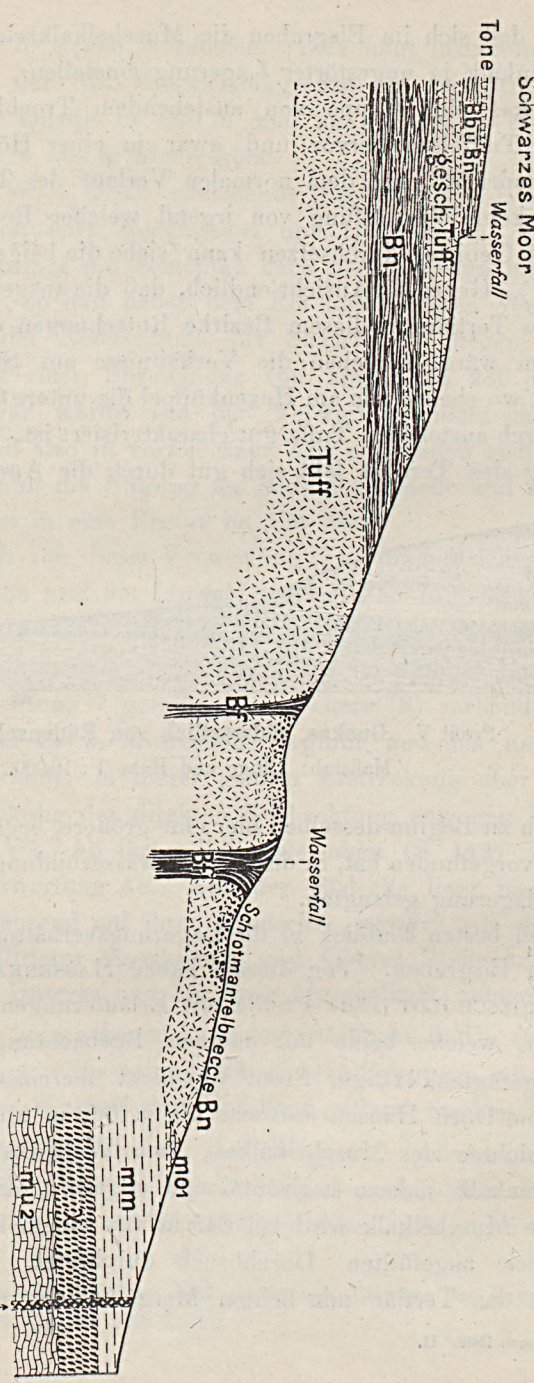



Profil V. **Guckas, südwestlich von Rüdenschwinden.**
Maßstab: Länge und Höhe 1 : 10000.

daß sich zu Beginn desselben hier eine größere, beckenförmige Vertiefung vorgefunden hat, in der die Süßwasserbildungen des Miocäns zur Ablagerung gelangten.

Den besten Einblick in die Lagerungsverhältnisse des Tertiärs gibt der Eisgraben. Von diesem haben Hassenkamp schon 1858 und Proescholdt 1884 Profile mit Erläuterungen gegeben (siehe S. 137), welche beide mit meinen Beobachtungen (vergleiche die beigefügte Textfigur Profil VI) nicht übereinstimmen.

Vom Dorfe Hausen aufwärts bis zu 660 m Meereshöhe folgen die Schichten des Muschelkalkes, vom Wellenkalk an bis zum Trochitenkalk, nahezu horizontal und ungestört aufeinander. Der Mittlere Muschelkalk wird bei 645 m von einem kleinen, mit Basaltbreccie angefüllten Durchbruch durchsetzt. Gleich darüber beginnt das Tertiär mit lichten Mergelkalken, die nur wenige




Profil VI. **Profil im Eisgraben.** Maßstab: Länge 1 : 10000, Höhe 1 : 5000.

Schritte weit aufgeschlossen sind. Ihnen folgen lockere Tuffe. Diese führen bei 680 m Meereshöhe neben Agglomeraten aus Basalt, Muschelkalk und Sandstein bis kopfgroße Bomben eines Feldspatbasaltes und walnußgroße, aus Augit bestehende Auswürflinge. Diese sind in Reihen angeordnet und ragen bei ihrer größeren Widerstandsfähigkeit kugelförmig aus dem mürben Bindemittel hervor. Die Tuffe stoßen bei 685 m im Graben (695 m am Wege, der auf der Nordseite des Grabens entlang führt) an einen Plagioklasbasalt an, dessen Stiel hier mit deutlicher Säulenabsonderung zutage tritt. Es folgen dann wiederum gelbbraune, lockere Tuffe, in welche, wie unterhalb des Basaltdurchbruches, Basaltagglomerate eingelagert sind. Die dunkelroten Tone, Kalkschichten und Braunkohlen, von welchen PROESCHOLDT erwähnt, daß sie hier anstehen, sind nicht sichtbar. Nur Braunkohle findet sich in kleinen Stückchen im Bachbett. Durchbrochen werden die Tuffe am Mundloch des Hermannstollens in 700 m Meereshöhe von einem Plagioklasbasaltmandelstein. Die lockeren Tuffe, von Basaltgeröllhalden stark verdeckt, halten an bis zu 720 m Meereshöhe. Dann folgt die zusammenhängende Basaltdecke der Langen Rhön. In ihrem unteren Teil schiebt sich eine schmale Tuffzone ein, auf der eine Quelle zutage tritt. Wenige Schritte oberhalb derselben ist im anstehenden Basalt eine deutliche polyedrische Absonderung und ein Einfallen des Basaltes nach Südsüdwesten zu beobachten. Der Graben entblößt dann zwischen 740 und 750 m Meereshöhe nochmals basaltischen Tuff, über dem ebenfalls eine Quelle hervorbricht. In 755 m Meereshöhe stürzt das Wasser des Eisgrabens in einem 5 m hohen Wasserfall über eine senkrecht abfallende Basaltdecke in die Tuffe herab. Etwa 200 Schritte oberhalb des Wasserfalles beginnt das »Schwarze Moor«, unterlagert von schlecht aufgeschlossenen Tonen des Tertiärs (vergleiche S. 137).

Was die tiefliegenden tertiären Tone und Sande am Wurmberg und Absberg anbetrifft, so läßt sich deren Lage in verschiedener Weise erklären, ohne daß die eine Ansicht vor der anderen größere Wahrscheinlichkeit besitzt. Man könnte einerseits jene

Ablagerungen als die Reste eines tieferen, lokalen Sees auffassen, andererseits aber auch die NNO.—SSW. streichende Verwerfung 4a bei Melpers als eine nachtertiäre ansehen, durch welche der ganze Teil östlich dieser Störung eine Senkung von 60—80 m erlitten hätte.

Angesichts der großen Eruptionsmassen, die sich in Gestalt von Decken, Durchbrüchen und Gängen geltend machen, stellt sich uns unwillkürlich die Frage entgegen, ob jene Eruptivbildungen mit den zutage gehenden vortertiären Verwerfungen in irgend welchem Zusammenhange stehen.

Ein Blick auf die Karte zeigt, daß überhaupt nur der östliche Teil des Absberges auf eine Spalte zu liegen kommt. Dagegen finden sich gerade typische Durchbrüche, wie die beiden Säulenbasalte in dem Gipskeuper südwestlich von Schafhausen seitlich von Verwerfungen. Das Magma hat also keineswegs in diesen Verwerfungsspalten eine Begünstigung für das Hervordringen gefunden. Auf dieselbe Erscheinung machte Bücking[1]) wiederholt aufmerksam. Den Grund vermutet er[2]) darin, daß die Spalten auch in vertikaler Richtung ebenso wie im Streichen nach meist kurzem Verlauf auskeilen, so daß sie garnicht in ein solch tiefes Niveau niedersetzen, daß sie von dem Magma bald erreicht und als Eruptionsspalten benutzt werden konnten.

## Eruptivgesteine und zugehörige Bildungen.

Die Eruptivgesteine der Gegend von Fladungen gehören sämtlich zu der Gruppe der Basalte. Es sind vorwiegend dunkle, dichte Gesteine mit splitterigem bis flach muscheligem Bruch. Ihnen schließen sich noch eine Reihe von blasigen Basalten und Basaltmandelsteinen an, zu denen als charakteristische Beispiele das Gestein vom Rhönkopf bei Huflar in 670 m Höhe und das gegenüber dem Mundloch des Hermannstollens im Eisgraben zu zählen sind.

---

[1]) H. Bücking, Über die vulkanischen Durchbrüche in der Rhön und am Rande des Vogelsberges. Leipzig 1903. S. 307 f.

[2]) H. Bücking, Festschrift zum 70. Geburtstag von Ad. von Koenen 1907. S. 11.

Säulenförmige Absonderung ist besonders deutlich entwickelt im Eisgraben an der Frauenhöhle und weiter oberhalb am Wasserfall bei 690 m, ferner an der Feist bei Leubach, an der Nordostseite des Streufelsberges und am Basaltdurchbruch in dem Gipskeuper an dem Ostrande der Karte beim trigonometrischen Punkt 540,5. Die Länge wie die Dicke der 5—6seitigen Säulen ist von wechselnder Größe. So lassen sich an der Frauenhöhle solche von 1,50 m Länge und 0,25—0,30 m Dicke beobachten, während westlich des Höhlwaldes bei 740 m südlich von Frankenheim sich Säulchen finden, die nur 10—12 cm lang und 5 cm dick sind. Eine wechslende Gruppierung der Säulen kann man an dem Basalt im Gipskeuper bei dem trigonometrischen Punkt 540,5 m erkennen, wo die Säulen in der Mitte eine horizontale Lage einnehmen, die nach Norden wie nach Süden in eine divergent verlaufende derart übergeht, daß, abweichend von vielen anderen Vorkommen, hier ein muldenförmiger Bau entsteht.

Mit der prismatischen Absonderung ist vielfach eine polyedrische bis kugelige verknüpft, so an dem ersten Basaltvorkommen südlich von Schafhausen. Auch eine schalige Absonderung konnte in einem Falle an einer mächtigen Basaltkugel am Südabhange des Absberges beobachtet werden.

Plattige Absonderung, die aber gewöhnlich erst bei beginnender Verwitterung des Gesteins hervortritt, ist häufig; besonders schön zeigt sie sich an der Schwedenschanze auf dem Salkenberg und am Stellig bei Huflar.

Bei der Verwitterung erhält, infolge seines hohen Magneteisengehaltes, der Basalt eine durch Eisenhydroxyd rostbraune Rinde. Einer weiter vorgeschrittenen Zersetzung entspricht der Zerfall des Gesteins in Grus. Es bildet sich ein lockerer, roter bis brauner, von vielen kleinen Basaltbrocken durchsetzter Boden, der bei Frankenheim große Flächen einnimmt. Er ist als Ackerboden gut brauchbar, weist aber einen Mangel an Tiefgründigkeit auf.

Mehr untergeordnet entsteht als Zersetzungsprodukt ein brauner oder lichter Ton, wie er an der Feldaquelle beobachtet werden kann.

Lokal und meist auf blasige Basalte beschränkt ist die Zersetzung des Basaltes in Bol. Dieser ist von ziegelroter, brauner oder schwarzer Färbung und zerfällt, in Wasser gebracht, unter Knistern zu einem feinen Schlamm. Der beste Aufschluß findet sich am Sophienhain bei Frankenheim, wo verhältnismäßig reiner Bol mehrere Meter mächtig vorkommt.

Auf dem rechten Leubachufer zwischen Frankenheim und der Feist liegen in dem Basaltgrus zahlreiche erbsen- bis haselnußgroße, harte Knöllchen von blaugrünem Porzellanjaspis. Leider konnte derselbe im anstehenden Basalt nicht aufgefunden werden.

Die Basalte erscheinen teils in Decken, die von Tufflagen begleitet werden, wie dies aus dem Profil im Eisgraben deutlich hervorgeht, teils in Form von Eruptionsstielen. Letztere sind zuweilen, so an dem Durchbruch 500 Schritte östlich vom Hexenküppel und westlich von Hausen und an dem Durchbruch in der Nähe der Streuquelle, von Schlotbreccien mantelartig umgeben. Endlich tritt der Basalt noch in Form von Gängen auf, so zwischen Leubach und dem Stellig, ferner südwestlich von Brüchs und oberhalb von Rüdenschwinden. In der Richtung ihrer Erstreckung ist keine Regelmäßigkeit zu beobachten.

Nach ihrer mineralogischen Zusammensetzung gliedern sich die Basalte des Aufnahmegebietes in:

1. Plagioklasbasalt und Dolerit;
2. Nephelinbasalt und Nephelinit;
3. Nephelinbasanit;
4. Limburgit.

### 1. Plagioklasbasalt.

Der Plagioklasbasalt besitzt keine große Verbreitung. Auf der »Langen Rhön« findet er sich nur am westlichen Steinköpfchen in 735 m Höhe westlich von Reichenhausen (Nr. 1), am Südrande der Karte am Huckel in 800 m Höhe (2) und oberhalb der Feist bei Leubach in 715 m Höhe (3). Längs der »Hohen Rhön« wurden von Norden nach Süden folgende Vorkommnisse als Plagioklasbasalt bestimmt:

4. Basalt von der Streuquelle 700 m;
5. vom Stellig südwestlich von Huflar;
6. vom Gang südwestlich vom Stellig;
7. vom Gang nordöstlich von Leubach;
8. vom Durchbruch an der Feist in 680 m Höhe, südwestlich von Leubach;
9. vom Durchbruch gegenüber dem Mundloch des Hermannstollens im Eisgraben (von LENK[1]) wird hier ein Nephelinbasalt angegeben, vermutlich bezieht sich seine Bestimmung auf ein verrolltes Stück);
10. vom Durchbruch am Wasserfall im Eisgraben 680 m.

Im Vorlande der »Langen Rhön« liegt Feldspatbasalt vor:

11. am Steinkopf, südwestlicher Teil des Absberges bei Brüchs;
12. am trigonometrischen Punkt 548 m am Wurmberg bei Fladungen.

Ferner fanden sich Plagioklasbasaltbomben am Wege im Tuff des Eisgrabens bei 680 m Höhe.

Die Ausbildungsweise ist bei 2, 5, 4, 10—12 eine dichte, bei 1, 3 und 6—9 eine blasige oder mandelsteinartige (z. B. am Hermannstollen). Die Ausfüllung der Blasenräume besteht meist aus Calcit, seltener aus Phillipsit.

Mit bloßem Auge sieht man in den Gesteinen ölgrünen oder schwarzgrünen Olivin und braunschwarzen Augit. Ersterer ist durchweg reichlicher vorhanden als letzterer.

Unter dem Mikroskop kann man glasfreie von glasführenden Basalten unterscheiden. Zu den glasführenden gehören sämtliche makroskopisch blasigen Gesteine, sowie das Gestein 11. Bei den Basalten 2, 4, 6—8 ist eine deutliche Fluidalstruktur zu erkennen.

Die Grundmasse besteht aus Plagioklas, Augit, Olivin und Magnetit, zu denen bei den glasführenden Basalten noch eine bräunliche oder farblose Basis hinzutritt. Als Einsprenglinge finden sich Olivin und Augit.

Vom Augit zeigen die Einsprenglinge die gewöhnlichen

[1]) H. LENK, Zur geologischen Kenntnis der südlichen Rhön. Dissertation. Würzburg 1887. S. 63.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Formen. Bisweilen erkennt man Sanduhrbau und Zonarbau, indem die Mitte gegenüber dem bräunlich gefärbten Rande eine mehr schmutziggrüne Farbe besitzt. Einzelne Augitkrystalle beherbergen so reichlich Einschlüsse von Grundmasse und Magnetit, daß sie geradezu »schwammig« erscheinen.

Die Augite der Grundmasse sind lichtgrünlich gefärbt. Sie finden sich sowohl in gut ausgebildeten Kryställchen als auch in Form kleiner Körnchen (z. B. in den Gesteinen 10 und 12). Auch in ihnen lassen sich winzige Magnetiteinschlüsse beobachten. Mit Ausnahme der Gesteine 2 und 12 überwiegt der Augit in der Grundmasse den Plagioklas an Menge.

Der Plagioklas zeigt die gewöhnliche Ausbildung. Die Auslöschungsschiefe ist meist sehr beträchtlich, es gehören demnach die Plagioklase in die Labradorit-Bytownitreihe. Auffallend ist, daß in den Gesteinen, wo der Plagioklas in größeren Krystallen auftritt, diese basischer sind als die kleinen Krystalle der Grundmasse. Als Einschlüsse erscheinen in dem Feldspat Magnetit und Augit. Weit seltener als in Leistchen findet sich der Plagioklas, wie im Gestein vom Stellig (5), auch als Füllmasse.

Der Olivin tritt bei allen Gesteinen als Einsprengling, bei einigen wie in Nr. 5, 11 und 12, wo seine Größe auf 0,04 mm herabsinkt, auch in der Grundmasse auf. Er findet sich in farblosen Körnern und in gut ausgebildeten Krystallen, häufig mit Grundmasseneinbuchtungen (Korrosionserscheinungen). Als Einschluß kommt im Olivin Magnetit vor.

Bei den Basalten 1, 5, 9, 11 und 12 tritt eine Umwandlung des Olivins in braungelbes Eisenhydroxyd auf. Eine andere Zersetzung liegt in der Serpentinisierung vor, wie sie bei Nr. 4, 7 und 10 zu beobachten ist. Eine Zersetzung des Olivins durch Calcit wurde in Nr. 6 und 8 gefunden.

Von den akzessorischen Gemengteilen Magnetit, Titaneisen (2) und Biotit bietet nur der letztere einiges Interesse. Er findet sich in Form winziger Blättchen im Basalt des Ganges südwestlich vom Stellig. Hier tritt er merkwürdigerweise nicht

bloß im Gesteinsgewebe auf, sondern auch eingebettet im Calcit der Drusenräume.

In der gleichen Weise finden sich in diesem Gestein farblose Würfelchen, die eine Grösse von 0,04 mm haben und teils vereinzelt, teils in Gruppen vereinigt vorkommen. Durch Entfernung des Kalkes mittels Essigsäure gelang es ein Würfelchen zu isolieren. Dasselbe wurde weder von Salzsäure noch von konzentrierter Schwefelsäure, selbst beim Erwärmen derselben, angegriffen. Infolge der Kleinheit des regulären Minerals ließ sich aber seine chemische Natur nicht näher bestimmen.

An die beschriebenen Plagioklasbasalte schließt sich eine Reihe von Gesteinen an, die wegen ihres groben Gefüges als Dolerite zu bezeichnen sind. Sie sind — bis auf ein Vorkommen am Südrande der Karte — auf eine gewisse Zone der Langen Rhön beschränkt. Ihr Auftreten beginnt am östlichen Grabenberg und zieht sich in südöstlicher Richtung bis zum Basaltrand etwas südlich der Guckas westlich von Hausen.

Zur Untersuchung gelangten Dolerite von folgenden Fundorten:

13. Ostseite des Grabenberges in 780 m Höhe, südlich von Frankenheim;
14. Zwischen Höhlwald und Grabenberg in 730 m Höhe (vermutlich von einem verrollten Basaltblock des Grabenberges);
15. Rhönhut östlich vom Grabenberg;
16. Südlich von der Rhönhut, südöstlich vom Ahornbruch in 785 m Höhe;
17. nördlich vom Schwarzen Moor in 783 m Höhe;
18. am Waldrande nördlich vom trigon. Punkt 794,1 in 783 m Höhe, westlich von Rüdenschwinden, vielleicht identisch mit Lenk's Feldspatbasalt (Lenk l. c., S. 70);
19. Quelle ost-nordöstlich vom Schwarzen Moor (775 m);
20. südlich der Dörrbach-Quelle, westlich von Rüdenschwinden (720 m);
21. Waldecke nordwestlich der Guckas in 720 m Höhe, westlich von Rüdenschwinden;

22. Südwestlich der Guckas in 710 m Höhe;

23. Am Huckel in 800 m Höhe, südwestlich von Hausen.

Die Gesteine 13 und 23 sind feinkörnig, haben eine für Basalte auffallend helle graue Farbe und zeigen plattige Absonderung. 20 bis 22 sind gröber struiert, dunkelgrau bis grüngrau und unregelmäßig zerklüftet. Am Grabenberg kommen im Gestein bis walnußgroße Olivinknollen vor. Der Dolerit der Guckas ist blasig und enthält Calcit als Blasenausfüllung.

Unter dem Mikroskop zeigen die Gesteine eine divergentstrahlige körnige Struktur.

Der Plagioklas tritt in Leisten auf und erweist sich nach seiner Auslöschungsschiefe als Labradorit. Zwischen den Plagioklasleisten liegen bräunlichgrüne, unregelmäßige Augitkörner, oft reich an Magnetiteinschlüssen, ferner Olivin ebenfalls in unregelmäßig gestalteten Körnern, bisweilen dem Feldspat an Größe gleich, sowie Eisenerze. Unter den letzteren ist zu unterscheiden zwischen Magnetit, der sich in Oktaedern und Körnern von 0,05—0,1 mm Durchschnittsgröße findet und in Salzsäure löslich ist, und zwischen Titaneisen, das in unregelmäßig begrenzten Blättchen mit leistenförmigen Querschnitten vorkommt, die von Salzsäure nicht angegriffen werden. Als akzessorische Gemengteile treten in dem Gestein 22 Biotit in kleinen unregelmäßigen Blättchen und Apatit auf.

Als Übergangsglieder zwischen Dolerit und Feldspatbasalt sind die Vorkommen:

24. Basaltschutt nordöstlich vom Absberg beim Grenzstein 257 und

25. südöstlich von den Steinköpfchen in 640 m Meereshöhe, zu bezeichnen.

Beide Gesteine sind blasig und mandelsteinartig ausgebildet. Die Mandeln bestehen aus Calcit. Unter dem Mikroskop unterscheiden sie sich von den erwähnten Doleriten dadurch, daß sie reichlicher Augit, etwa in gleicher Menge wie Plagioklas, enthalten, und daß Augit und Olivin teilweise deutliche ebenflächige Krystallbegrenzung besitzen.

## 2. Nephelinbasalt.

Neben den Nephelinbasaniten besitzen die Nephelinbasalte die größte Verbreitung in dem kartierten Gebiet. Am häufigsten bilden sie ausgedehnte Decken, spärlicher Kuppen. Die Gesteine sind durchweg dunkelfarbig und besitzen eine dichte bis feinkörnige Struktur. Als Einsprenglinge treten häufig, besonders auf angewitterten Flächen gut sichtbar, Olivin und Augit hervor. Mikroskopisch lassen sich 2 Gruppen unterscheiden, solche mit porphyrischer Ausbildung und solche, die mehr gleichkörnig entwickelt sind und gar keine oder nur wenig Glasbasis zeigen. Unter den ersteren kann man weiter trennen solche, die Nephelin in idiomorphen Krystallen führen, und solche, in denen Nephelin nur als Füllmasse vorkommt. Die letztgenannten Gruppen sind aber nicht als geologisch verschiedene Gesteine aufzufassen, sondern sollen nur der Übersicht wegen gesondert behandelt werden. Denn es findet sich z. B. im Basalt von der Spitze des Ellenbogens in dem einen Handstück Nephelin idiomorph ausgebildet, während er im anderen Handstück sich nur als Füllmasse nachweisen ließ.

Zu den Nephelinbasalten mit porphyrischem Habitus, in denen Nephelin idiomorph entwickelt vorkommt, gehören Gesteine von folgenden Punkten:

26. Alte Mark bei Reichenhausen;
27. Stellberg, nördlich von Melpers;
28. Kuppe nördlich vom Ellenbogen, 805 m;
29. Spitze des Ellenbogens;
30. Berghut bei Leubach am Waldrande, 680 m;
31. Kuppe südlich vom Schwarzen Moor, 798 m.

Die Augiteinsprenglinge besitzen häufig einen zonaren Bau, insofern sie randlich bräunlich und in der Mitte grünlich gefärbt sind. In Nr. 27 betrug an einem Krystall die Auslöschungsschiefe des peripheren Teiles 44°, des zentralen Teiles 50°, an einem anderen Krystall löschte die Mitte mit 42°, die Randzone mit 52° aus.

Der Augit der Grundmasse, der den wichtigsten Be-

standteil derselben bildet, unterscheidet sich nicht von dem der Plagioklasbasalte.

Der Olivin zeigt bisweilen, wie in Nr. 28, modellartig gut ausgebildete Krystalle, bis 1,7 mm groß, kommt aber häufig auch in Körnern vor, die zum Teil, ihrer geringen Größe wegen, zur Grundmasse zu rechnen sind. Als Einsprengling überwiegt der Olivin an Menge den Augit. Die Umwandlungserscheinungen des Olivins sind die gleichen wie in den Feldspatbasalten.

Der Nephelin findet sich sowohl in kurz gedrungenen prismatischen Krystallen mit 0,02 mm Breite und 0,05 mm Länge als auch als farblose frische Füllmasse mit niederen Polarisationsfarben und schwachem Aufhellen. Bei starker Vergrößerung kann man in den Kryställchen winzige Einschlüsse von Magnetit erkennen.

Akzessorisch erscheint Magneteisen und etwas Biotit in allen Gesteinen. In Nr. 27, 28, 30 und 31 läßt sich eine feine Glasbasis beobachten.

Zu den porphyrischen Nephelinbasalten, welche den Nephelin nur als Füllmasse enthalten, gehören folgende Vorkommen der »Langen Rhön«:

32. Das östliche Steinköpfchen 726,5 m;
33. ein Stück von der Spitze des Ellenbogens;
34. trigon. Punkt 815,7 m nördlich von Frankenheim;
35. Nordende des Salkenberger Waldes, westlich von Melpers;
36. Rhönhut am Salkenberg, trigon. Punkt 779 m;
37. Salkenberger Wald in 710 m Höhe (auch von Lenk[1]) als Nephelinbasalt bestimmt);
38. Herzbruch am Rhönkopf, nördlich von Leubach;
39. Quelle an der Berghut nördlich von Leubach;
40. Berghut in 715 m Höhe;
41. Decke oberhalb des Totenwaldes 730 m Höhe, östlich von Frankenheim;
42. zersetzer Basalt, linkes Leubachufer am Hählwald bei Frankenheim;

[1]) H. Lenk, Zur geologischen Kenntnis der nördlichen Rhön. Dissertation Würzburg 1887, S. 62.

43. Weg nördlich vom Schwarzen Moor (783 m);
44. Weg am Huckel (810 m), westlich von Hausen;
45. Weg südlich vom Schwarzen-Bruch (780 m), westlich von Hausen;
46. Weg rechtes Eisgrabenufer (775 m).

Ihnen schließen sich an:

47. Der Badelstein südwestlich von Leubach (auch von LENK als Nephelinbasalt bestimmt);
48. der östliche Totenwald in 655 m Höhe;
49. die Nordostseite der Alten Mark;
50. die Nordwestseite des Absberges bei Brüchs, vielleicht identisch mit Nr. 84 bei LENK (LENK, l. c. S. 62).

Diese Basalte stimmen im wesentlichen mit den Seite 155 beschriebenen Nephelinbasalten 27—31 überein. Auch hier findet sich der Olivin teils frisch, teils in verschiedenen Zersetzungsstadien. Unter den Umwandlungen kommt in Nr. 36 auch die in den sogenannten Iddingsit vor, wie sie bereits BÜCKING 1880 im Nephelinbasalt vom großen Dollmar und von der Kerbe am südwestlichen Abhang des Hunnkopfes bei Immelborn beobachtete[1]). Bemerkenswert ist, daß im Basalt 37 vom Salkenberger Wald sich auch Olivinzwillinge nach $P\infty$ vorfinden. Als Einschluß im Olivin kommt neben Magnetit besonders noch Picotit in kleinen 0,004 mm großen oktaedrischen Krystallen von rötlich brauner Farbe vor, so in Nr. 32, 35, 42, 46, 49 und 50. Nr. 45 zeichnet sich durch reichliche, farblose Glasbasis aus.

Die Basaltgerölle, welche sehr zahlreich im Muschelkalk oberhalb der Erlesquelle, westlich von Melpers, auftreten, scheinen nicht von einem hier vorhandenen Durchbruch, sondern von einem alten Bergsturz des Rhönkopfes herzurühren, da der Basalt jenem vollkommen gleicht. Ebenso mögen die Basaltblöcke 500 m nordöstlich von Melpers dem Stellberg entstammen.

Nichtporphyrische Nephelinbasalte mit einer Neigung

[1]) H. BÜCKING: Basaltische Gesteine aus der Gegend südwestlich vom Thüringer Wald und aus der Rhön. 1880. Dieses Jahrb. S. 174 und 180.

zu doleritischer Ausbildung finden sich in großer Ausdehnung nördlich und südlich vom Eisgraben und südöstlich von Frankenheim im Höhlwald und in dessen Umgebung.

Zur Untersuchung gelangten folgende Basalte:

51. Lind-Berg bei Hausen bei dem Grenzstein 221 und südlich des Grenzsteins in 540 m Höhe;
52. westlich vom Mit Bühel bei Hausen in 560 m Höhe;
53. die verschiedenen Vorkommen im Hausener Mittelwald, südlich des sogenannten »geraden Stiches« (es ist dies ein steiler Weg, der von dem Hexenküppel direkt zum Jägerhaus führt);
54. nördlich vom »geraden Stich« bei 635 und 685 m Höhe;
55. an dem Weg vom Hexenküppel nach dem Männerholz unterhalb desselben bei 670 m Meereshöhe.

Ferner aus der Decke über der 700 m-Kurve:

56. Der Grabenberg 796,6 m. Lenk gibt von 794 m einen grauen, blasigen Feldspatbasalt an (Nr. 132). Diese Angabe bezieht sich vermutlich auf einen Dolerit, wie solche an der Ostseite des Grabenberges auftreten;
57. östlich vom Grabenberg in 720 und 730 m Höhe;
58. in 730 m, in 760 m und 784 m Höhe nordwestlich vom Schwarzen Moor;
59. Kuppe südlich vom trigon. Punkt 743,9, nordwestlich der Guckas, westlich von Rüdenschwinden;
60. oberhalb der Guckas in 710 m Höhe;
61. westsüdwestlich der Guckas in 705 m Höhe;
62. Jäger-Brunnen östlich vom Schwarzem Moor in 760 m Höhe;
63. nordöstlich vom Jäger-Brunnen in 720 m Höhe;
64. Jäger-Haus in 751 m Höhe. Männerholz östlich vom Schwarzen Moor in 700 m und 710 m Höhe;
65. Dachsbau östlich vom Schwarzen Moor, Ost und West in 720 m Höhe;
66. Eisgraben (730 m) am linken Ufer;
67. unterhalb des Tertiäraufschlusses im Eisgraben in 735 m Höhe;

68. Wasserfall des oberen Eisgrabens in 758,2 m Höhe;
69. südwestlich vom trigon. Punkt 758,2 m am rechten Ufer des Eisgrabens in 760 m Höhe;
70. am alten Torfhaus, Südostende des Schwarzen Moores, etwa 30 Schritt nordwestlich vom trig. Punkt 758,2;
71. trig. Punkt 735,2, östlich vom Huckel am Südrande der Karte;
72. Rhön-Pfad am rechten Eisgrabenufer südlich vom Steg (750 m);
73. am Weg bei dem Huckel in 770 m Höhe;
74. an dem Huckel in 775 m Höhe.

Ihnen schließen sich südlich von Frankenheim an:

75. Der untere Höhlwald, südöstlich von Frankenheim, trigon. Punkt 663 m;
76. der obere Höhlwald, westlich von Nr. 75 in 670 und 680 m Höhe.

In diesen Nephelinbasalten besitzt der Augit nur selten eine grünlich bräunliche, sondern meist eine braunviolette Färbung mit schwachem Pleochroismus zwischen rötlich violett und braun; er ist also vorwiegend Titanaugit. Ebenflächig begrenzte Krystalle finden sich nicht gerade häufig. Auch läßt sich kein Unterschied zwischen Grundmassenaugit und Einsprenglingsaugit machen, so daß die Gesteine nicht als porphyrisch bezeichnet werden können. Die Größe der Augitmikrolithe, die hier häufig die Zwillingsbildung nach $\infty P \infty$ (53—55, 64, 72) und sanduhrförmigen Aufbau zeigen (72), schwankt in einigen Basalten, so bei Nr. 53, zwischen 0,02 und 0,16 mm Breite und 0,05 und 0,6 mm Länge. Zuweilen, wie in Nr. 51 und 60, treten auch knäuelartige Verwachsungen mehrerer Augitmikrolithe auf, die in ihrer Mitte meist eine Anhäufung von Magnetit zeigen. Der Augit führt außer Magnetiteinschlüssen noch zahlreiche Apatitnadeln, wie bei Nr. 53, die sich scharf aus dem dunkeln Augit hervorheben.

Ähnlich wie der Augit tritt der Olivin in ein und demselben Gestein in stark wechselnder Größe auf. Eine Umwandlung desselben in Iddingsit wurde in den Basalten 55, 57 und 65 beobachtet.

Während der Nephelin in den porphyrischen Basalten als Füllmasse von nur geringer Ausdehnung zwischen den anderen Gemengteilen eingeklemmt erscheint, findet er sich hier als zuletzt ausgeschiedener Gesteinsgemengteil bis 1,3 mm groß, so daß die übrigen Mineralien in ihm eingebettet erscheinen. Mit seinem Auftreten in großen Krystallen hängt zusammen, daß er bei + Nicols stärkeres Aufhellen zeigt, als man es bei den meisten Nephelinbasalten zu sehen gewohnt ist. Als Einschlüsse finden sich in ihm häufig äußerst feine blaßgrüne Augitmikrolithe.

Im frischen Zustande zeigt der Nephelin keine deutlichen Spaltrisse, dagegen läßt sich bei beginnender Umwandlung in Zeolithe eine Spaltbarkeit nach dem Prisma erkennen, der parallel die Auslöschung verläuft. Durch die Zeolithisierung erhält das Mineral, wie dies auch Rosenbusch[1]) erwähnt, häufig ein feinfaseriges Aussehen (parallel zur Hauptachse), was an den Melilith mit seiner Pflockstruktur erinnert.

Die akzessorischen Gemengteile Apatit, Biotit und Magnetit treten, entsprechend dem gröberen Korn der Basalte, auch in größeren Individuen auf. Zumal der Apatit bildet bis 0,2 mm lange und 0,04 mm breite Krystalle, die zuweilen im Innern einen dunkleren braunen oder schwarzen Kern erkennen lassen, dessen Natur aber nicht zu ermitteln war.

Glasbasis fehlt meist; sie findet sich untergeordnet nur in Nr. 53 und 54.

Als sekundäre Bildungen erscheinen makroskopisch wie mikroskopisch neben Calcit recht häufig Natrolith wie bei Nr. 57, 62 und im Basalt des Höhlwaldes, was offenbar mit dem großen Nephelingehalt jener Basalte zusammenhängt. Im Schliff farblos oder licht gelblich gefärbt, erscheinen die Zeolithe bei + Nicols als radialstrahlige Aggregate von geringer Doppelbrechung (Nr. 70)

Das Mengenverhältnis von Augit und Nephelin ist ein sehr wechselndes. Meistens überwiegt der Augit, seltener findet sich Nephelin und Augit in gleicher Menge, und im Basalt des Eis-

[1]) H. Rosenbusch, Mikroskopische Physiographie der Mineralien und Gesteine Bd. II, S. 1247.

grabens, in 660 m Meereshöhe am oberen Ende des Muschelkalkes (zu Nr. 53), herrscht der Nephelin vor.

Als Übergangsglieder zwischen den porphyrischen und den nicht porphyrischen, doleritisch ausgebildeten Nephelinbasalten sind folgende Vorkommen anzusehen:

77. Decke westlich des Höhlwaldes 740 m;
78. Rechtes Leubachufer bei Frankenheim 750 m;
79. Höhlwald südlich von Frankenheim 750 m;
80. Südabhang des Wurmberges;
81. fester Basalt aus dem Bruch an der Straße unterhalb von Frankenheim (Decke über zersetztem Basalt).

Im Höhlwald bei Frankenheim fand H. Lenk einen Nephelinit[1]). Er vergleicht ihn mit dem bekannten Nephelinit vom Löbauer Berg, bemerkt aber, daß er noch von dichten Gesteinspartieen aderartig durchzogen wird. Die Beobachtung Lenks kann ich bestätigen; auch schließe ich mich seiner Ansicht an, daß der Nephelinit vom Höhlwald nicht als ein geologisch selbständiges Gestein zu betrachten ist, sondern daß nur gröbere aderartige Ausscheidungen von $^1/_2$ cm Dicke in dichtem Nephelinbasalt (Basalt 76) vorliegen. Die Verknüpfung zwischen der dichten und der gröberen Varietät ist eine so innige, daß in einem Dünnschliff von gewöhnlicher Größe beide neben einander auftreten. Die gröbere Ausscheidung, der Nephelinit, unterscheidet sich von dem dichten Nephelinbasalt wesentlich durch das Fehlen von Olivin.

Ein zweites ganz ähnliches Vorkommen fand sich im Basalt am »geraden Stich« westlich von Hausen in einer Höhe von 650 m. In dem grobkörnigen Gestein sieht man bereits mit bloßem Auge: fettglänzenden, weißen bis gelben Nephelin, dunklen Augit und feine Apatitnädelchen. Unter dem Mikroskop lassen sich noch Titaneisen, Magnetit und sekundär gebildeter Natrolith erkennen.

Der Nephelin findet sich in dick prismatischen Krystallen

[1]) H. Lenk, Sitzungsbericht der physikal.-mediz. Gesellschaft zu Würzburg Jahrg. 1886, Nr. 10, S. 148 f. und H. Lenk, Zur geologischen Kenntnis der südlichen Rhön. Dissertation Würzburg 1887, S. 53 f.

von zum Teil scharfer Begrenzung, 2 mm lang und 1 mm breit. Er zeigt meist eine beginnende Umwandlung in Natrolith.

Augit tritt in gleicher Menge wie der Nephelin auf, ist ein typischer Titanaugit mit deutlichem Sanduhrbau und bildet bis 1,5 mm lange und 0,8 mm breite Krystalle. Als Einschlüsse enthält er reichlich Apatitnadeln. Diese sind teils klar, teils mit einem dunklen Kern im zentralen Teil versehen und kommen außer im Augit auch sonst im Gesteinsgewebe vor.

### 3. Nephelinbasanit.

Nephelinbasanite finden sich in ähnlicher Ausdehnung wie die Nephelinbasalte und ebenso wie diese in Form von Decken über die ganze »Lange Rhön« verbreitet, sowie in Gestalt von Kuppen, die zweifellos als Durchbrüche anzusehen sind.

In seiner Zusammensetzung steht das Gestein in der Mitte zwischen den Plagioklasbasalten und den Nephelinbasalten. Doch läßt sich in vielen Fällen die geologische Selbständigkeit des Gesteins beweisen. So bestehen die Säulenbasalte südwestlich von Schafhausen, der Streufelsberg und eine Reihe kleinerer Durchbrüche völlig aus Basanit und zeigen auch keinerlei Übergänge zu Nephelin- oder Feldspatbasalten. In anderen Fällen kann man im Zweifel sein, ob der Basanit als ein selbständiges Gestein oder als eine Randfacies des Nephelin- oder Feldspatbasaltes angesehen werden muß. So wurde im Norden des Absberges Nephelinbasalt, im zentralen Teile Basanit und im Süden Plagioklasbasalt nachgewiesen, und ähnlich ist das Verhalten am Wurmberg, wo im Norden Plagioklasbasalt, in der Mitte Basanit und im Süden Nephelinbasalt auftritt.

Zu den Nephelinbasaniten gehören folgende Vorkommen, die nach steigendem Nephelingehalt angeordnet sind:

82. Schwedenschanze am Salkenberg in 770 m Höhe. Lenk faßt ein von dort untersuchtes Stück als einen Feldspatbasalt auf, der infolge seines geringen Nephelingehaltes einen Übergang zum Basanit bildet;

83. trigon. Punkt 794 m östlich vom Schwarzen Moor (auch von LENK als Basanit trigon. Punkt 797 bestimmt. (LENK l. c. S. 77);
84. nördlich vom trigon. Punkt 794,1 östlich vom Schwarzen Moor in 775 m Höhe;
85. westlich von der Frauenhöhle 715 m;
86. am Waldrande südwestlich der Frauenhöhle in 700 m Höhe;
87. zwischen Frauenhöhle und Korbes westlich von Hausen;
88. zwischen Korbes und Brunnenholz in 650 m Höhe;
89. am Waldrande ostsüdöstlich der Frauenhöhle in 685 m Höhe;
90. Frauenhöhle in 680 m Höhe;
91. Frauenhöhle (West) Säulenbasalthalde;
92. am Antonstollen im Hausener Mittelwald in 630 m Höhe;
93. Weg zum alten Torfhaus am Waldrande westlich vom Jäger-Haus;
94. Weg östlich vom trignom. Punkt 758,2 (765 m) südöstlich vom Schwarzen Moor;
95. südlicher Rand des Schutzwäldchens östlich vom Schwarzen Moor in 775 m Höhe;
96. nördlicher Rand des Schutzwäldchens in 780 m Höhe;
97. Kreuzweg im nördlichen Schutzwald, östlich vom Schwarzen Moor in 785 m Höhe;
98. westlich vom Grenzstein 242, südwestlich von Hausen in 600 m Höhe;
99. Höhn westlich von Brüchs in 575 m, 560 m und 588 m Höhe;
100. Absberg Spitze und Mitte;
101. neue Straße oberhalb Frankenheim;
102. Straßenecke nördlich von Frankenheim 782,6 m;
103. Mäusgehäu nördlich von Frankenheim;
104. trigon. Punkt 812,9 nördlich von Frankenheim;
105. südliche Feist in 710 m Höhe westlich von Leubach;
106. Steinbruch Feist, westlich von Leubach;
107. Streufelsberg Spitze, West und Nordost, westlich Erbenhausen;

108. Durchbruch an der Straße von Erbenhausen nach Frankenheim in 620 m Höhe, südöstlich vom Streufelsberg;
109. alte Ziegelei südlich von Schafhausen;
110. Säulenbasalt im Gipskeuper, südwestlich von Schafhausen (trigon. Punkt 540,5);
111. Durchbruch im Oberen Wellenkalk unterhalb des Hexenküppels westlich von Hausen;
112. trigon. Punkt 743,9 westlich von Rüdenschwinden. Bei Lenk als Nephelinbasalt angegeben (Lenk l. c. S. 52);
113. Quelle ost-nordöstlich vom Schwarzen Moor in 775 m Höhe;
114. in 735 m Höhe nordöstlich vom Schwarzen Moor;
115. Rollsück am Wasserfall des Eisgrabens 758,2 m;
116. östlich vom Schwarzen Moor am Rhönpfad vom Jägerhäuschen nach Frankenheim;
117. Streufelsberg Ost;
118. Wurmberg (Südost) bei Fladungen;
119. Absberg Nordost;
120. Ellenbogen Ost und Nord in 814 m Höhe;
121. Ellenbogen Südwestkuppe in 797 m Höhe;
122. Landwehrfeld nördlich von Frankenheim;
123. Waldecke nordwestlich der Guckas;
124. Berghut, nördlich von Leubach;
125. nördlich vom Ripperts, westlich von Reichenhausen;
126. nördlich vom Ripperts (Basaltrand);
127. westlicher Totenwald zwischen Leubach und Frankenheim;
128. südlich vom trigon. Punkt 794,1 m westlich von Rüdenschwinden in 790 m Höhe am Waldrand;
129. Basaltstücke unterhalb von Frankenheim im Höhlwald;
130. Hexenküppel westlich von Hausen;
131. Hausener Mittelwald in 620 m Höhe am »geraden Stich«.

Die Basanite haben durchweg einen porphyrischen Habitus. Schon mit bloßem Auge erkennt man Einsprenglinge von Olivin und Augit. Auch Olivinknollen von der Größe eines Hühnereis kommen vielfach vor, z. B. im Gestein 125. Viel seltener sind Knollen, die als Zusammenballungen von Augit sich darstellen. Die Untersuchung einer derartigen Knolle aus dem Gestein 100

ergab, daß der Augit Spuren magmatischer Veränderung zeigt. Mit Sicherheit läßt sich deshalb nicht behaupten, daß eine Ausscheidung von Augit vorliegt, es besteht vielmehr die Möglichkeit, jene Knollen als Einschlüsse eines aus der Tiefe mitgerissenen Gabbrogesteins zu deuten, wie solche in dem Basalt des Absberges gefunden werden.

Der Einsprenglingsaugit zeigt keinerlei Abweichungen von dem der Plagioklasbasalte. Nur in dem Gestein vom Totenwald (127) und vom Hausener Mittelwald (131), die sich durch Nephelinreichtum auszeichnen, findet sich der Augit mehr violett gefärbt und mit Sanduhrbau. Das Gestein 131 nähert sich also mehr den in diesem Bezirk herrschenden Nephelinbasalten.

Der Grundmassenaugit der Basanite ist wie der der Feldspatbasalte ausgebildet.

Auch in den Basaniten gehört der Plagioklas zur Labradorit-Bytownitreihe. Größere Krystalle von 0,1 mm Breite und 0,6 mm Länge fanden sich in den Gesteinen 93 und 127. Bisweilen kommt der Plagioklas außer in Leistchen noch als Füllmasse vor, wie in Nr. 92 und 118. In letzterem Falle muß der Nephelin gleichzeitig mit dem Plagioklas zur Ausscheidung gelangt sein, während er sich sonst gleichzeitig mit dem Augit oder wenig später als dieser verfestigte.

Der Plagioklas kommt an Menge etwa dem Grundmassenaugit gleich und bedingt durch eine parallele Anordnung der Leistchen häufig eine Fluidalstruktur, so in Nr. 100, 104, 107, 110, 113 und 124.

Der Olivin tritt als Einsprengling sowohl in Krystallen als auch in Körnern, seltener, wie in Nr. 99, 111, 117, auch in der Grundmasse auf. Seine Umwandlungsprodukte sind Serpentin, Eisenhydroxyd und in Nr. 104 und 114 Iddingsit. Recht häufig erscheint als Einschluß Picotit, so in Gestein 110 und 111.

Der Nephelin ist, wie in den porphyrischen Nephelinbasalten, als schwach aufhellende Füllmasse ausgebildet. Nur in den Gesteinen 127 und 131 ist der Nephelin wie in den nicht porphyrischen Nephelinbasalten entwickelt. Seine Anwesenheit wurde in allen Fällen chemisch nachgeprüft. Das Gestein wurde mit

Salzsäure behandelt, und in der entstehenden Kieselsäuregallerte zeigten sich zahlreiche Chlornatriumwürfelchen.

Als akzessorische Gemengteile kommen Magnetit, Titaneisen, Apatit und Biotit vor. Von diesen verdient das Titaneisen einige Beachtung, weil es bisweilen, wie in Gestein Nr. 92 und 93, das Magneteisen fast völlig verdrängt.

In einigen Basaniten, wie in 89, 93, 106, 110 und 119, ist eine farblose oder bräunliche Glasbasis vorhanden; sie ist in Nr. 100 erfüllt von schwarzen Mikrolithen (vermutlich Magneteisenskelette).

In manchen Basaniten findet sich sekundärer Calcit als Ausfüllung von Blasenräumen, so in dem Mandelstein 99. In anderen Gesteinen stellen sich in den Blasenräumen Zeolithe (Phillipsit in Nr. 121) und bis linsengroße Kügelchen von Hyalit (Nr. 107 Spitze) ein.

### 4. Limburgit.

Limburgite sind nur in Gängen und Durchbrüchen bekannt geworden. Die Vorkommen sind folgende:

132. Durchbruch im Röt der Hählwiesen in 645 m Meereshöhe, östlich der Streuquelle;
133. Gang im Oberen Wellenkalk, westlich von Rüdenschwinden;
134. Gang im Mittleren Muschelkalk am Kirschberg, westlich von Brüchs;
135. Gang des Wurmberges östlich von Ober-Fladungen;
136. Gang am Rhönkopf oberhalb des Stelligs bei Huflar.

Nr. 136 gibt beim Behandeln mit Salzsäure eine Kieselgallerte mit Abscheidung von Chlornatriumkrystallen, verhält sich also ähnlich wie Nephelinbasalt.

132—135 dagegen geben keine Nephelinreaktion, gliedern sich also den Plagioklasbasalten an.

Nr. 132 entstammt einem Eruptionskanal und ist ein dichtes Gestein, das zahlreiche Muschelkalkstücke eingeschlossen enthält.

Die Limburgite der Gänge 133—136 sind durchgängig blasig und zum Teil mandelsteinartig. Sie sind mit Ausnahme des Gesteins 135 von dunkeler Farbe. Dieses ist durch Eisenhydroxyd

rostbraun gefärbt und enthält in einer Druse bis zu 2 mm große Eisenglanztäfelchen.

Die blasig entwickelten Limburgite lassen makroskopisch oft besser als mikroskopisch eine Flußstruktur erkennen; so besitzt das Gestein 134 in die Länge gezogene und parallel angeordnete Blasenräume.

Alle Limburgite sind deutlich porphyrisch.

Die Einsprenglinge Olivin und Augit sind meist gut ausgebildet. Der Olivin enthält häufig Picotite. In Nr. 134 ist er unter Beibehaltung der Form in Calcit umgewandelt.

Die Grundmasse besteht aus braunem (Gestein 132—135) oder farblosem (Gestein 136) Glas, in welchem sehr reichlich — an Menge dem Glas etwa gleichkommend — Augitmikrolithe und Magnetitkörnchen liegen.

### Einschlüsse in Basalt.

Wie an anderen Orten schließen auch hier die Basalte Bruchstücke der durchbrochenen Nebengesteine ein. Ein Teil derselben läßt sich leicht mit den zutage anstehenden Sedimenten identifizieren, ein anderer Teil gehört Plutoniten an, welche in unserer Gegend nicht an die Erdoberfläche gekommen sind.

Zu den ersteren sind zahlreiche, dem Buntsandstein entstammende, selten über 1 mm große Quarzkörner zu rechnen, die eine teilweise oder gänzliche magmatische Resorption erlitten haben. Sie entbehren infolgedessen nie eines Saumes von intensiv grünem Augit (Porricin), der als Neubildung aus dem Schmelzfluß entstanden ist. Beispiele sind: Basanit 102, 118, 121 und 126.

Röt- und Muschelkalkbruchstücke sind als Einschlüsse nur auf kleinere Durchbrüche, wie den Feldspatbasalt an der Streuquelle, den Limburgit der Hählwiesen östlich der Streuquelle und den Basanit östlich des Hexenküppels beschränkt.

Nach dem Rande zu häufen sich diese Einschlüsse, und in den Schlotbreccien überwiegt ihre Masse stellenweise die des Basaltes.

Von besonderem Interesse ist der Limburgit Nr. 132 der Hählwiesen, da er im Niveau des Röts, den er durchbricht, Bruch-

stücke von Muschelkalk, also Gesteine aus einem geologisch höheren Niveau, enthält. Auf derartige Vorkommen machte Bücking[1]) 1903 aufmerksam und gab für ihr Auftreten eine Erklärung, die auch für unser Vorkommen zutrifft.

Zu den Einschlüssen von nirgends in dem Gebiet zutage anstehenden Felsarten gehören:

137. ein Gabbro von Haselnußgröße aus dem Nephelinbasalt des Stellberges;
138. Gabbro aus dem Basanit des zentralen Teiles des Absberges, wo Gabbroeinschlüsse von Hasel- bis Walnußgröße verhältnismäßig häufig sind;
139. Gabbro aus dem Basanit (Säulenbasalt) der Feist südwestlich von Leubach, wo bis hühnereigroße Einschlüsse häufig sind;
140. Gabbro von Haselnußgröße aus dem Basanit 102 bei Frankenheim;
141. Granit von Hasel- bis Walnußgröße, vielfach von feinen Basaltadern durchzogen, im Basanit der Feist;
142. Granit von Haselnußgröße aus dem Basanit des westlichen Absberges.

Der grobkörnige Gabbro besteht aus Plagioklas (Labradorit), Diallag, der mit rhombischem Pyroxen verwachsen ist, und akzessorisch Magnetit, Biotit und Apatit. In Nr. 139 finden sich an den Kontaktstellen zwischen Basanit und Gabbro Neubildungen von grünem Augit und Anhäufungen von Magnetit.

Der Granit, der zum größten Teil aus Quarz und getrübtem Orthoklas besteht, trägt deutlich Spuren magmatischer Einwirkung: Schmelzerscheinungen am Biotit, Neubildungen von grünem Spinell in Oktaedern und von radialstrahligem Plagioklas, sowie von braunem Glas in Tropfen und Schlieren.

### Vulkanische Trümmergesteine.

Zu den vulkanischen Trümmergesteinen gehören die Basalttuffe und die Schlotbreccien.

[1]) H. Bücking, Über die vulkanischen Durchbrüche in der Rhön und am Rande des Vogelsberges 1903, S. 290 f.

Die Basalttuffe sind auf den Ostrand der Langen Rhön und den Südabhang des Wurmberges beschränkt. Sie bilden zusammen mit anderen tertiären Sedimenten das Hangende der Trias und sind bisweilen, wie aus dem Profil im Eisgraben ersichtlich, verschiedenen Basaltergüssen zwischengeschaltet.

Sieht man von den zurücktretenden Einschlüssen von Bruchstücken durchbrochener Nebengesteine ab, so bestehen die Tuffe aus feinerem und gröberem vulkanischem Material. Das gröbere sind Lapilli und Bomben, die wie am Wege im Eisgraben bei 690 m bis kopfgroß werden. Das feinere sind Aschen und Sande, stellenweise auch isolierte Krystalle. Unter den letzteren seien die ringsum ausgebildeten Augite hervorgehoben, welche in den Junkershecken — in 650 m Höhe am Wege von Hausen über den nördlichen Hexenküppel nach der Rhönhöhe — vorkommen.

Die Struktur der Tuffe ist, infolge der Ungleichheit in der Größe der Trümmer, keine einheitliche. Bald herrscht ein wirres Durcheinander feineren und gröberen Materials, in dem das feinere das Bindemittel des gröberen bildet, wie an der Streuquelle in 710 m Höhe, bald waltet in der einen Bank das gröbere, in der anderen das feinere Material vor, wodurch, wie an der Guckas, eine Schichtung im Gestein sichtbar wird.

Die Verfestigung der Tuffe ist nicht an allen Orten in gleichem Maaße vor sich gegangen. Während am Wege von Hausen nach der Rhönhöhe große Mengen des Tuffes nur einen lockeren Zusammenhalt aufweisen, stellt sich an der Guckas der Tuff als ein hartes, festes Gestein dar.

Meist hat eine tiefgreifende Zersetzung die Tuffe betroffen; sie erhalten eine durch Eisenhydroxyd gelbbraune Farbe und eine erdige Beschaffenheit. Als Beispiele hierfür seien die Tuffe der Feist westlich von Leubach und die des Totenwaldes östlich von Frankenheim erwähnt. Weiße bis hellgraue Färbungen, wie sie in manchen Lagen am Südabhange des Wurmberges und an den Junkershecken vorkommen, und grünliche Töne, wie sie die Tuffe der Guckas aufweisen, stellen sich ungleich seltener und nur bei räumlich beschränktem Vorkommen ein.

Mitunter werden zersetzte Basalte, wie am Sophienhain bei Frankenheim, lockeren Tuffen sehr ähnlich und sind dann erst unter dem Mikroskop von ihnen zu unterscheiden.

Von guten Aufschlüssen sind die folgenden zu erwähnen:

An der Guckas tritt der Tuff in deutlich festen, gebankten Massen auf, die zur Bildung des etwa 30 m hohen Steilabsturzes Veranlassung gegeben haben. Mit bloßem Auge sind in einer dichten dunkel graugrünen Grundmasse außer Basaltbröckchen noch Quarzkörner aus dem Sandstein neben Röt- und Muschelkalkbruchstücken zu sehen, und unter dem Mikroskop kann man Splitter von braunem Glas, Augit und Olivinkrystallfragmente, sowie plagioklas- und magnetitreiche Basaltbröckchen, eingebettet in einer durch Eisenhydroxyd und Serpentin schmutzig braunen, glasreichen Grundmasse, erkennen.

Am Wege von Hausen über den nördlichen Teil des Hexenküppels nach der Rhönhöhe ist über dem Trochitenkalk in 610 m Höhe folgendes Profil aufgeschlossen (von unten nach oben):

etwa 10—15 m gelbbraune, geschichtete Tuffe, die denen der Guckas in ihrer Zusammensetzung entsprechen;
etwa 3 m lockere, graugelbe Tuffe;
etwa 1 » ziegelroter, stark zersetzter Tuff;
etwa 10—15 m graugelbe und braungelbe, lockere Tuffe;
0,15—0,20 m grauweißer, geschichteter, kalkreicher Tuff mit zahlreichen Planorben, stellenweise grobkörnig und bis 5 mm große Augitkrystalle führend;
etwa 20—25 m lockere, gelbbraune Tuffe.

Die Gesamtmächtigkeit der Tuffe beträgt etwa 50 m[1]). In der gleichen Höhenlage wie die »Planorbentuffe« stellen sich südlich von denselben am Waldrande bei 655 m Meereshöhe Süßwassermergel mit Planorben ein; beide Ablagerungen sind offenbar von gleichem Alter.

[1]) Gümbel, Die geognostischen Verhältnisse des Fränkischen Triasgebietes, Bavaria IV. Bd. München 1865, erwähnt S. 66, daß im Eisgraben der Basalttuff, auf dem die ganze Braunkohlenablagerung ruht, 170' (etwa 50 m) tief durchbohrt worden sei.

Von Interesse ist auch das Tuffvorkommen, welches im oberen Eisgraben bei 740 m den Deckenbasalten zwischengeschaltet ist. Die Angaben, welche PROESCHOLDT[1]) darüber macht, stimmen im wesentlichen mit meinen Beobachtungen überein. PROESCHOLDT fand, von unten nach oben, die in Rubrik 1 angegebene Lagerung. Im unteren Teile des Aufschlusses am rechten Ufer fand ich von unten nach oben die unter 2a, in der Mitte des Baches und am linken Ufer von unten nach oben die unter 2b angegebene Lagerung.

| 1 | 2a | 2b |
|---|---|---|
| — | — | a) 0,50 m dichte, dunkelbraune Tuffe, ohne Schichtung |
| b) 4,00 m plattige, gelbe und weiße kalkige Letten | b) 2,20 m feine, mürbe gelbgraue Tuffe (nicht Letten) | b) 1,80 m erdige, gelbgraue Tuffe mit einer etwa 5 cm starken kohligen Zwischenlage |
| c) 0,80 m roter Ton | c) 0,70 m lockerer, gelbbrauner Tuff mit Streifen roten Tones. | c) 0,20—1,00 m roter Ton (vermutlich das Zersetzungsprodukt eines roten Tuffes) |
| d) 1,30 m gelbe Tuffe, mit kleinen Tuffkügelchen (0,5 cm) »Kugeltuff« | d) 2,00 m lockere, gelbgraue Tuffe mit »Kugeltuff« als Einlagerung | d) 3,50 m lockere, gelbgraue Tuffe mit hellen Tonlagen |

In den Tuffen a und b der Rubrik 2b erkennt man unter dem Mikroskop nur vereinzelte Basaltbröckchen und Magnetit in einer nicht näher bestimmbaren, gelbbraunen Grundmasse.

Die Kügelchen in den »Kugeltuffen« (d in Rubrik 1) zeigen nach PROESCHOLDT weder eine konzentrische noch eine radiale Struktur.

Ein dem Kugeltuff im Eisgraben ähnliches Gestein findet sich am Südabhange des Wurmbergs. Es ist dunkelgrau und besteht

[1]) H. PROESCHOLDT, Geologische und petrographische Beiträge zur Kenntnis der Langen Rhön. (Jahrbuch der Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt für 1884, S. 245 f.

aus Kügelchen von 1—3 mm Durchmesser, die in einem sehr kalkreichen, erdigen Zement eingebettet liegen. Die Kügelchen selbst erwiesen sich unter dem Mikroskop als dichte, zersetzte Basaltfragmente, in denen hier und da noch Magnetit und Olivin zu sehen ist.

Als Schlotbreccie bezeichnet Bücking[1]) ungeschichtete Massen, welche den Eruptionskanal ganz oder teilweise erfüllen und aus Bruchstücken von Basalt und Nebengestein bestehen.

Solche Bildungen finden sich an der Streuquelle in 700 m Meereshöhe und am Durchbruch östlich vom Hexenküppel bei Hausen, wo sie den kompakten Basalt mantelförmig umlagern. In anderen Fällen, wie im Eisgraben bei 645 m und etwa 300 m südlich vom Hexenküppel in 610 m, finden sich Schlote, die ausschließlich von einer aus Basalt- und Nebengesteinstrümmern bestehenden Breccie angefüllt sind.

Besonders gut ist die Schlotbreccie an dem Basaltdurchbruch bei der Streuquelle aufgeschlossen. Auf der Westseite befinden sich die Agglomerate in lockerem, auf der Ostseite in verfestigtem Zustande. Sie bestehen in der Hauptsache aus unregelmäßig gestalteten, erbsen- bis haselnußgroßen schwarzen Basaltbrocken und aus eckigen Bruchstücken von gehärtetem Röt und Muschelkalk. Die Sedimentgesteinsstücke scheinen mit der Annäherung an den Basalt an Menge abzunehmen. Der Basalt der Breccie ist teils ein glasreicher Plagioklasbasalt, teils ein dunkelbraunes Glas, in dem einzelne Plagioklaskrystalle schwimmen. Das Bindemittel ist eine dunkelbraune, dichte Masse, in welcher vereinzelt Olivin- und Augitkrystalle sowie Biotitblättchen schon mit der Lupe zu erkennen sind. Das Gestein ist nach allen Richtungen von dünnen, weißen Kalkadern durchzogen.

Von besonderem Interesse ist endlich noch das mikroskopisch reichliche Auftreten von bräunlichgelben Sphärolithen, die, meist von kugeliger Gestalt und nach außen scharf begrenzt, sich teils wie Dellesit-ähnliche Mandeln in Blasenräumen, teils mitten im

[1]) H. Bücking: Über die vulkanischen Durchbrüche in der Rhön und am Rande des Vogelsberges. Leipzig 1903, S. 290 f.

dichten Glas eingebettet finden. Sie gleichen sphärolithischen Bildungen, wie sie früher Bücking in einem Basaltgang am Fischerhof bei Geisa beobachtet hat.

## Altersfolge der Eruptivgesteine.

Über die gegenseitigen Altersverhältnisse der Basalte ein sicheres Urteil abzugeben ist, infolge der ungenügenden Aufschlüsse, vor der Hand nicht möglich. Auf Grund der vorliegenden Beobachtungen lassen sich nur wenige Vermutungen äußern.

Da sich Lapilli von Feldspatbasalt in dem Süßwasserkalk des Hausener Mittelwaldes finden (siehe S. 136), ist für den gewöhnlichen, dichten Plagioklasbasalt ein untermiocänes Alter anzunehmen.

Die Plagioklasbasalte haben in ihren verschiedenen Durchbrüchen fast nur Schichtgesteine durchstoßen. In den wenigen Fällen, wo sie mit anderen Basalten in Berührung kommen, läßt sich, infolge mangelnder Aufschlüsse, ihr Verhältnis zu den Nephelinbasalten und Basaniten nicht unmittelbar bestimmen. Da aber an der Geba (Blatt Helmershausen) und zwischen Bischofsheim und Fladungen[1]) der Feldspatbasalt von Nephelinbasalt überlagert wird, so kann man ihn auch für unsere Gegend als den älteren Basalt ansehen.

Für diese Annahme spricht auch das Vorkommen von Plagioklasbasaltbomben im Tuff des Eisgrabens bei 680 m Meereshöhe, wo diese im Liegenden eines Nephelinbasaltes auftreten.

Das Altersverhältnis zwischen Nephelinbasalt und Basanit scheint ein wechselndes zu sein. So ist die Ellenbogenspitze ein Nephelinbasalt, um den herum in tieferer Lage Basanit zutage tritt; letzterer erscheint also hier als das ältere Gestein. Dagegen findet sich an der Straße von Frankenheim nach Leubach, etwa 100 Schritte unterhalb von dem letztgenannten Ort, ein Aufschluß, in dem ein zersetzter, porphyrischer Nephelinbasalt das Liegende eines frischen, nur schwach porphyrischen Nephelinbasaltes ist;

[1]) H. Proescholdt, Über den geolog. Zentralstock der Rhön. Dieses Jahrb. 1893, XIV. Berlin 1894, S. 1 ff.

etwas höher liegt am östlichen Ausgange des Dorfes in großen Stücken und nach Norden bis zur Straße nach Reichenhausen hin sich ausdehnend ein dichter Basanit, der vermutlich das Hangende des Nephelinbasaltes bildet. Bei diesen Eruptivbildungen ist also nicht an allen Orten die gleiche Reihenfolge zu beobachten. Auch lehrt der Aufschluß im Eisgraben, daß nicht alle Nephelinbasalte einem Ausbruch entstammen, sondern, da sie durch mächtige Tufflagen von einander getrennt sind, verschiedenen Ergüssen zugehören.

Der Dolerit ist im wesentlichen als geologisch selbständiges Gestein auf die etwa 300 m breite Zone zwischen dem Grabenberg und dem Weg von Hausen über den Hexenküppel nach der Rhönhöhe beschränkt. Er ist vermutlich der wallartige Erosionsrest eines älteren Doleritergusses, der von Nephelinbasalt und Basanit umflossen wurde.

Straßburg i. E., Februar 1908.

---

## Inhaltsverzeichnis.


| | Seite |
|---|---|
| Topographisch-hydrographischer Überblick | 109 |
| Geologischer Aufbau | 111 |
| Buntsandstein | 112 |
| Muschelkalk | 117 |
| Keuper | 130 |
| Tertiär | 132 |
| Diluvium | 138 |
| Alluvium | 138 |
| Tektonische Verhältnisse | 140 |
| Eruptivgesteine und zugehörige Bildungen | 148 |
| Plagioklasbasalt | 150 |
| Nephelinbasalt | 155 |
| Nephelinbasanit | 162 |
| Limburgit | 166 |
| Einschlüsse im Basalt | 167 |
| Vulkanische Trümmergesteine | 168 |
| Altersfolge der Eruptivgesteine | 173 |

# Geologische Beschreibung der Umgegend von Spahl in der Rhön, mit besonderer Berücksichtigung der Eruptivgesteine.

Von Herrn **Friedrich Kallhardt** in Straßburg i. E.

Hierzu Tafel 10.

## Topographischer Überblick.

Spahl, ein Dorf mit etwa 500 Einwohnern, liegt in der südwestlichen Zunge des Großherzogtums Sachsen-Weimar, ca. 20 km nordöstlich von Fulda. Das umliegende Gebiet gehört zum größten Teile zu Preußen, zum kleinen zu Sachsen-Weimar. Die Grenze zwischen beiden Staaten zieht sich in weitem Bogen um das Dorf Spahl. Die Nordgrenze des geologisch aufgenommenen Gebietes fällt zusammen mit der Südgrenze des Blattes Geisa, das in den Jahren 1876—80 durch A. v. KOENEN geologisch bearbeitet wurde. Im Westen wird die Karte durch den Ostabhang des Höhenzuges Ulmenstein-Suhl, im Osten durch den westlichen Steilabhang des Höhenzuges Rockenstuhl-Spahler Berg und im Süden durch eine Linie begrenzt, die etwa 350 m südlich von Gotthards genau von Osten nach Westen gezogen wird.

Die Umgebung von Spahl gehört zu der kuppenreichen Rhön, die sich im Nordwesten der eigentlichen oder hohen Rhön vorlagert. Im Gegensatz zu der für letztere charakteristischen Plateaubildung setzt sich die kuppenreiche Rhön aus einzelnen, meist bewaldeten Kuppen zusammen, die durch mehr oder minder tiefe Taleinschnitte voneinander getrennt sind. Diese Kuppen erscheinen teils als sanft gerundete Höhen, wie der breite plateauartige

Rücken des Buchwaldes, teils als steile Kegel, wie z. B. der auffallende Haselstein und die vielen kleinen Kuppen nordöstlich von Morles, die der Gegend ein eigentümliches Gepräge verleihen.

Bestimmend für das Relief der Gegend ist der Höhenzug, der dieselbe von NW. nach SO. durchzieht und die Wasserscheide zwischen Werra und Fulda bildet. Derselbe besitzt eine mittlere Höhe von 560 m und setzt sich im wesentlichen aus folgenden Höhen zusammen:

1. Buchwald 541 m Meereshöhe
2. Breitenberg 575 » »
3. Pietzelstein 530 » »
4. Dörnberg 521 » »
5. Suchenberg 585 » »
6. Rößberg 643 » »

Weitere bemerkenswerte, jedoch außerhalb der erwähnten Wasserscheide liegende Höhen sind:

7. Odersberg 557 m Meereshöhe
8. Teufelsberg 498 » »
9. Altenberg 501 » »

Ein größerer Wasserlauf ist nicht vorhanden, sondern nur eine Anzahl unbedeutender Bäche.

Der wasserreichste davon ist die Nüst. Sie entspringt außerhalb des Kartengebietes bei Eckweisbach, nimmt von rechts mehrere kleine Gewässer auf, welche vom Südabhang des Rößberg-Altenberg-Zuges herabkommen, dann unterhalb Morles den Aschenbach, der seinerseits die Gewässer der drei bei Mittelaschenbach sich vereinigenden Täler vereinigt, und mündet unweit Hünfeld in die Haun, einen Nebenfluß der Fulda.

Nach Norden bezw. Nordosten entwässert die Geisa mit verschiedenen kleinen Seitenbächen, wie der Wenigengeis und dem Mittelbach, die Ostseite des erwähnten Haupthöhenzuges sowie den weiten Talgrund, der sich zwischen dessen Ostseite und dem Höhenzug Spahler Berg-Rockenstuhl erstreckt. Die Geisa mündet ebenfalls außerhalb des Kartengebietes bei dem Städtchen Geisa in die Ulster, einen Zufluß der Werra.

# Geologische Übersicht.

An dem geologischen Aufbau der Umgegend von Spahl beteiligen sich sowohl Sedimente als Eruptivgesteine. Die ersteren gehören in der Hauptsache der Trias an, und zwar ist diese vom Mittleren Buntsandstein bis zur unteren Abteilung des Mittleren Keupers vertreten.

Von jüngeren Sedimenten sind, außer diluvialen und alluvialen Ablagerungen, Spuren von Tertiär nicht näher bestimmbaren Alters vorhanden.

Die Eruptivgesteine des Kartengebietes bilden über 150 selbständige Durchbrüche; sie haben durchweg tertiäres Alter und gehören zu den Gruppen der Basalte und Phonolithe.

Der Basalt kommt teils in Decken vor, wie im NW. des Gebietes und am Rößberg, teils tritt er, die Sedimente durchsetzend, gangförmig, und in einer großen Anzahl zylindrischer Schlote, auf, die bald mit einheitlichem Material, bald mit vulkanischer Breccie erfüllt sind, häufiger jedoch beides zusammen, nämlich einen mit Schlotbreccie umgebenen, einheitlichen Kern, enthalten.

Auch die Phonolithe erscheinen vorwiegend in Gängen und Schloten; Deckenreste sind nur am Rößberg vorhanden.

## A. Sedimente.

### 1. Trias.

### I. Buntsandstein.

#### 1. Mittlerer Buntsandstein (sm).

Die ältesten Sedimente, die in dem Kartengebiet zutage treten, gehören dem Mittleren Buntsandstein an. Er erscheint im Süden zu beiden Seiten der Nüst und ist am besten aufgeschlossen in den Hohlwegen nördlich von der Straße Gotthards-Kermes. Hier setzt er sich, ebenso wie auf Blatt Geisa (8, S. 5) vorwiegend aus fleisch- bis braunroten, bisweilen auch weißgelben grobkörnigen Sandsteinen zusammen. Die Sandsteine bestehen

im wesentlichen aus Quarzkörnern, welche teils gerundet sind, teils noch Krystallflächen zeigen; ihre Größe schwankt zwischen 0,5 und 2 mm. Die Größe der Quarzkörner wechselt bankweise; die Körner der einzelnen Bänke zeigen entweder Abrundung oder Krystallform; häufig stoßen Bänke von verschiedener Ausbildung mit scharfer Grenze aneinander. Zwischen den Quarzkörnern finden sich vereinzelte weiße Kaolinkörner. Die Quarzkörner sind durch ein kieseliges, z. T. toniges Bindemittel verkittet. Die Dicke der Sandsteinbänke übersteigt selten 10 cm.

Zwischen den Sandsteinen treten an einigen Stellen in den Hohlwegen nördlich von Kermes dünne Einlagerungen von roten, zuweilen auch grünen Schiefertonen auf. Diese halten teils über einige Entfernung an, teils erscheinen sie nur als mehr oder weniger große Linsen.

Nach oben hin wird das Korn der Sandsteine feiner und ihre Farbe heller, stellenweise völlig weiß, auch stellen sich ziemlich häufig Muscovitblättchen ein, die übrigens auch in den tiefer liegenden Schichten gelegentlich vorkommen. Ein Aufschluß in diesen Schichten liegt an der bewaldeten Kuppe 500 m SO. von Wallings, wo in einem Steinbruch fast völlig weißer, muscovitreicher Sandstein gegen 4 m mächtig aufgeschlossen ist. Auch die aus dem Röt hervortretenden Sandsteine östlich von Hofaschenbach gehören diesem Horizonte an. Eine genaue Abgrenzung dieser Sandsteine, von denen der obere Teil anderweitig (z. B. auf Blatt Geisa 8, S. 5) als Chirotheriensandstein abgetrennt wurde, ließ sich jedoch nicht durchführen.

### 2. Oberer Buntsandstein.

Der Obere Buntsandstein oder Röt tritt namentlich im SW. der Karte in großer Ausdehnung zutage. Er erreicht hier eine Mächtigkeit von etwa 60 m.

Er besteht aus einem Komplex von Schiefertonen und feinschieferigen Sandsteinen, die in ihrer Hauptmasse tiefrot, nur unten und oben z. T. grau gefärbt sind.

Die untersten Schichten sind gut aufgeschlossen in den Hohl-

wegen südlich von Morles. Es liegen hier über 10 m meist dunkelgefärbte Schiefertone und Letten, in buntem Wechsel graugrün, graublau, bräunlichviolett und selbst schwärzlich, in selten mehr als 2 cm starken Bänkchen in annähernd horizontaler Lagerung übereinander. Fossilien wurden nicht beobachtet.

Über diesen dunklen, an Lettenkohle erinnernden Schichten folgen gegen 35 m vorwiegend tiefrote, bisweilen etwas sandige Schiefertone, die in dem Hohlwege NO. von Morles feinschieferige, bis 5 cm starke, quarzitische Sandsteinbänkchen eingelagert enthalten. Zuweilen sind diese tiefroten Schichten von hellgrünen, wohl auch bläulichen Lagen durchzogen, z. B. in den Aufschlüssen am Morleser Weinberg, die auch Bücking erwähnt (3, S. 281 ff).

Im obersten Teile des Röts, etwa 15 m unter der oberen Grenze, erscheint, wie auf Blatt Geisa (8, S. 7), ziemlich konstant eine ca. 10 cm starke Bank eines weißen bis grünlichen, ziemlich feinkörnigen, bröckligen Sandsteins. Sie wird z. B. wiederholt südlich von Ketten und an einem Waldwege, der am südwestlichen Fuße des Altenbergs bei Morles die 420 m Kurve kreuzt, sichtbar; dies entspricht einem Abstand von 15—20 m von dem Muschelkalk.

Wie an der unteren Grenze des Röts, so erscheint auch an der oberen ein, allerdings nur wenige Meter mächtiger, Komplex von grauen und grünlichen Schiefertonen. Dieselben sind an der Straße von Ketten nach Gotthards und am Fuße des südwestlichen Altenbergvorsprungs nach dem Weinberg hin aufgeschlossen.

Die Grenze zwischen Röt und Muschelkalk bildet, wie in den benachbarten Gebieten, eine 60—100 cm starke Bank von ockergelbem, feinkörnigem Kalk, dem Grenzkalk, der allgemein noch zum Röt gerechnet wird.

Zwischen den wasserundurchlässigen Schichten des Oberen Röts und dem durchlässigen Muschelkalk brechen an zahlreichen Stellen kräftige Quellen hervor, z. B. gehören die Quelle, welche oberhalb Ketten entspringt, ferner die Quelle der Wenigengeis sowie die zahlreichen kleineren Quellen auf der SW.-Seite des Altenbergs und der NW.-Seite des Neuenbergs diesem Wasserhorizonte an.

## II. Muschelkalk.

Der Muschelkalk ist innerhalb des Kartengebiets am Rößberg und am Odersberg in vollständiger Entwicklung vorhanden; seine Mächtigkeit beträgt hier gegen 180 m. Er läßt sich in die 3 Abteilungen gliedern, die man als Unteren, Mittleren und Oberen Muschelkalk bezeichnet hat.

### a) Unterer Muschelkalk (mu).

Der Untere Muschelkalk oder Wellenkalk ist von den 3 Abteilungen die mächtigste. Er erreicht z. B. am Rößberg gegen 70 m. Im wesentlichen besteht er aus einer Reihe grauer dünnschieferiger Schichten mit gewellter Oberfläche, welcher der Wellenkalk seinen Namen verdankt. Stellenweise zeigt die Oberfläche scharfe linienförmige Eindrücke, die sie wie gekritzt erscheinen lassen. Ferner beteiligen sich an dem Aufbau des Wellenkalks dicke konglomeratisch und wulstig entwickelte Bänke von vorherrschend grauer, seltener auch gelber Farbe.

Die Einförmigkeit dieser Schichten, die bei ihrem Zerfall den sogenannten Kalkkies liefern, wird unterbrochen durch 3 Zonen charakteristischer Bänke, nämlich:

1. Zone der Oolithbänke, 35 m über der unteren Wellenkalkgrenze,
2. Zone der Terebratelbänke, 15 m über der vorigen,
3. Zone der Schaumkalkbänke, wiederum 15 m über der Zone 2.

Von diesen 3 Zonen sind 2 und 3 auf der Karte ausgeschieden und mit der üblichen Bezeichnung $\tau$ bezw. $\chi$ versehen worden, die Lage von 1. dagegen wurde nur da, wo sie anstehend angetroffen wurde, durch eine blaue Linie angedeutet.

Durch die Zone der Terebratelbänke wird der Wellenkalk in den Unteren und in den mit dem oberen Terebratelkalk beginnenden Oberen Wellenkalk geteilt.

Im Unteren Wellenkalk sind zahlreiche gute Aufschlüsse vorhanden, namentlich östlich von Geismar, oberhalb Ketten, zwischen Lörnhof und Altenberg, sowie NO. von Mittelaschenbach. Da-

gegen finden sich im Oberen Wellenkalk nur 3 namhafte Aufschlüsse und zwar sämtlich im Niveau der unteren $\tau$-Bank, nämlich 600 m NO. von Mittelaschenbach an der Straße Mittelaschenbach-Spahl, ferner 1100 m im NNW. von Mittelaschenbach an der Hauptbiegung der Straße nach Haselstein und endlich 1100 m SSW. von Geismar.

### 1. Unterer Wellenkalk.

Der Untere Wellenkalk beginnt mit mehreren ca. 10 cm starken, harten, ebenschieferigen Kalkbänken, die z. B. südlich von Ketten wiederholt hervortreten und zusammen etwa 6 m mächtig sind. Darüber folgen 10—15 m dünnschieferige Kalke und konglomeratisch entwickelte Bänke mit mergeligen Zwischenlagen, dann 12—15 m typische Wellenkalke.

Die unteren Schichten des Wellenkalks sind im allgemeinen fossilarm; nur einzelne Bänke enthalten ziemlich häufig Exemplare von *Gervillia socialis, Myophoria vulgaris* und, namentlich bei Mittelaschenbach, von *Lima lineata*. 500 m südöstlich von Geismar fand sich in diesen Schichten auch ein nicht näher bestimmbarer Knochenrest.

Erst 30—35 m über dem Röt treten die ersten massigen Bänke, nämlich die Oolithbänke, auf. Es sind zwei, durch etwa 6 m Wellenkalk getrennte, ca. 30 cm starke, rostfarbige, harte Kalkbänke. Sie zeigen häufig vorzügliche Oolithstruktur, gehen aber bisweilen in graublaue Kalke über, z. B. auf der NW.-Seite des Altenbergs.

Am besten aufgeschlossen sind die Oolithbänke an der Straße Mittelaschenbach-Spahl, ziemlich nahe bei ersterem Ort.

Über der oberen Oolithbank folgen wieder etwa 15 m Wellenkalk ohne charakteristische Bänke.

### 2. Oberer Wellenkalk.

Der Obere Wellenkalk beginnt mit der Zone der Terebratelbänke oder dem Terebratelkalk. Diese Zone besteht aus zwei ungleich starken und durch etwa 4 m Wellenkalk getrennten, meist stark oolithischen Bänken, die sich durch das zuweilen massenhafte Vorkommen von *Terebratula vulgaris* auszeichnen.

Die untere $\tau$-Bank ist an der Straße Mittelaschenbach-Haselstein 95 cm, am NW.-Altenberg und NW. von Geismar durchschnittlich 85 cm mächtig. Es ist eine feste, rotbraune, häufig zedernholzfarbige, immer oolithische Bank. Zuweilen ist sie durch blaugraue Einlagerungen von Wellenkalk in mehrere Lagen gespalten. Auffallenderweise enthält sie streckenweise gar keine Terebrateln; sie treten dann aber wieder nesterweise in größerer Anzahl auf.

Die obere $\tau$-Bank ist kaum $^1/_2$ m stark, ebenfalls fest, häufig mehr graugelb als braun. Sie enthält im allgemeinen wenig Oolithköner und ist bisweilen etwas konglomeratisch entwickelt z. B. NW. von Geismar. Die Terebrateln sind in dieser Bank gleichmäßiger verteilt. Vor der unteren zeichnet sie sich durch das Auftreten zahlreicher Encrinitenglieder aus.

Die Fossilien, welche in den beiden $\tau$-Bänken vorkommen, sind mit Ausnahme von *Terebratula vulgaris* dem ganzen Wellenkalk eigen.

Zwischen der oberen $\tau$-Bank und der Schaumkalkzone liegen etwa 8 m Wellenkalk.

In der Schaumkalkzone lassen sich, wie bei Kleinsassen und Meiningen (5, S. 29), 3 ungleich starke Schaumkalkbänke unterscheiden, von denen die mittlere die schwächste ist.

Die untere Schaumkalkbank ist gegen 1 m mächtig und besteht aus grauem bis weißem, feinkörnigem Kalk mit feinen, runden, selten ovalen Poren. Sie enthält nur wenig Fossilreste, doch kommen zuweilen *Myophoria vulgaris* und Crinoidenglieder in größerer Menge vor.

Die mittlere Schaumkalkbank ist von der unteren durch 3—4 m Wellenkalk getrennt. Sie ist etwa 30 cm stark, von wenig konstanter Beschaffenheit, zuweilen fest und von bläulicher Farbe, meist jedoch etwas schaumig und konglomeratisch entwickelt. Sie enthält bisweilen zahlreiche Dentalien.

Die obere Schaumkalkbank, von ihr wieder durch 3—4 m Wellenkalk getrennt, gleicht ihrem Material nach der unteren, ist jedoch weniger mächtig als diese. NO. von Mittelaschenbach wird sie durch eingeschobene Wellenkalkschichten in mehrere Lagen gespalten.

Über der oberen Schaumkalkbank folgen wieder dünnplattige Wellenkalke, die sogenannten Orbicularisschichten. Sie werden, z. B. auf der SW.-Seite des Rößbergs, gegen 5 m mächtig und enthalten stets schlecht erhaltene Abdrücke von *Myophoria orbicularis*.

Am Südabhange des Rößbergs finden sich in dem oberen Teile des Schaumkalks tiefgelbe krystalline, feste Dolomite und gelbgraue, zuweilen etwas oolithische Kalke in losen Blöcken von über $^1/_2$ m Durchmesser; anstehend wurden sie nirgends getroffen. Sie enthalten zuweilen reichlich schlecht erhaltene Steinkerne, unter welchen *Myophoria orbicularis* und eine kleine *Gervillia* erkannt werden konnten.

Im Wellenkalk wurden mehrfach die von W. Frantzen (6, S. 138) ausführlich beschriebenen transversal geschieferten Bänke angetroffen. Meist sind sie 10—15 cm stark und zerfallen in 1 cm dicke Lagen, die häufig zickzack- oder S-förmg gebogen sind. Im allgemeinen liegen diese Bänke in der Schaumkalkzone; Bücking (1, S. 15) erwähnt sie von Blatt Helmershausen ebenfalls hauptsächlich in dieser. Hier wurden sie dagegen in der Schaumkalkzone nirgends beobachtet, sondern wiederholt wenige Meter über dem Röt, z. B. am Spahler Berg und bei Mittelaschenbach an dem Sträßchen unterhalb der Hauptstraße Mittelaschenbach-Spahl. In vorzüglicher Ausbildung fand sich eine solche Bank etwas unterhalb der Oolithbank in dem Steinbruch zwischen Altenberg und Weinberg.

### b) Mittlerer Muschelkalk (mm).

Der Mittlere Muschelkalk tritt in der nächsten Umgebung von Spahl sowie am Altenberg und auf der Südseite des Rößbergstocks in beträchtlicher Ausdehnung zutage. Seine Mächtigkeit beträgt durchschnittlich 30 m; sie schwankt jedoch ziemlich stark und sinkt z. B. auf der Westseite des Altenbergs bis auf 15 m herab.

An der Basis liegen überall gelbe, plattige Kalke. Dann folgen 15—20 m gelbe und graue Mergel, in welchen bei der Wasserleitung von Spahl und an der kahlen Kuppe am Lörnhof

eigentümliche, runde, dicklinsenförmige und brillenförmige Konkretionen von hellgrauem bis weißem, feingeschichtetem Kalk vorkommen. Diese Gebilde, welche an die Imatra- und Brillensteine erinnern, erreichen einen Durchmesser von über 10 cm.

Im oberen Drittel der Mergel erscheinen häufig gelbe oder graugelbe Zellenkalke, von welchen einzelne Blöcke einen Durchmesser von $^1/_2$ m besitzen. 200 m südlich vom Spahler Berg fand sich in einem dieser Zellenkalke eine Ansammlung von Brauneisenerz.

Gegen die obere Grenze treten hellgraue, schieferige, bröckelige Kalke auf; sie sind unterhalb der Kapelle bei Reinhards etwa 3 m mächtig aufgeschlossen und erweisen sich als völlig fossilfrei. Ihr Hangendes bildet eine Zone gelber Kalke, die z. T. wiederum zellig entwickelt sind.

Wie an der oberen Grenze des Röt, so entspringen auch an der oberen Grenze des Mittleren Muschelkalks zahlreiche Quellen. So gehören die für die Wasserleitungen von Spahl, Reinhards, Oberaschenbach und Setzelbach gefaßten Quellen diesem Wasserhorizonte an.

### c) Oberer Muschelkalk.

Der Obere Muschelkalk bedeckt am Ostabhange des Plateaus zwischen Spahl und Setzelbach weite Flächen und gewinnt auch auf der Höhe des Bergzuges zwischen Rößberg und Pietzelstein beträchtliche Ausdehnung. Er läßt sich in zwei petrographisch und paläontologisch scharf getrennte Unterabteilungen gliedern, nämlich in den Trochitenkalk und die Schichten mit *Ceratites nodosus*.

#### 1. Trochitenkalk (mo1).

Der Trochitenkalk besteht aus dickbankigen, festen, sehr widerstandsfähigen Kalken, die einen 5—10 m hohen Steilrand im Gelände bedingen. Er ist namentlich in der Umgegend von Setzelbach vielfach aufgeschlossen und wird daselbst, sowie bei Oberaschenbach und westlich von Spahl, in einer Anzahl kleiner Steinbrüche gewonnen. Der Aufbau, den derselbe bei Setzelbach zeigt, stimmt mit dem von A. v. Koenen für Blatt Geisa ange-

gebenen (8, S. 13) überein. Die oberen Bänke enthalten zahlreiche herauswitternde Crinoidenstiele sowie viele Exemplare von *Lima striata* und in den Aufschlüssen westlich von Geismar Glaukonitkörner.

Das Hangende des Trochitenkalks bilden 1 m graue Kalke, die bereits den Übergang zur folgenden Stufe darstellen.

### 2. Schichten mit *Ceratites nodosus* (mo2).

Die Schichten mit *Cer. nodosus* beginnen mit 5—10 cm starken Bänken von harten, gleichmäßigen, innen blauen oder bräunlichgrauen, außen mit einer weißen Rinde überzogenen Kalken. Mit diesen Kalken wechseln mehr oder weniger starke Lagen von grauen Tonen und Mergeln ab.

Außer dem überall auftretenden *Cer. nodosus* kommen im oberen Teile dieser Schichten stellenweise zahlreiche, sehr große Exemplare von *Gervillia socialis* vor, ferner *Terebratula vulgaris* und *Myophoria laevigata*, *Pecten discites* u. a. Ein Fundpunkt für diese Fossilien liegt oberhalb der kleinen Kuppe 1200 m NW. von Spahl; hier fanden sich auch verschiedene bis 3 cm dicke, nicht näher bestimmbare Knochenreste. In etwas höherem Niveau erscheint dann der flache *Ceratites semipartitus*, der sich zwischen Setzelbach und Spahl in zahlreichen Bruchstücken, selten in einigermaßen vollständigen Exemplaren findet.

Im oberen Teile der 30—40 m mächtigen Nodosenschichten tritt konstant ein mindestens 10 cm starkes Bänkchen auf, erfüllt mit zahllosen Exemplaren der *Terebratula cycloides*. Die Bruchstücke dieses Bänkchens sind überall im Bereich der Nodosenschichten zu finden; anstehend wurde es jedoch nicht angetroffen.

Den Abschluß des Oberen Muschelkalks bilden graue tonige Schichten, die allmählich in die folgende Formation übergehen, nur an einer Stelle östlich vom Zickberg wurde eine Bank beobachtet, die vielleicht als Grenze gelten kann. Es ist dies eine ca. 8 cm starke Bank eines dunklen flaserigen Kalks, mit Abdrücken kleiner Zweischaler.

Ähnliche Bänke werden von A. v. Koenen von Blatt Geisa (8, S. 14), und von Bücking von Blatt Helmershausen angegeben (1, S. 19).

## III. Keuper.

Keuper tritt in großer Ausdehnung im NW. des Gebietes auf; kleinere Reste finden sich außerdem unter dem Basalte des Rößbergs.

Der Untere Keuper oder die Lettenkohle ist in vollständiger Entwicklung, der Mittlere Keuper nur in seinem unteren Teile, dem Gipskeuper, vertreten.

### a) Lettenkohle (ku).

Die Lettenkohle wird in der Umgegend von Haselstein gegen 15 m mächtig und ist hier sowohl in dem Bacheinschnitt 300 m südlich von Haselstein als in den Hohlwegen nordöstlich von diesem Orte sowie in der »Sandgrube« 400 m östlich vom Zickberg verhältnismäßig gut aufgeschlossen. Es ließ sich folgendes, allerdings unvollständige Profil feststellen:

Zunächst folgen im Bacheinschnitt bei Haselstein von unten nach oben:

1—2 m graue, bräunliche, feinschieferige, tonige Schichten,
2—4 » mürbe, grünlichgraue, etwas muscovitführende Sandsteine,
80 cm fahlgrüne, fette Schiefertone,
1,60 m feiner, heller, etwas toniger Sandstein, in dem sich der Abdruck einer *Unio* fand.

Daran schließen sich östlich vom Zickberg:

3,50 m Sandsteinbänke bis 15 cm stark, viel Muscovit und schlecht erhaltene Pflanzenreste führend, wechselnd mit braunschwarzen bis violetten, dünnschieferigen Tonen,
2 » dünnschieferige, grünliche Sandsteine, ähnlich den Sandsteinen im unteren Teil und wie diese vereinzelte Pflanzenreste führend.

Es folgen dann noch einige Meter bunte Schiefertone, die südwestlich von Setzelbach durch den sogenannten Grenzdolomit abgeschlossen werden. Letzterer fand sich sonst nur in Bruchstücken von außen gelbem, innen meist ockerigem braunem Kalk in der Umgebung von Haselstein und am Setzelberg.

### b) Gipskeuper (km).

Der Gipskeuper besteht im wesentlichen aus braunroten, grünlichen und blauvioletten Mergeln und Schiefertonen von ca. 40 m Mächtigkeit. Charakteristisch für diese bunten Schichten ist das Vorkommen von vereinzelten Kalkknauern und besonders von zahlreichen Quarzkryställchen und aus solchen gebildeten, bis faustgroßen Knollen. Bei einem Neubau in Haselstein waren zeitweise vorwiegend braunrote bis violette Mergel 8 m tief aufgeschlossen; sonst sind Aufschlüsse in diesen Schichten nicht vorhanden.

Einige Meter über der unteren Grenze des Gipskeupers fanden sich, 1200 m nordwestlich von Spahl, zahlreiche bläuliche tutenkalkähnliche Konkretionen von 8—10 cm Dicke, wie Bücking sie auch aus demselben Niveau von Blatt Helmershausen (1, S. 20) erwähnt; das Anstehende dieser Gebilde wurde nicht beobachtet.

Möhl (10, S. 4) hat dunkel gefärbte Lagen des Gipskeupers, wie sie um Haselstein herum auftreten, irrtümlicherweise für Lias gehalten und gibt sogar ein »schlechtes Fragment von *Belemnites paxillosus?*« aus ihnen an. Diese Bestimmung beruht ebenfalls auf einem Irrtum.

## 2. Tertiär.

Vom Tertiär finden sich nordöstlich von Haselstein nur Spuren. Es liegen hier unterhalb des Waldrandes auf den Feldern zahlreiche nuß- bis faustgroße Quarzgerölle. Sie stammen offenbar von tertiären Ablagerungen, die unter dem Basalt liegen, etwa da, wo sie auf der Karte durch eine gelbe Linie am Rande des Basaltes angedeutet sind.

Zu einer genaueren Altersbestimmung des Tertiärs reichen die Beobachtungen innerhalb des Gebietes nicht aus. Es ist aber wahrscheinlich, daß es den miocänen Ablagerungen von Kaltennordheim gleichalterig ist. Geschichtete Tuffe, deren Lagerung zu einer Einreihung in die tertiären Sedimente nötigen würde, sind nicht vorhanden; es sollen deshalb alle Tuffe, die geschichteten und die ungeschichteten, im Anschluß an die Eruptivgesteine beschrieben werden.

## 3. Diluvium.

Diluviale Ablagerungen von größerer Ausdehnung sind bei Spahl und auf der linken Seite der Geisa vorhanden, außerdem im Westen an der Straße Mittelaschenbach-Haselstein und südlich von Morles.

An sämtlichen Stellen handelt es sich um Anschwemmungen von Lehm, zuweilen mit Geröllen von Basalt. Letzterer überwiegt den Lehm nur in der Ablagerung nördlich von Spahl. Östlich von Spahl finden sich neben den hier mehr vereinzelten Basaltgeröllen auch zahlreiche braune oder schwärzliche Geschiebe von Hornstein, die offenbar dem Trochitenkalk entstammen.

Zwischen Spahl und Geismar und weiter unterhalb Geismar wird der Lehm in verschiedenen bis 3 m tiefen Gruben gewonnen. Das Material ist namentlich unterhalb Geismar ziemlich rein. Nordwestlich vom Odersberg geht der an der Oberfläche gelbe Lehm nach unten in graue Tone über; hier ist er zeitweise zu Ziegeln verarbeitet worden. Gegenwärtig wird das Lehmlager südlich von Morles zu gleichem Zweck ausgebeutet.

Diluviale Schotterterrassen, wie sie in dem benachbarten Ulstertale bis 40 m über der jetzigen Talsohle vorhanden sind (8, S. 19), gibt es in der Umgegend von Spahl infolge Fehlens größerer Gewässer nicht.

## 4. Alluvium.

Als alluviale Bildungen wurden auf der Karte die noch jetzt zum Absatz gelangenden Ablagerungen in den ebenen Talböden ausgeschieden. Diese bestehen z. B. im Tal der Nüst aus Geröll und Sand und unbedeutenden Moorbildungen, sind aber meist durch Wiesenbedeckung weiterer Untersuchung entzogen.

Als alluviale Ablagerungen sind auch die Kalktuffbildungen zu betrachten. Sie finden sich durchweg an der oberen Rötgrenze als Absatz der hier austretenden Quellen und zwar oberhalb Ketten, auf der Südseite des Altenbergs und der Nordwestseite des Neuenbergs. An den ersteren beiden Fundorten wird der Kalktuff in 2—3 m tiefen Gruben gewonnen.

Die zahlreichen Particen abgestürzten Muschelkalks, die sich längs der Rötgrenze in mehr oder weniger großer Entfernung von dieser finden, gehören der Hauptsache nach ebenfalls ins Alluvium, wenn es auch nicht ausgeschlossen ist, daß der eine oder andere dieser Bergstürze bereits in diluvialer Zeit zustande kam. Die abgerutschten Kalkmassen haben z. T. den Zusammenhang der Schichten bewahrt, wie die beiden Abstürze südlich von Ketten; meistens aber sind die Kalkschollen wirr durcheinander gestürzt, so am »Oberen Grund« westlich von Kermes und östlich von Meinderoth, wo der Kalk zeitweise gewonnen wird.

Auch die Geröllmassen, welche die größeren Eruptionspunkte in oft recht beträchtlicher Ausdehnung und Stärke umgeben, haben sich dort in jüngerer alluvialer Zeit bei der Verwitterung und Abtragung der Eruptivgesteine gebildet. Ihre verschiedene Dichte ist auf der Karte durch engere und weitere Punktierung angedeutet.

## B. Eruptivgesteine.

Wie schon auf S. 3 erwähnt, gehören die tertiären Eruptivgesteine des Kartengebiets teils zu den Phonolithen, teils zu den Basalten.

### I. Phonolithe.

Von Phonolith sind 27 selbständige Vorkommen in unserem Gebiete nachgewiesen worden, nämlich folgende[1]):

1. Haselstein Hauptkegel. —
2. Kleine Kuppe 100 m östlich vom Haselstein. (123)
3. Phonolith im Bacheinschnitt 400 m S. vom Haselstein. (109)
4. Kleine Kuppe SO. vom Schweinsberg. (80)
5. Kuppe nördlich vom Breitenberg. (84)
6. Dedgesstein. (40)
7. Kleine Kuppe im Walde 200 m östlich vom Pietzelstein. (76)
8. Heilige Hauk bei Spahl. (202, 203)

[1]) Die in den Fundortstabellen eingeklammerten Zahlen sind die Nummern der Dünnschliffe in der Straßburger Sammlung, die im Texte eingeklammerten Zahlen bedeuten stets die Nummer des Fundortes.

9. Rößberg 700 m N. von der Spitze. (31)
10. Durchbruch 400 m S. von Jacobshof an der N.-Seite des Rößbergs. (106)
11. Rößberg Spitze. (1)
12. Rößberg S.-Seite 100 m S. von der Spitze. (101)
13. Ostabhang des Rößbergs, unter dem Trochitenkalk. (3)
14. Gang 100 m SW. von der Spitze des kleinen Rößbergs. (26)
15. Durchbruch 1000 m NW. von Ketten am Trochitenkalk. (185)
16. Säuküppel 200 m S. von Ketten. (20)
17. Kuppe 700 m S. von Ketten am Waldrande. (16)
18. 1000 m SSO. von Ketten an der Chaussee. (52)
19. Gang am Waldrande 1100 m S. von Ketten. (17)
20. »Großer Stein« an der Straße Ketten—Gotthards. (13A)
21. Phonolithdurchbruch 60 m östlich vom »Großen Stein«. (15)
22. Phonolithdurchbruch 400 m N. von Gotthards. (175)
23. Durchbruch 500 m ONO. von Gotthards. (18)
24. NW.-Abhang des Neuenbergs. (131)
25. S.-Abhang des Neuenbergs. (128)
26. Kleine Kuppe NO. von Wallings. (45)
27. Kleine Kuppe 1000 m O. von Wallings. (43)

Außerdem findet sich Phonolith in vereinzelten Blöcken noch an folgenden Orten:

28. An der kleinen flachen Kuppe 300 m westlich vom Breitenbergphonolith. (122)
29. Am Teufelsberg 200 m NO. von der Spitze. (160)
30. Am NW.-Vorsprung des Altenbergs. (70)
31. WNW. von der Rößbergspitze bei Curve 540. (105)
32. NO-Abhang des Rößbergs im Tuff. (99)
33. In dem Durchbruch unterhalb der »Bildtanne« (Schnittpunkt der Straße Ketten—Gotthards und der Grenze. (77)
34. NO. von Gotthards in dem Durchbruch in der Chaussee. (181)
35. In den Schloten am Morleser Weinberg. —

Die Phonolithe von der Spitze des Rößbergs (11) sowie 100 m südlich von dieser (12) sind unzweifelhaft Deckenreste.

Ebenfalls den Eindruck von solchen machen die Phonolithe von der NW.-Seite des Rößbergs (31), vom N.- und NO.-Abhang desselben (9, 32), sie sind aber nicht genügend entblößt, um sicher beurteilt zu werden.

Die Phonolithe besitzen eine graue, grünlich graue, auch graulich weiße Farbe und häufig eine meist ausgezeichnete plattige Absonderung. Diese ist bedingt sowohl durch parallel geordnete, bis 10 mm große tafelförmige Sanidinkrystalle als durch Mikrofluidalstruktur. Ziemlich selten ist dagegen eine Absonderung in Säulen. Eine solche ist angedeutet in dem auch von MÖHL (11, S. 6) aus diesem Grunde erwähnten Aufschluß im SW.-Fuß des Haselsteins. Hier macht sich neben einer horizontalen auch eine vertikale Zerklüftung des Gesteins bemerkbar, so daß eine undeutliche prismatische Absonderung zustande kommt. Auch an der NO.-Seite des Dedgessteins treten säulenartige Blöcke auf, jedoch nicht so ausgeprägt wie am Haselstein.

An Einsprenglingen sind außer den Sanidinen fast überall feine, schwarze, stark glänzende Nadeln von akzessorischer Hornblende zu erkennen, die in einzelnen Vorkommen mehrere Zentimeter groß werden (s. S. 34). Mit bloßem Auge sichtbare Augite bis zu 2 mm Länge wurden in dem Phonolith östlich von Pietzelstein (7) beobachtet. Zuweilen wird auch Magneteisen in stark glänzenden Körnern sichtbar.

Von den Bestandteilen der Grundmasse läßt sich mit bloßem Auge nur der Sanidin erkennen. Die Bruchflächen des Gesteins, welche parallel der Plattung verlaufen, zeigen nämlich besonders bei den trachytoiden Phonolithen einen flimmernden Glanz, der von zahlreichen kleinen Spaltflächen parallel gelagerter Sanidine herrührt. Auf Bruchflächen, welche schräg oder senkrecht zur Plattung verlaufen, fehlt dieser Glanz, dagegen zeigen diese meist ein etwas fettiges Aussehen.

Bei der mikroskopischen Untersuchung findet man, daß neben Hornblende und Sanidin als allerdings winzige Einsprenglinge noch Augit und Nosean und als Bestandteile der Grundmasse außer Sanidin und Magneteisen noch Nephelin, Plagioklas, Apatit und Titanit vorhanden sind. Als wesentliche Bestandteile der

Phonolithe sind demnach Sanidin, Plagioklas, Nephelin, Nosean und Augit zu betrachten, akzessorisch sind dagegen Hornblende, Magnetit, Apatit und Titanit.

Nach ihrem mikroskopischen Verhalten lassen sich die Phonolithe einteilen in trachytoide, bei denen in der Grundmasse der Sanidin überwiegt, und in nephelinitoide, bei denen sich der Nephelin in der Grundmasse dem Feldspat gegenüber deutlich hervorhebt. Zwischen den beiden Gruppen giebt es allmähliche Übergänge sogar innerhalb desselben Gesteinskörpers, z. B. in dem Phonolith vom Säuküppel bei Ketten (16) und von dem Gang 1100 m S. von Ketten (19).

Die trachytoiden Phonolithe walten vor; von den auf S. 1—2 aufgezählten Vorkommen sind Nr. 1—8, 10, 11, 14—18, 22, 23 und 27 als trachytoide, Nr. 9, 12, 13, 19—21, 24 und 25 als nephelinitoide Phonolithe zu bezeichnen.

Der wichtigste Gemengteil zumal der trachytoiden Phonolithe ist der Sanidin. Er tritt namentlich in den trachytoiden Phonolithen in großen, meist wasserhellen, bisweilen auch trüb zersetzten Einsprenglingen auf. Sie erreichen in den Vorkommen vom Haselstein (1), östlich vom Haselstein (2) und südlich vom Haselstein (3) über 10 mm Länge bei ca. 8 mm Breite und zeigen tafelartige Entwicklung nach den Klinopinakoid. In dem bräunlich zersetzten Gestein der NO.-Seite des Haselsteins (1) finden sich auch vereinzelte Zwillinge nach dem Karlsbader Gesetz. Gute Spaltbarkeit ist an den Sanidinen der Phonolithe auch unter dem Mikroskop nirgends wahrzunehmen.

Unter dem Mikroskop heben sich die Sanidine von den übrigen hellen Bestandteilen scharf ab. Häufig gehen die Einsprenglinge allmählich in die Sanidinmikrolithe über. Die kleineren Krystalle gruppieren sich zuweilen in Fluidalstruktur um die größeren, in vorzüglicher Weise z. B. in den Phonolithen vom Rößberg (11), von der kleinen Kuppe ONO. von Gotthards (23), östlich von Wallings (27) und namentlich von der W.-Seite des Rößbergs.

Im allgemeinen sind die Sanidine ziemlich klar; an Einschlüssen enthalten sie nur nadelförmigen Pyroxen und rundliche

Gasporen, zuweilen in zonarer Anordnung, z. B. in dem Phonolith der Heiligen Hauk (8), von der Spitze des Rößbergs (11) und der Kuppe 1000 m NW. von Ketten (15). Zwillingslamellierung mit 2—5 Lamellen ist ziemlich häufig, sie findet sich besonders in dem Gestein südlich von Haselstein (3), von der Spitze des Rößbergs (11) und NO. von Wallings (26), kommt aber auch in den übrigen vereinzelt vor. Korrosionserscheinungen finden sich in den Phonolithen vom Dedgesstein (6) und NO. von Wallings (26).

Die Sanidinmikrolithe weisen vorwiegend säulige Entwicklung auf, die Schnitte sind meist scharf rechteckig oder quadratisch. Einschlüsse wurden bei ihnen nicht beobachtet.

Neben den Sanidinmikrolithen tritt in einer Anzahl von Phonolithen, z. B. in dem vom Haselstein (1), vom Dedgesstein (6), vom Gang SW. vom kleinen Rößberg (14), und von der Kuppe NO. von Wallings (26) unzweifelhaft trikliner Feldspat auf. Er besitzt durchweg Leistenform und zeigt polysynthetische Zwillingsstreifung nach dem Albitgesetz. Diese Gesteine stellen einen Übergang vom Phonolith zum Tephrit dar.

Der Nephelin ist in den nephelinitoiden Phonolithen bisweilen recht reichlich vorhanden, besitzt aber nur selten idiomorphe Ausbildung und erscheint dann im Schliff in rechteckigen und sechsseitigen Durchschnitten. In der Regel bildet er unregelmäßige Flecken in pflasterähnlicher Anordnug. In den trachytoiden Phonolithen ist er meist nur spärlich vorhanden; in diesen besitzt er nirgends deutliche krystallographische Umgrenzung sondern bildet die Füllmasse zwischen den Sanidinleisten der Grundmasse. Von letzteren ist er vielfach nur schwer zu unterscheiden, doch kann man ihn an seinem Gelatinieren mit HCl erkennen; so konnte er in allen Phonolithen nachgewiesen werden. Bei der Zersetzung verwandelt sich der Nephelin in trüb graue und bräunliche Substanzen, die bei ihrer Zartheit kaum mehr auf polarisiertes Licht wirken.

Ein weiterer heller Bestandteil, der in einigen Phonolithen, z. B. in denen vom Rößberg (11, 12, 17) SW. vom Kl. Rößberg (14), S. vom Jacobshof (10), S. von Ketten (18), und NW. von Ketten (15), NO. von Wallings (26), recht reichlich erscheint, ist

der Nosean. Er bildet teils Körner mit kreisrunden, teils scharfe Krystalle mit sechsseitigen Durchschnitten; in einem Schliff vom Phonolithgang SW. des Kl. Rößbergs (14) fand sich auch ein angleistenförmig verzerrter Krystall (Länge : Breite = 0,6 : 0,1 mm). Der Rand der selten bis 0,1 mm großen Noseane ist fast immer farblos und der innere Teil durch eine Menge feiner, roter, wohl auch grauer, gitterförmig sich kreuzender, nadelförmiger Einschlüsse rot oder grau gefärbt. Diese Einschlüsse bestehen möglicherweise aus in Nadelform sich anordnenden Glaskügelchen, doch läßt sich bei ihrer geringen Größe nichts Sicheres feststellen. Die grauen Noseane werden bisweilen einschlußreichen Apatitkrystallen recht ähnlich.

Spärlich und mehr akzessorisch findet sich Nosean in den Phonolithen vom Dedgesstein (6), von der Kuppe NW. von Breitenberg (28), vom NW.-Abhang des Rößbergs (31), östlich vom »Großen Stein« (21) und dem NW.-Abhang des Neuenbergs (24). In den übrigen hier nicht genannten Vorkommen war Nosean nicht zu beobachten.

Allen Phonolithen eigentümlich ist ein gelblich grüner Augit. Mit bloßem Auge läßt sich Augit nur in dem Vorkommen östlich vom Pietzelstein (7) in bis 2 mm großen Krystallen erkennen. Außerdem wurde in dem Phonolith östlich von Wallings (27) ein Augit von annähernd 1 mm Größe gefunden; es fehlte ihm aber die deutliche Krystallflächenbegrenzung. Sonst erweisen sich die in den Handstücken bisweilen reichlich sichtbaren Nadeln unter dem Mikroskop durchweg als Hornblende.

Bei der mikroskopischen Untersuchung ergibt sich, daß der Augit den hellen Gemengteilen gegenüber meistens sehr zurücktritt. Er bildet teils kleine, durchschnittlich 0,15 mm lange Prismen ohne deutliche Endflächen, teils längliche Körnchen. Nicht selten sind die Mikrolithe in regelmäßiger Weise zu ästigen nnd farnwedelartigen Gebilden angeordnet. Wo die Augite in Nestern bis 3 mm Größe angehäuft sind, wie in den Phonolithen von der Kuppe nordwestlich von Breitenberg (28) und ostnordöstlich von Gotthards (23), werden sie etwas größer, bis 5 mm lang.

Die Spaltbarkeit ist selten deutlich zu sehen; dagegen ist der

Pleochroismus verhältnismäßig kräftig hell ölgrün bis hell grasgrün. Die Auslöschungsschiefe ist eine sehr geringe, nämlich 15—20°, in dem Gestein von der flachen Kuppe nordwestlich vom Breitenberg beträgt sie z. B. 18°. Dies spricht für einen dem Ägirin nahestehenden Augit. Die etwas größeren Krystalle im Phonolith östlich von Pietzelstein (7) zeigen dagegen eine Auslöschungsschiefe von über 40°, gehören also zu den basaltischen Augiten, was auch ihrer braungrünen Farbe entspricht.

Der am meisten in die Augen fallende akzessorische Gemengteil ist die Hornblende. Sie wurde in weitaus der Mehrzahl der Phonolithe, in einigen davon sogar recht reichlich, gefunden. Die Angabe ZIRKEL's (17, S. 455), daß akzessorische Hornblende in den Phonolithen der Rhön selten sei, trifft für das Untersuchungsgebiet jedenfalls nicht zu.

Mit bloßem Auge ist die Hornblende meist in feinen schwarzen, stark glänzenden Nadeln von durchschnittlich 1 cm Länge sichtbar; selten bildet sie etwas dickere Prismen, nur in dem etwas porösen Phonolith von der NO.-Seite des Dedgessteins fand sich ein Krystall von $3^1/_2$ cm Länge; auch das ebenfalls etwas poröse Gestein von der Kuppe nordöstlich von Wallings ist verhältnismäßig reich an dickeren Hornblendesäulchen.

Unter dem Mikroskop zeigen die Hornblenden nur selten gute Krystallform, meist ist die Form durch Resorption verwischt; regelmäßige sechsseitige Querschnitte von Hornblende finden sich im Phonolith von der Kuppe nordöstlich von Wallings (26) vor. Gute Spaltbarkeit ist häufig. Die Auslöschungsschiefe beträgt im Durchschnitt 11°. Der Pleochroismus ist kräftig zwischen ölgrün und dunkelbraun. Einschlüsse sind spärlich, doch kommen Magnetitkörner und Gasporen als solche vor.

Die Hornblendekrystalle sind ausnahmslos mehr oder weniger resorbiert; meist zeigen sie vom Rande her eine Auflösung in parallel den Krystallumrissen geordnete Magnetitkörner, während im Innern gewöhnlich ein unregelmäßig begrenzter Kern von frischer Hornblende liegt. In ausgezeichneter Weise ist diese Erhaltung frischer Kerne in dem Gestein von der Kuppe nordöstlich von Wallings (26) zu beobachten. In anderen Phonolithen

ist die Hornblende bis auf den letzten Rest unter Ausscheidung von Magnetit und Beibehaltung des Krystallumrisses umgewandelt. Derartige Erscheinungen finden sich sehr schön in den Vorkommen von der NW.-Seite des Kl. Rößbergs (14) und der Kuppe 700 m südlich von Ketten (17) zusammen mit teilweise resorbierten Hornblendekrystallen in den meisten hornblendehaltigen Phonolithen.

Viel seltener als diese Umwandlung in Magnetit ist eine Umwandlung, wie sie in den Phonolithen vom Dedgesstein beobachtet wurde. Hier hat sich neben Magnetit ein braunes Mineral in Systemen von keulenförmigen Stäben ausgeschieden, die sich unter Winkeln von ca. 60° durchkreuzen. Die Stäbchen entsprechen offenbar der Substanz, die aus vielen Hornblendebasalten bekannt ist und welche Soellner (15, S. 475) untersucht und Rhönit genannt hat. Es wird bei der Beschreibung der Basalte noch auf dieselbe zurückzukommen sein.

Der Magnetit wurde in allen Phonolithen, wenn auch in schwankender Menge und wechselnder Größe, angetroffen. Er bildet teils rundliche Körner, teils regelmäßig ausgebildete Oktaeder, auch erscheint er in Pseudomorphosen nach Hornblende. Als besonders reich an Magnetit erwiesen sich die Phonolithe von der Spitze des Rößbergs (11) und nordöstlich von Wallings (26).

In dem Gestein der Heiligen Hauk (8) kommen neben dem ziemlich spärlichen Magneteisen auch Anhäufungen von Eisenglanzschuppen vor. Die großen braunschwarzen Flecken, die in dem fast weißen Gestein zuweilen bemerkt werden, rühren davon her.

Apatit ist in fast sämtlichen Phonolithen anzutreffen, scheint aber die sanidinreichen zu bevorzugen. Es tritt teils in großen bis mehrere Millimeter langen Prismen auf, welche in dem Vorkommen des Haselsteins (1) zuweilen gute pyramidale Endbegrenzung zeigen, teils in feinen mikroskopischen Nadeln mit häufiger Quergliederung. Die größeren Krystalle sind durchweg durch zahllose Einschlüsse punktiert (staubiger Apatit). Die Einschlüsse häufen sich in der Regel an der Peripherie, so daß diese beinahe schwarz erscheint, namentlich bei den nicht seltenen Querschnitten. Der Apatit ist stets frisch und tritt hier, wie auch anderwärts, häufig in unmittelbarer Nähe von frischer und umgewandelter Hornblende auf.

Titanit wurde nur in verhältnismäßig wenigen Phonolithen gefunden. Er erscheint in den Dünnschliffen teils in Form der bekannten spindelförmigen Querschnitte, teils auch in kleinen Körnern zwischen den Grundmassenpyroxenen. Seine Farbe ist überall hell gelbgrün. Einigermaßen reichlich ist er in den Phonolithen vom Haselstein (1) und der Heiligen Hauk (8), ferner vom Rößberg (21) und nordwestlich von Ketten (15); da diese Gesteine sämtlich trachytoide Struktur besitzen, scheint der Titanit die sanidinreichen Phonolithe zu bevorzugen.

Neben den dichten plattigen Phonolithen finden sich an verschiedenen Punkten poröse, meist ziemlich weiche Varietäten von schwammigem Aussehen, in der Farbe heller als die gewöhnlichen. Sie haben ihre Beschaffenheit vermutlich durch Zersetzung erhalten und enthalten vielfach Kalkspat und Chabasit. Hierher gehören namentlich das Gestein vom Dedgesstein (6), das gangförmig unter dem plattigen Phonolith hervortritt, sowie die lockeren Massen, die sich bei den Vorkommen ostnordöstlich von Gotthards (23) und nordöstlich von Wallings (26) finden.

## II. Basalte.

Die Basalte erweisen sich bei mikroskopischer Untersuchung als

a) Nephelin-Tephrit (Bt),
b) Nephelinbasanit (Bs),
c) Hornblendebasalt (Hbb),
d) Plagioklasbasalt (Bf),
e) Nephelinbasalt (Bn),
f) Limburgit (Bl).

### a) Nephelin-Tephrit.

Die Nephelin-Tephrite nehmen ihrer Zusammensetzung nach eine Mittelstellung zwischen den Phonolithen und den Basalten ein. Sie sind dementsprechend bald mehr dem Phonolith ähnlich, zumal in der plattigen Absonderung, bald besitzen sie ganz das Aussehen der Basalte. Charakteristisch für die Tephrite ist besonders das Fehlen des Olivins.

Fundpunkte für Nephelin-Tephrit sind:

1. Kleine flache Kuppe 600 m nordnordöstlich von Wallings. (45)
2. Durchbruch auf der Höhe zwischen Neuer Berg und Nüst-Berg Kurve 520. (22)
3. Kleine Kuppe 300 m nordwestlich vom Morleser Weinberg. (66)
4. Kleine Kuppe im Walde 400 m westsüdwestlich vom Signalpunkt des Altenbergs. (149)
5. Suchenberg-Gipfel. (36)

Der Tephrit von der Kuppe nordnordöstlich von Wallings (1) ist hellgrau und dünnplattig und enthält in der dichten Grundmasse als Einsprengling bis 1 cm lange, z. T. etwas metallisch glänzende Hornblendenadeln.

Bei der mikroskopischen Untersuchung zeigt das Gestein eine hypokrystallinporphyrische Struktur. Es besteht aus einem Gemenge von leistenförmigem Plagioklas, Augitmikrolithen (Länge : Breite = 0,1 : 0,02 mm), Nephelin in unregelmäßigen Flecken und blauem Hauyn (in Körnern und scharf ausgebildeten Krystallen von 0,04—0,1 mm Größe), sowie viel braunem Glas. Als Einsprenglinge erkennt man einzelne Augite mit grünem Kern und Hornblende. Letztere ist meistens durch Magnetitanhäufungen angedeutet; daher rührt auch der metallische Glanz, den die makroskopischen Hornblenden aufweisen. Die Umwandlung in Rhönit scheint seltener zu sein. Staubiger Apatit kommt in Prismen von ca. 0,5 mm Länge ziemlich häufig vor.

Der Tephrit von der Höhe zwischen Neuenberg und Nüstberg (2) ist ganz basaltähnlich, in frischen Stücken dunkelgrau und etwas fettglänzend, von splitterigen bis flachmuscheligem Bruch. Meist sind die Gesteinsstücke mit einer hellgrauen Verwitterungsrinde überzogen. Mit bloßem Auge sind nur vereinzelte bis 4 mm große Krystalle von Hornblende und einzelne ca. 1 mm große Magnetitkörner zu erkennen. Unter dem Mikroskop zeigt das Gestein hypokrystallinporphyrische Struktur. Es besteht aus einem Gemenge von Plagioklasleisten und Augitprismen, spärlich allotriomorphem Nephelin und reichlich bräunlichem Glas. In dieser

Grundmasse liegen, neben den schon mit bloßem Auge sichtbaren Hornblenden, Einsprenglinge von Augit mit grünem Kern, zahlreiche rundliche Körner und scharf ausgebildete Krystalle von blauem Hauyn, auch vereinzelte Prismen von staubigem Apatit. Die Hornblendekrystalle sind häufig resorbiert unter Ausscheidung von Magnetit; z. T. hat sich auch Rhönit in schwarzbraunen Stäbchen gebildet. Trotz des nur spärlich sichtbaren Nephelins gelatiniert das Gestein mit HCl leicht; dies weist auf einen starken Natrongehalt der Glasbasis hin, welche offenbar den Nephelin ersetzt.

Die Tephrite von der Kuppe nordwestlich vom Weinberg (3), von der W.-Seite des Altenbergs (4) und dem Suchenberggipfel (5) bieten wenig Bemerkenswertes. Es sind dichte nephelinreiche Gesteine.

Das Gestein vom Altenberg (4), schon äußerlich sehr basaltähnlich, zeigt unter dem Mikroskop ganz die Zusammensetzung und Ausbildung von Basanit mit Intersertalstruktur; doch ist es nicht gelungen, Olivin aufzufinden.

In dem Tephrit vom Suchenberg macht sich u. d. M. eine Verschiedenheit der einzelnen Gesteinspartieen bemerkbar, indem er im Dünnschliff teils aus Streifen von vorwiegend dicht gedrängten hellen säuligen Augitmikrolithen, teils aus solchen, die sich vorwiegend aus Plagioklasleisten und Nephelinmasse zusammensetzen, besteht.

### b) Nephelinbasanit.

Zu den Nephelinbasaniten gehört die Hauptmasse der in dem Kartengebiet auftretenden Eruptivgesteine. Sie enthalten als wesentliche Gemengteile Augit, Olivin, Plagioklas und Nephelin, schließen sich demnach zweckgemäß an die Nephelin-Tephrite an.

Bei dem größeren Teile der Basanite erscheinen als Einsprenglinge auch Krystalle von Hornblende. Man kann danach die Nephelinbasanite in zwei Gruppen zerlegen, nämlich in die:

1. Nephelinbasanite ohne Hornblende und
2. Nephelinbasanite mit Hornblende.

Die Gesteine der 2. Gruppe sollen im Folgenden zusammen

mit den hornblendehaltigen Feldspatbasalten als besondere Gruppe der Hornblendebasalte beschrieben werden.

Die Fundorte für Basanite ohne Hornblende sind die folgenden:

1. NW.-NO.- und O.-, S.- und SW.-Seite der Buchwalddecke.
2. Nördlichster Punkt des Karnrains. (163)
3. SW. Durchbruch des Karnrains. (134)
4. Zickberg-Spitze. (74)
5. Nördlichster Punkt der großen Ganskuppe und Höhe derselben. (118, 124)
6. Kleine Kuppe SO. vom Schweinsberg (zusammen mit Phonolith) (80)
7. Hadenstrauch südlichster Durchbruch. (89)
8. Kleine Kuppe 200 m W. vom Breitenberg-Phonolith. (122[A])
9. » » 600 » ONO. vom Teufelsberg. (8)
10. » » 100 » S. vom vorigen. (61)
11. Südlichster Durchbruch des Köhlersgeheges. (96)
12. Kielkuppe südlich vom Breitenberg. (29)
13. Schlot im Fußwege Oberaschenbach-Haselstein. (206)
14. Kl. Kuppe NO. von Wüst-Moeritz. (8)
15. Kuppe im Walde N. vom Pietzelstein. (50[B])
16. Durchbruch 100 m SW. vom Pietzelsteinfelsen (9)
17. Struthkopf N. vom Suchenberg. (4)
18. Schlot NW. von der Straße Hofaschenbach-Mittelaschenbach. (180)
19. Kleine Kuppe NO. von Hofaschenbach. (179)
20. Runde Kuppe 750 m SO. von Mittelaschenbach. (63)
21. Schlot 300 m genau N. vom Meinderotshof (O. von Hofaschenbach). (177)
22. Schlot 500 m genau SO. vom Meinderotshof (O. von Hofaschenbach). (150)
23. Signalpunkt 353, SO. von Hofaschenbach. (67)
24. Westlichster Schlot des Wachtbergs bei Morles. (156, 155)
25. Durchbruch in der NO.-Seite des Morleser Weinbergs. (65)

26. Schlot in der N.-Spitze des Altenbergs in $mo_1$ (148)
27. NW.-Vorsprung des Altenbergs (einzelne Blöcke) (70)
28. Spähler Berg NO.- und SO.-Kuppe. (32 A, 32 D)
29. Rößberg-Spitze. (1 D)
30. Schlot an der oberen SO.-Grenze auf der S.-Seite des Kiesbergs S. vom Altenberg. (104)
31. 500 m NW. von Gotthards, der mehr nach S. gelegene Durchbruch. (25)
32. Kleiner Schlot im Sträßchen des Zinkbergs N. von Gotthards. (174)
33. Am SW.-Abhang des Rößbergs über und unter dem $mo_1$. (102, 103)
34. Schlot in der Chaussee 400 m NO. von Gotthards (181)
35. Schlot 300 m NO. vom vorigen. (139)
36. Kleiner Durchbruch auf der NW.-Seite des Rößbergs dicht über ku. (10)
37. Kleiner Rößberg, Spitze. Signalpunkt 590. (30)
38. Schlot beim Großen Stein. (13)
39. SO.-Abhang des Neuenbergs, Schlot 25 m über der SO.-Grenze. (127)
40. Schlot im Feld 700 m südlich von Spahl. (186)

Von diesen Basaniten zeigt das Gestein vom Rößberg (29) z. T. deutliche Absonderung in bis $^1/_2$ m große Kugeln. Bei den Schuttmassen der Basanitdecke auf der SW.-Seite des Rößbergs (33) wurden Stücke gefunden, die in 2—5 cm starke Platten abgesondert waren.

Blasige Entwicklung fand sich bei den Basaniten aus dem Schlot am Fußwege Oberaschenbach-Haselstein (13) und von der Kuppe NO. von Wüst-Moeritz (14). Die Ausdehnung dieser blasigen Basanite ist sehr gering.

Die hornblendefreien Basanite sind meist tief schwarz, zähe und von splitterigem Bruch. Sie sind für das unbewaffnete Auge zum größeren Teile dicht, wie die Gesteine von der N.-Seite der Buchwalddecke (1), von der NO.- und SO.-Seite des Spähler-Bergs (28) und viele andere.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Der kleinere Teil zeigt spärliche mit bloßem Auge erkennbare Einsprenglinge von Augit, Olivin und Magnetit. Der Augit bildet meist 1—2 mm große, selten, wie in den Basaniten SO. von Meinderotshof (22) und vom großen Stein (38), bis 5 mm große Krystalle mit matter sammtartiger Bruchfläche.

Der Olivin kommt ebenfalls meist in 1—2 mm großen Körnern vor, in den Basaniten von der Kielkuppe (12), dem Durchbruch SW. vom Pietzelsteinfelsen (16), vom Rößberg (29) und den Durchbrüchen SO. von Meinderotshof (22) und vom Großen Stein (38) jedoch auch in bis 5 mm großen Krystallen. In dem Basanit SW. vom Pietzelsteinfelsen (16) erscheint der Olivin auch in nußgroßen Knollen zusammen mit dunkelgrünem Chromdiopsid. Der Olivin ist in frischem Zustande grün durchsichtig; häufig ist er durch Zersetzung gelbrot oder schmutzig grün geworden.

Magnetit wurde in den Gesteinen vom Rößberg (29) und vom Großen Stein (38) in einzelnen über 1 mm großen Körnern beobachtet.

Die Grundmasse der Basanite besteht zufolge der mikroskopischen Untersuchung aus Augit, Plagioklas, Nephelin und Magnetit, zu denen nur in den Gesteinen SW. vom Pietzelstein (16), SO. von Meinderotshof (22) und SO. von Hofaschenbach (23) noch etwas farblose oder bräunliche Glasbasis tritt. Alle anderen Basanite zeigen eine holokrystallinporphyrische Struktur.

U. d. M. lassen nämlich auch die scheinbar dichten Basanite Einsprenglinge von Olivin und von Augit beobachten, nur in den Vorkommen 6 und 28 gehen die Dimensionen der Olivin- und Augiteinsprenglinge nicht viel über die der Grundmassengemengteile hinaus.

In den Basaniten 1, 3, 4, 5, 7, 9, 10, 11, 15, 17, 18, 28, 30, 32, 33 und 34 ist nur Olivin als Einsprengling vorhanden, bei den übrigen auch Augit. Die zuerst genannten Gesteine, welche nur Olivin als Einsprenglinge zeigen, besitzen in der Regel eine feinkörnige Grundmasse, während dieselbe bei den anderen ein etwas gröberes Korn aufweist.

Unter den Einsprenglingen der scheinbar dichten Basanite ist der Olivin häufiger als der Augit. Als besonders reich an Olivin erwiesen sich die Basanite 1, 2, 16, 22, 29, 38, 39 und 40. An Größe steht er meistens hinter den Augiten zurück. Seine Formen sind die gewöhnlichen. Spaltbarkeit ist im allgemeinen nicht deutlich. An Einschlüssen kommen ziemlich häufig Magnetit- und Picotitkörner sowie Gasporen vor. Die meisten Olivine zeigen eine beginnende Zersetzung in Serpentin, namentlich von den Sprüngen aus; in 20, 22, 26 und 35 sind die Olivine völlig mit Serpentin überzogen. Die Umwandlung in Iddingsit und Brauneisen sind weniger verbreitet; die erstere findet sich in den Basaniten vom Buchwald (1), die letztere in denen vom Karnrain (2).

Der Augit kommt in der Mehrzahl der Basanite in 2 deutlich getrennten Generationen vor. Nur in den Gesteinen vom Altenberg NW. (27), NW. von Gotthards (31) und der SW.-Seite des Rößbergs (33) läßt sich keine scharfe Grenze zwischen den Augiteinsprenglingen und den Augiten der Grundmasse ziehen.

Die Einsprenglinge von Augit sind durchschnittlich 8 mm groß und zeigen die gewöhnliche Form. Zwillinge nach $\infty P \infty$ wurden in den Basaniten vom Altenberg (26), NO. von Gotthards (35) und vom Gr. Stein (38) beobachtet. In dem Gestein vom Altenberg sind die Augitkrystalle stark korrodiert.

Der Augit besitzt im allgemeinen eine ölgrüne Farbe, bei größeren Krystallen ist häufig ein rötlichbrauner Rand von Titanaugit bemerkbar; sogenannte Sanduhrformen kommen nicht vor. Dagegen sind zonar gebaute Krystalle mit nach dem Rande hin abnehmender Auslöschungsschiefe in den Basaniten N. vom Meinderotshof (21) und vom Gr. Stein (38) reichlich vorhanden.

Die Auslöschungsschiefe dieser Augiteinsprenglinge beträgt in Schnitten nach dem Klinopinakoid gegen c im Mittel 40°. Einschlüsse von Magneteisen und Gasporen sind ziemlich häufig, besonders in dem Gestein SO. vom Meinderotshof (22) und vom Gr. Stein (38); im ersteren sind die Einschlüsse z. T zonar angeordnet.

Die Augitmikrolithe der Grundmasse sind meist idiomorph und prismatisch ausgebildet. Ihre Größe schwankt zwischen 0,2

und 0,01 mm. Ihre Farbe ist bräunlichgrün. Einschlüsse wurden nirgends beobachtet. Häufig sind die Mikrolithen in Nestern und Augen angehäuft, in ausgezeichneter Weise in den Basaniten vom Buchwald (1) und SW. vom Pietzelsteinfelsen (16).

Der Plagioklas erscheint teils in Leisten von 0,03—0,2 mm Länge bei einer Breite von 0,01—0,08 mm, teils (in zwei Gesteinen 27 und 33) ganz so wie in den Basalten des Gethürmser Typus (vergl. Rosenbusch, 3. Aufl. 1011—1012) in allotriomorpher Ausbildung als Füllmasse zwischen den anderen Bestandteilen und ist dann optisch nur schwer vom Nephelin zu unterscheiden. Die Plagioklasleisten sind an den Enden stets undeutlich begrenzt. Fast ausnahmslos zeigen sie polysynthetische Zwillingsbildung nach dem Albitgesetz. Nach der Auslöschungsschiefe, die im Durchschnitt zu 30° gefunden wurde, gehören sie der Bytownitreihe an. Einschlüsse wurden nirgends beobachtet.

Der Nephelin bildet in dem Basanit SW. vom Pietzelsteinfelsen (16) z. T. idiomorphe Krystalle von 0,08—0,2 mm Größe; sonst tritt er nur als krystalline Füllmasse auf, die sich in den Gesteinen SW. vom Pietzelsteinfelsen (16), SO. von Meinderoth (22) und in der N.-Spitze des Altenbergs (26) über ca. 2 mm große Räume verbreitet. Häufig ist der Nephelin so undeutlich, daß er nur durch Gelatinieren mit Salzsäure nachzuweisen war.

Magnetit ist überall reichlich vorhanden, namentlich in den Gesteinen von der Kielkuppe (12) und vom Kleinen Rößberg (37), teils in Oktaedern, teils in Körnern der gewöhnlichen Form und Größe.

Von akzessorischen Bestandteilen findet sich außerdem überall Apatit in feinen Nadeln und in einigen Basaniten (so von 12, 16, 21, 22, 28 und 38) reichlich Biotit. Der letztere bildet in dem Basanit vom Spähler-Berg (23) Blättchen mit deutlich sechsseitigen Umrissen. Im allgemeinen sind dieselben unregelmäßig begrenzt; sie zeigen häufig gute Spaltbarkeit und immer starken Pleochroismus. In den 3 Gesteinen 16, 22, 23 erscheint spärlich farbloses oder bräunliches Glas in unregelmäßigen Partieen.

Als Drusenausfüllung fanden sich am Buchwald (1) Chabasit, am Spähler-Berg (28) Kalkspat und NW. von Gotthards (31)

sowie auf der NW.-Seite des Rößbergs (36) Natrolith, sämtlich in wenige mm großen Krystallen.

### c) Hornblendebasalte.

(Hornblendehaltige Basanite und Feldspatbasalte.)

Sommerlad hat im Jahre 1883 (16, S. 139) eine Anzahl Basanite und Feldspatbasalte, die sich durch reichlichen Gehalt an großen Hornblendekrystallen auszeichnen, beschrieben und als eine besondere Gruppe, als die der Hornblendebasalte, den anderen Basalten gegenübergestellt. Auch Lenk (8, S. 78) führt mehrere Hornblendebasalte an, nennt aber außerdem auch einige hornblendehaltige Feldspatbasalte, die er nicht mehr zu den eigentlichen Hornblendebasalten rechnet, offenbar weil sie zu wenig und zu kleine Hornblendekrystalle enthalten.

Auch in unserem Gebiet tritt eine größere Anzahl hornblendeführender Basanite und Feldspatbasalte auf. Die Hornblende spielt in ihnen eine sehr ungleiche Rolle. Bei einigen machen die Hornblendekrystalle fast ein Drittel der ganzen Masse aus, bei anderen sind nur wenige kleine Kryställchen vorhanden. Zwischen beiden Extremen gibt es aber alle möglichen Zwischenglieder; es läßt sich demnach ein ganz allmählicher Übergang zwischen den Hornblendebasalten im Sinne Sommerlad's und den hornblendeführenden Gesteinen beobachten.

Eine Zusammenfassung der hornblendehaltige. Basanite und Feldspatbasalte ist mithin nur durch die weite Verbreitung, die sie gerade in der Rhön besitzen, gerechtfertigt.

Die Fundorte von hornblendehaltigen Basaniten und Feldspatbasalten unseres Gebietes sind nach abnehmendem Hornblendegehalt geordnet die folgenden:

| Basanite. | Feldspatbasalte. |
|---|---|
| 1. Kleiner Suchenberg östl. von Reinhards. (35) | |
| 2. Waldige Kuppe 700 m SO. von Wallings. (129) | |
| 3. Spähler Berg, mittlere und westliche Kuppe. (32) | |

Basanite.

4. Kleiner Durchbruch N. v. d. NO.-Ecke des Spähler Bergs. (143
5. Kleiner Durchbruch SO. v. d. NO.-Ecke des Spähler Bergs (68)
6. Kleiner Durchbruch NNO. von 5. (33)
7. Kleiner Durchbruch 40 m N. v. d. NO.-Ecke des Spähler Bergs. (143)
8. Durchbruch 120 m N. v. d. NO.-Ecke des Spähler Bergs
9. Altenberg, O.-Ecke. (60)
10. Lörnhof, Kahle Kuppe. (113)
11. » Waldige Kuppe. (41)
12. Schweinsberg-Spitze, Süd- u. Ostabhang. (86, 97)
13. Große Ganskuppe, S.-W.-Abhang. (85)
14. Teufelsberg-Spitze und Ostabhang. (73, 75)
15. Kuppe östl. vom Breitenberg. (28)
16. Säuküppel, südl. v. Ketten. (20)
17. Kalte Hauk, NO. v. Mittelaschenbach. (38)
18. Schlot im Sträßchen auf der NW.-Seite des Zinkbergs, N. v. Gotthards. (174)
19. Durchbruch in der Straße Reinhards-Kapelle. (146)
20. Große Kuppe NNW. v. Spähler Berg (das Kühl). (58)
21. Schlot beim Großen Stein (Ketten-Gotthards).
22. Schlot 60 m O. v. Großen Stein (Ketten-Gotthards). (13, 130)
23. Blöcke 250 m SW. v. Großen Stein (Ketten-Gotthards)
24. Nüstberg, Nordseite. (125)
25. Durchbruch am Walde, 700 m S. v. Ketten. (16)

Feldspatbasalte

5a. Kleine Ganskuppe, Spitze (120)

11a. Kleine Kuppe, 1200 m NW. v. Spahl (einzelne Stücke Blasenbasalt) (195)

18a. Durchbruch, 60 m SO. vom Pietzelsteinfelsen (96)

20a. Südöstlicher Durchbruch der Kuppe östl. v. Breitenberg (81)

Basanite.

26. Durchbruch in der Röteinbuchtung südl. vom Nüstberg-Neuenberg, Kurve 460 m. (46)
27. Karnrain, runde Kuppe NO. v. Sign. 468. (136)
28. Kuppe, südl. v. Schweinsberg beim Phonolith (auch Basanit ohne Hornblende vgl. S. 200 N. 6) (80)
29. N.-Westlicher Durchbruch der Kuppe NO. vom Pietzelstein. (50)
30. Kuppe im Walde, südlich vom Setzelberg. (162)
31. 2 Kuppen im Walde, 450 m SSW. vom Teufelsberg. (82, 83)
32. Kleine Kuppe, 1200 m NW. v. Spahl (vgl. 11a). (195)
33. Kleiner Durchbruch 100 m W. v. d. Hauptbiegung der Straße Mittelaschenbach-Haselstein (110)
34. Schlot 400 m S. v. Jacobshof beim Phonolith (144)
35. Gang im Felde 600 m SO. v. Mittelaschenbach. (64)
36. Küppchen 150 m O. v. Meinderoth. (176)
37. Küppchen 150 m NW. v. Meinderoth. (178)
38. Kuppe 200 m S. v. Altenbergsignal und kleiner Durchbruch, 80 m S. v. vorigen. (142, 141)
39. Durchbruch in der Wiese, 400 m OSO. v. Reinhards. (69)
40. Malhauksküppel, 1000 m NO. v. Morles. (62)
41. Südwestlichster Durchbruch des Wachtbergs, Morles. (156)
42. Waldige Kuppe 400 m S. v. Nüstberg. (21)

Feldspatbasalte.

30a. Südl. Durchbruch im Tiergarten, NW. v. Kermes (140)

37a. NO.-Seite des Suchenbergs b. Wassermannshof (194)

Basanite.

43. Kuppe 500 m östl. v. Wallings am Alluv. (44)
44. Küppel oberhalb d. Wäldchens, 700 m NO. von Wallings. (47)
45. Neuer Berg, S.-Abhang. (128)
46. » » NW.-Abhang. (131)
47. Blöcke 100 m S. v. d. Bildtanne; Straße Ketten-Gotthards. (77)
48. Schlot 50 m östl. v. d. Bildtanne (einzelne Stücke).

Feldspatbasalte.

45a. Einzelne Stücke Blasenbasalt vom Waldrande 1300 m NW. v. Spahl.

Von diesen Basaniten sind die N. N. 1—15 Hornblendebasalte im Sinne Sommerlad's. Die Gesteine vom Spähler-Berg (3) und vom Altenberg (9) sind von ihm beschrieben (16, S. 161).

Alle Hornblendebasalte des Gebiets bilden ohne Ausnahme isolierte Durchbrüche von meist nur geringem Umfang.

Regelmäßige Absonderung findet sich nur in untergeordnetem Maße am Kleinen Suchenberg. Es wurden unter den dort herumliegenden Bruchstücken an einzelnen Stellen kleine Säulenfragmente von 5—10 cm Dicke beobachtet.

Weitaus die meisten Hornblendebasalte sind dicht. Blasig entwickelte Varietäten von grauer bezw. roter Farbe treten am Wassermannshof[1]) (37a), an der Kuppe nordwestlich von Spahl (11a) und am Waldrande nordwestlich von Spahl (45a) auf. Von diesen zeigen N 45a und N 11a makroskopisch erkennbare Fluidalstruktur, die bei dem ersteren durch fluidale Anordnung und Streckung der Blasenräume, bei dem letzteren durch parallele Lagerung der Hornblendekrystalle zustande kommt.

In der matten, blauschwarzen bis dunkelgrauen dichten Grundmasse der Hornblendebasalte sind neben den meist reichlichen Hornblendekrystallen, welche am meisten in die Augen fallen (15—30 Krystalle pro qdm), fast überall auch Einsprenglinge von Augit und Olivin, zuweilen auch von Magnetit erkennbar. Augit und Olivin treten um so mehr hervor, je kleiner die Hornblende-

[1]) Der Blasenbasalt vom Wassermannshof wird in mehreren, zusammen gegen 15 m tiefen Gruben zur Fabrikation von Kunststeinen gewonnen.

krystalle werden; bei dem letzten Drittel der oben aufgezählten Vorkommen überwiegen sie die Hornblendekrystalle.

Die Größe der Hornblendekrystalle beträgt im Durchschnitt 1 cm; doch schwanken die Dimensionen zwischen 5 cm und 2 mm, selbst innerhalb desselben Gesteinskörpers. Die Menge der Krystalle steht ungefähr im umgekehrten Verhältnis zur Größe, so wurden am Kleinen Suchenberg Blöcke beobachtet, welche nur ganz vereinzelte (1 Krystall auf 4 qdm) Hornblendekrystalle enthielten, die dann aber bis 5 cm groß waren.

Die Formen der Hornblendekrystalle sind die gewöhnlichen. Die Krystalle zeigen bei genauer Betrachtung vielfach deutliche Rundung der Kanten und Ecken, was auch SOMMERLAD (16, S. 141) beobachtet hat.

Der Augit erscheint in 3—8 mm großen Krystallen mit matter Bruchfläche. Seine Formen sind die gewöhnlichen.

Der Olivin bildet 1—3 mm große Körner, die z. T. grün durchsichtig, meist jedoch durch Zersetzung gelbrot gefärbt sind.

Die Struktur der Hornblendebasalte ist, wie die mikroskopische Untersuchung ergab, zum größten Teil holokrystallinporphyrisch; nur in den Vorkommen von der Kuppe südlich vom Schweinsberg (28), vom Teufelsberg (14), südwestlich vom Teufelsberg (31), südwestlich vom Gr. Stein (23) und südwestlich vom Nüstberg wurde etwas farbloses Glas beobachtet. Im großen ganzen sind die Hornblendebasalte etwas grobkörniger als die hornblendefreien Basanite und Feldspatbasalte.

Zu den mit bloßem Auge sichtbaren Bestandteilen kommen u. d. M. als wesentliche Gemengteile noch Feldspat und Nephelin. Der letztere fehlt in einer Anzahl dieser Gesteine völlig; sie wurden bei der Aufzählung der Fundorte als hornblendehaltige Feldspatbasalte abgetrennt.

Unter dem Mikroskop erkennt man, daß die Hornblendekrystalle selten in ursprünglicher Form erhalten sind. Die korrodierten Krystalle zeigen starke Abrundung der Ecken und Kanten, außerdem vielfach birnförmige Einbuchtungen der Grundmasse in den Krystall. Die Farbe der Hornblende ist gelbbraun, der Pleochroismus sehr kräftig zwischen hellgelb und dunkelbraun.

Unveränderte Hornblende ist nur in den Gesteinen vom Suchenberg (1), vom Zinkberg und von Reinhards zu finden; sonst zeigen die Hornblendekrystalle immer eine mehr oder weniger starke Resorption, unter Ausscheidung von Rhönit, oder von Rhönit und Magnetit, oder von Magnetit allein; in vielen Fällen ist neugebildeter, seiner rötlichen Farbe nach titanreicher Augit in kleinen Prismen zu beobachten, die nicht selten parallel den Hornblendeumrissen oder parallel den Rhönitstäbchen gelagert sind.

Der Rhönit bildet durchweg Stäbchen oder keulenförmige Gebilde, die bis 8 mm lang werden. Sie sind häufig in 3 sich durchkreuzenden Systemen (unter ca. 60°) angeordnet und lassen bei dichter Anhäufung den Hornblendedurchschnitt braun erscheinen. Im übrigen sei auf die Zeichnungen Sommerlad's (16, Taf. III) und die Mikrophotographieen Soellner's (15, Taf. XV) verwiesen, welche die Ausbildungsweise des Rhönits sehr anschaulich wiedergeben. Was die mineralogische Natur des Rhönits betrifft, so hat Soellner auf seine Ähnlichkeit mit Änigmatit aufmerksam gemacht (15, S. 498).

Bei unseren Hornblendebasalten fand sich Hornblende ganz in Rhönit umgewandelt in 3, 7, 17, 26, 34, 35, 42, 44 und 45, Hornblende teils in Rhönit, teils in Magnetit umgewandelt in 3, 14, 19, 21, 47 und 48. Eine Umwandlung mit Ausscheidung nur von Magnetit wurde in 8, 12, 23, 24, 33, 36, 44 und 46, und Neubildung von Augit in 3, 9, 11, 12, 14, 17, 19, 21, 23, 24, 25, 31, 33, 38, 42, 44, 45, 47 und 48 beobachtet.

Der Augit besitzt sehr häufig einen rötlich violett gefärbten titanreichen Rand, besonders in den Hornblendebasalten von 3, 8, 12, 14, 17, 23, 28, 33, 34, 37, 45 und 47.

Sanduhrformen kommen auch hier nicht vor. Zwillingsbildung nach $\infty P \infty$ ist in 23, 25, 31 und 39 ziemlich häufig. Vereinzelt finden sich auch deutlich pleochroitische Kerne mit braunrotem Rande, bei welchen die Auslöschung von innen nach außen abnimmt.

Der Olivin tritt an Größe und Menge hinter Hornblende und Augit zurück; die Krystalle zeigen die gewöhnlichen Krystallformen und sind häufig korrodiert. Die meisten Olivine sind in

Umwandlung in Serpentin begriffen. In den Gesteinen vom Schweinsberg (12), Teufelsberg (14), und von Meinderot (37) ist er in Iddingsit bezw. Brauneisen, in denen von der Kalten Hauk (17) und vom Neuenberg (45) in Kalkspat umgewandelt.

Der Magnetit, der sonst durchaus die gewöhnliche Form und Größe zeigt, bildet bei der Ausscheidung aus Hornblende in den Gesteinen von der Bildtanne (47) und vom Kl. Suchenberg (1) bis 5 mm breite Aggregate; die Umrisse derselben gehen z. T. den Umrissen der ehemaligen Hornblende parallel.

Die Bestandteile der Grundmasse verhalten sich bei den Hornblendebasalten genau so wie bei den Basaniten bezw. Feldspatbasalten.

Als akzessorischer Gemengteil ist auch hier Biotit zu nennen. Er bildet meist kleine, braune, stark pleochroitische, unregelmäßig begrenzte Blättchen. Besonders reich an Biotit erwiesen sich 2, 7, 14, 19, 22, 25, 28, 29, 31, 38, 39, 42, 45 und 46. In dem Gestein vom Teufelsberg (14) kommen mikroskopische Quarzkörner, umrandet von Augit (Porricin), südlich vom Neuenberg (26) spärlich rötlicher Nosean in unregelmäßig begrenzten Körnern vor.

In den Hornblendebasalten 14, 23, 28, 31 fand sich in der Grundmasse etwas farbloses Glas. In dem Gestein vom Teufelsberg (14) beobachtet man neben dem farblosen auch etwas braunes mit Trichiten erfülltes Glas.

Als sekundäres Mineral tritt in zahlreichen Hornblendebasalten Kalkspat auf, z. B. in 7, 11, 16 und 44. Bei dem kleinen Durchbruch 280 m südlich vom Altenbergsignal (38) fand sich auch ein kopfgroßer Block langstengeligen Aragonits.

### d) Feldspatbasalt (Bf).

Feldspatbasalte sind in dem bearbeiteten Gebiet verhältnismäßig selten. Sie finden sich an folgenden Stellen:

1. Kleine Kuppe an der Südostecke der Kleinen Ganskuppe. (119)
2. Große Ganskuppe, Nordostecke. (118)
3. Dörnberg, Spitze. (6)

4. Suchenberg, Nordwestabhang (einzelne Blöcke). (37)
5. Schlot unterhalb der Straße Mittelaschenbach-Spahl. (111)
6. Durchbruch 200 m nördlich vom Lörnhof an der Wiese. (112)
7. Schlot im Wege von der Nordspitze des Altenbergs nach Reinhards dicht bei $mo_1$. (147)
8. Einzelne Stücke aus dem Schlot östlich von der Bildtanne an der Straße Ketten-Gotthards.

Die Feldspatbasalte sind in frischem Zustande schwarz; sie zeigen z. T. etwas pechsteinähnlichen Glanz und sind von scharfkantigem, splittrigem bis flachmuscheligem Bruch.

Mit bloßem Auge erkennt man als Einsprenglinge bis 5 mm große Krystalle von Olivin und Augit, besonders in den Gesteinen vom Dörnberg (3) und dem Durchbruch unterhalb der Straße Mittelaschenbach-Spahl (5). Die Grundmasse ist für das unbewaffnete Auge dicht.

Unter dem Mikroskop erweist sie sich als hypokrystallin- oder holokrystallinporphyrisch. Durch reichlichen Gehalt an braunem Glas zeichnen sich die Gesteine von der Ganskuppe (2), vom Suchenberg (4) und vom Lörnhof (6) aus, etwas farbloses Glas enthält das Gestein vom Altenberg (7); die übrigen Feldspatbasalte sind glasfrei.

Die Einsprenglinge von Augit sind meist Titanaugite der gewöhnlichen Form. Zwillinge nach dem Orthopinakoid kommen in dem Gestein vom Suchenberg (4) häufig vor. Grüne, deutlich pleochroitische Kerne mit rötlichem Rand sind auch hier vorhanden. Im übrigen verhalten sich die Augite, auch die der Grundmasse, ganz so wie bei den Basaniten.

Der Olivin tritt an Menge überall hinter dem Augit zurück. Er zeigt häufig gute Krystallformen und ist von den Sprüngen aus meist in Serpentin umgewandelt.

Der Plagioklas bildet scharfe klare Leisten (im Gestein vom Suchenberg (4) bis 1,2 mm lang und 0,3 mm breit) und zeigt überall polysynthetischen Zwillingsbau nach $\infty P \infty$; einfache Zwillinge nach dieser Zwillingsebene sind im Gestein vom Suchenberg ziemlich häufig. Die Auslöschungsschiefe der Plagioklase

beträgt gegen c im Mittel 18°; sie gehören also in die Labrador-Bytownitreihe.

In dem Gestein vom Suchenberg (4) enthält das braune Glas außer zahlreichen schwarzbraunen Trichiten verschiedene Systeme von äußerst feinen Stäbchen, welche zu je 10—20 parallel verlaufen, häufig aus der Glasmasse auch in andere Bestandteile hinein fortsetzen und so der ganzen Masse im Umfang mehrerer Millimeter eine Art feiner Streifung erteilen. Querschnitte dieser Stäbchen werden erst bei stärkster Vergrößerung sichtbar und zeigen keine regelmäßige Umgrenzung. Eine ähnliche Erscheinung hat L. Maddalena (9., S. 384) aus einem Basalt des Vicentinischen beschrieben.

### e) Nephelinbasalte (Bn).

Die meisten Nephelinbasalte enthalten etwas Plagioklas; wenn deren Menge über $^1/_4$ des Nephelingehaltes betrug, wurden die Gesteine zur Gruppe der Basanite gestellt.

Die Fundorte für Nephelinbasalte sind die folgenden:

1. Pietzelstein Hauptkegel. (9)
2. Katzenstein. (59)
3. Setzelberg. (132)
4. Zwei kleine Kuppen nördlich vom Karnrain. (136, 153)
5. Hadenstrauch, verschiedene Durchbrüche. (114, 117)
6. Durchbruch nördlich vom Köhlersgehege. (95)
7. Mittlerer Teil des Köhlersgeheges. (92)
8. Odersberg. (39)
9. Kleine Kuppe auf der O.-Seite des Wachtberges bei Morles 400 m nordöstlich von der Chaussee. (152)

Die Gesteine vom Pietzelstein und vom Katzenstein zeigen eine deutliche Absonderung in 15—20 cm dicke Säulen. Diese besitzen beim ersteren horizontale Lage, beim zweiten liegen sie ca. 20° nach SO. geneigt.

Die Gesteine vom Karnrain und vom Köhlersgehege zeigen Neigung zu plattiger Absonderung, auch zeichnen sie sich durch hellgraue, an Tephrit erinnernde Farbe aus. Sonst ist die Grundmasse der Nephelinbasalte dunkelgrau, dicht und besitzt einen etwas fettigen Glanz.

Mit bloßem Auge erkennbare, 0,5—1 cm große Einsprenglinge von Augit und Olivin kommen in den Gesteinen vom Pietzelstein und vom Katzenstein vor. Die Olivinkrystalle werden in dem Gestein vom Katzenstein bis 2 cm groß. Daneben finden sich sowohl hier als auch im Nephelinbasalt vom Odersberg nußgroße körnige Ausscheidungen von Olivin. Das Gestein vom Pietzelstein ist von Bücking (2, S. 152) im Jahre 1880 als Nephelinbasalt bestimmt worden; E. Möller (12, S. 112) hat es dann näher untersucht und ausführlich beschrieben.

Bei der mikroskopischen Untersuchung ergab sich, daß die meisten Nephelinbasalte eine holokrystallinporphyrische Struktur besitzen, nur die Gesteine vom Pietzelstein und Katzenstein zeichnen sich durch ziemlich reichlichen Gehalt an Glasbasis aus.

Der Nephelin bildet in der Regel krystalline Aggregate, welche zuweilen so ausgedehnt sind, daß sie gleichsam den Untergrund bilden, in dem die anderen Bestandteile eingebettet liegen. Nur in den Nephelinbasalten vom Pietzelstein und vom Katzenstein finden sich neben den krystallinen Aggregaten auch einzelne scharf ausgebildete Nephelinkrystalle in rechteckigen Längs- und sechsseitigen Querschnitten. In dem Nephelinbasalt vom Hadenstrauch bildet der Nephelin größere runde Partieen, die im polarisierten Licht pflasterartig zusammengesetzt erscheinen.

Die Augiteinsprenglinge bilden einfache Krystalle der gewöhnlichen Art, seltener Zwillinge nach dem Orthopinakoid. Ihre Farbe ist gelbbraun; zuweilen zeigen sie einen Rand von braunrotem Titanaugit. Die Auslöschungsschiefe beträgt 40—45°. Glaseinschlüsse sind häufig. Die Augitmikrolithe der Grundmasse sind durchweg prismatisch und idiomorph entwickelt.

Der Olivin erscheint in den Nephelinbasalten vom Pietzelstein und Katzenstein in großen frischen Krystallen mit häufigen Einschlüssen von Picotit. In den übrigen Vorkommen sind die Olivine so klein, daß sie selbst in den Dünnschliffen noch nicht mit bloßem Auge zu erkennen sind; ihre Dimensionen betragen im Durchschnitt 0,25 : 0,06 mm. Nicht selten ist eine Gabelung oder Zerschlitzung der Enden der Olivinleisten, wie sie seinerzeit

RINNE aus dem benachbarten Gestein des Dachbergs beschrieben hat (14, S. 5). Die Olivine vom Katzenstein (2) und Hadenstrauch (5) sind z. T. in Iddingsit, die vom Köhlersgehege (6) und vom Wachtberg (9) z. T. in Brauneisen umgewandelt.

Der Magnetit tritt meist recht reichlich teils in Krystallen, teils in rundlichen Körnern auf.

Plagioklas ist mit Ausnahme des Gesteins vom Pietzelstein (1) in sämtlichen Nephelinbasalten in einzelnen Leisten vorhanden. Er besitzt eine Auslöschungsschiefe von 25—30°, gehört also der Labrador-Bytownitreihe an.

Akzessorisch tritt Biotit in dem Nephelinbasalt vom Wachtberg (9) recht reichlich in braunen pleochroitischen Blättchen auf, seltener in den Gesteinen vom Pietzelstein und Katzenstein.

Die Glasbasis dieser zuletzt genannten Gesteine ist braun und enthält zahlreiche schwärzliche trichitische Entglasungsprodukte.

Für den Nephelinbasalt vom Pietzelstein gibt MÖLLER (12, S. 116) folgende chemische Zusammensetzung an:

| | | |
|---|---|---|
| $SiO_2$ | 41,80 | v. H. |
| $TiO_2$ | 2,15 | » |
| $Al_2O_3$ | 12,43 | » |
| $F_2O_3$ | 6,29 | » |
| FeO | 4,84 | » |
| CaO | 10,88 | » |
| MgO | 13,62 | » |
| $K_2O$ | 1,71 | » |
| $Na_2O$ | 3,40 | » |
| $H_2O$ | 2,17 | » |
| $CO_2$ | 0,65 | » |
| $SO_3$ | 0,13 | » |
| $P_2O_5$ | Spur | |
| Cl | » | |
| Seltene Erden X | 0,94 | » |
| | 101,01 | v. H. |

Glühverlust 1,61 v. H. Spez. Gewicht 3,011.

Auffallend ist der hohe Kalkgehalt, was auch Zirkel (17, Bd. III, S. 38) bemerkt. Da das Gestein nur wenig $CaCO_3$ enthält und kalkhaltiger Plagioklas nicht nachzuweisen ist, so muß der Augit des Gesteins besonders reich an CaO sein; vielleicht enthält das Gestein auch Melilith, der aber bei der mikroskopischen Untersuchung nicht gefunden wurde. Auch der Gehalt an $K_2O$ ist auffallend hoch; aus dem Nephelin allein kann er nicht herrühren, vielleicht ist noch ein mikroskopisch allerdings nicht auffindbarer Kalifeldspat in dem Gestein vorhanden.

### f) Limburgit (Bl).

Die plagioklasfreien Glasbasalte unseres Gebietes besitzen teils eine Glasbasis, welche nicht von HCl angegriffen wird (Limburgite I. Art), teils eine solche, die mit HCl unter Abscheidung von NaCl-Würfeln gelatiniert (Limburgite II. Art). Von den folgenden Vorkommen sind Nr. 1—6 Limburgite I. Art, Nr. 7—10 Limburgite II. Art.

Die Fundorte für Limburgite sind:

1. Durchbruch in der Ecke des Trochitenkalkes zwischen Dörnberg und Suchenberg. (57)
2. Durchbruch auf der SO.-Seite der Heiligen Hauk. (182)
3. Westlichster Schlot des Wachtbergs bei Morles (einzelne Blöcke). (155)
4. Gang auf der SW.-Seite des Morleser Weinbergs (15 cm breit). (205)
5. Tiergarten nordwestlich von Kermes, nördlichster Durchbruch im sm. (138)
6. 700 m südöstlich von Wallings 2. Durchbruch. (130)
7. Lesberg südlich vom Haselstein. (87)
8. Kuppe Wüst-Moeritz 600 m südöstlich vom Teufelsberg. (7)
9. Breitenberg Spitze und Westabhang. (27, 121)
10. Altenberg NW.-Vorsprung. (71)

Die Limburgite bilden teils größere Kuppen, wie am Breitenberg und Lesberg, teils kleine isolierte Durchbrüche, wie zwischen Dörnberg und Suchenberg usw. Auf der Südseite des Wachtbergs bei Morles durchbricht Limburgit die Schichten des Röts in

einem nur 15 cm breiten Gang. Derselbe wurde von PETZOLD im Jahre 1883 ausführlich beschrieben (13, S. 33) und auch von BÜCKING (3, S. 181) erwähnt.

Der Limburgit zwischen Dörnberg und Suchenberg (1) bildet deutliche ca. 10 cm starke Säulen, welche eine schräge Lage besitzen.

Die meisten Limburgite zeigen infolge spärlichen Magnetitgehalts eine verhältnismäßig helle Farbe und sind häufig glas- oder fettglänzend.

Bei der Betrachtung mit bloßem Auge bemerkt man in der dichten Grundmasse hauptsächlich nur Olivin. Er ist in allen Vorkommen in großer Menge vorhanden, in den meisten in bis 1 cm großen Krystallen, in dem Gestein vom Breitenberg (9) und vom Wachtberg (3) auch in bis faustgroßen Knollen. Letztere schließen spärliche Körner von smaragdgrünem Chromdiopsid ein. Einsprenglinge von Augit sind nicht gerade häufig; nur in den Limburgiten vom Lesberg (7), Breitenberg (9) und Altenberg (10) finden sich einzelne, bis 1 cm große Krystalle. Bemerkenswert scheint das käufige Vorkommen von Kalkspat in Blasenräumen, besonders in den Gesteinen vom Suchenberg (1), von der Heiligen Hauk (2) und vom Weinberg (4); in dem Limburgit von der Heiligen Hauk sind die Blasenräume außerdem fluidal in die Länge gezogen.

Unter dem Mikroskop zeigen alle Limburgite eine ausgeprägt hypokrystallinporphyrische Struktur.

Unter den Einsprenglingen überwiegt der Olivin. Meist ist er von 1 cm abwärts in allen Größen vorhanden, in den Gesteinen vom Suchenberg (1) und Breitenberg (9) gehen die Dimensionen bis auf 0,03 mm herab, und in dem vom Weinberg (4) sind nur ganz kleine Olivine vorhanden, welche die Grundmassenaugite an Größe kaum übertreffen. Gute Krystallform zeigen meist nur die kleineren Krystalle; die größeren sind vielfach unregelmäßig bebegrenzt, in dem Durchbruch SO. von Wallings (6) außerdem stark korrodiert. Die Zersetzungsprodukte sind durchweg Serpentin.

Bei den Augiten kann man keine scharfe Grenze zwischen

den Einsprenglings- und den Grundmassenaugiten ziehen, sie bilden also nur eine Generation; in den Gesteinen vom Suchenberg (1) und vom Weinberg (4) kommen überhaupt keine größeren Augite vor. In den Limburgiten von den anderen Fundorten, zumal vom Breitenberg (4), besitzen die größeren Augite z. T. einen Rand von Titanaugit und enthalten im Innern zahllose Einschlüsse von Glas und von Gasporen. Auch eine knäuelartige Verwachsung prismatisch entwickelter Augite wurde im Limburgit vom Wachtberg (3) beobachtet.

Die Grundmasse besteht durchweg aus winzigen meist dichtgedrängten Augiten, Magnetit und Glasmasse.

Die Grundmassenaugite sind nur selten idiomorph, frei von Einschlüssen und häufen sich in dem Gestein von Wüst-Moeritz (8) öfters zu Augitaugen an.

Magnetit ist verhältnismäßig spärlich, meist in feinen Körnern vorhanden, wie in dem soeben genannten Gestein; zuweilen tritt er in bis 0,3 mm großen Körnern aus der Grundmasse heraus, so in dem Vorkommen vom Breitenberg (9).

Die Glasbasis ist vorwiegend braun, erscheint aber stellenweise durch zahlreiche dunkle winzige Trichiten fast schwarz. In den Limburgiten von Wallings (6), Wüst-Moeritz (8) und Breitenberg (9) ist das Glas farblos.

## III. Vulkanische Trümmergesteine.

Von vulkanischen Trümmergesteinen treten in unserem Gebiete zahlreiche, durch pelitische Struktur ausgezeichnete Basalttuffe und gröber struierte Schlotbreccien auf (Phonolithtuff kommt nur ganz untergeordnet in den Schlotbreccien des Morleser Weinbergs vor).

### a) Basalttuffe.

Die Basalttuffe finden sich an folgenden Punkten:

1. Lesberg (S. vom Haselstein) NO.-Seite. (87)
2. Schweinberg S.-Seite. (80)
3. Kuppe 300 S. vom Schweinsberg.
4. Kleine Kuppe SO. von der Kleinen Ganskuppe.

5. Kupe 1200 m NW. von Spahl. (195)
6. Schlot am Trochitenkalk S. von der Heiligen Hauk.
7. Kleiner Suchenberg. (35)
8. Spähler Berg N.-Seite. —
9. Ostecke des Altenbergs, Schlot im Trochitenkalk. (60 A)
10. Schlot 300 m S. vom Jacobshof, NW.-Seite des Rößbergs. (46)
11. Schlot 450 m S. vom Jacobshof, NW.-Seite des Rößbergs.
12. Rößberg NO.-Seite. (47)
13. 800 m nördlich von Kermes (Pkt. 399).
14. 700 m SO. von Wallings am ersten Basaltdurchbruch (Pkt. 447,6).

Außerdem tritt Basalttuff mehr untergeordnet in den meisten Schlotbreccien auf.

Nur die Tuffe vom Lesberg und Rößberg sind als lagerartig ausgebreitete Tuffe anzusehen, der erstere ist verhältnismäßig gut aufgeschlossen und weist stellenweise undeutliche Schichtung auf. Alle anderen Basalttuffe lassen keinerlei Schichtung erkennen und sind als feine Schlotbreccien aufzufassen. Alle obengenannten Basalttuffe bestehen aus feinstem vulkanischem Material, Sand, Asche, Lapilli, Krystallen und Krystallfragmenten usw., die durch ein kalkiges oder bolartiges Bindemittel verkittet sind. Sie sind rot, braun, grau oder grünlich gefärbt, meist mehr oder weniger leicht zerreiblich, seltener fest, wie der rote Tuff vom Kl. Suchenberg (7) und von der Kuppe S. vom Schweinsberg (3).

Die meisten Tuffe erhalten durch Zersetzung eine tonige Beschaffenheit. In dem Tuff vom Rößberg (12) kommt Bol als Kluftausfüllung vor.

Häufig enthalten die Tuffe mit bloßem Auge sichtbare Krystalle von Hornblende und Augit, welche in einigen Vorkommen recht zahlreich werden. Hornblende findet sich in sämtlichen Tuffen, in den meisten allerdings ziemlich spärlich. Ganz besonders reich an bis 3 cm großen Hornblendekrystallen ist der Tuff vom kleinen Suchenberg (7); sehr große Krystalle kommen vereinzelt in dem Tuff vom Lesberg vor. Alle Krystalle

von diesen beiden Fnndorten sind angeschmolzen; die vom Lesberg sind häufig nach der Klinoachse verlängert. Reich an allerdings weniger guten Krystallen sind die Tuffe von der Kuppe NW. von Spahl (5), vom Spähler-Berg (8) und vom Altenberg (9).

Gut ausgebildete Augite bis zu 1 cm Größe finden sich besonders am Suchenberg (7) und am Schweinsberg (2), kleinere auch am Rößberg (11).

Die Dünnschliffe, die zur Untersuchung der feineren Bestandteile der Tuffe gefertigt wurden, geben nur wenig Aufschluß über ihre Zusammensetzung, da sie durch ausgeschiedene Zersetzungsprodukte meist vollständig trüb oder rot gefärbt sind. Nur der Tuff von der Kuppe 300 m S. vom Schweinsberg (3) läßt eine Zusammensetzung erkennen, die der des Plagioklasbasaltes entspricht. U. d. M. erkennt man in ihm in einer braunroten zersetzen Masse zahlreiche ca. $^1/_2$ mm große, säulig entwickelte Augite, feingestreifte Plagioklasleisten und Olivin in kleinen rundlichen, meist völlig zersetzten Körnern.

Die Hornblenden vom Suchenberg (7) erweisen sich u. d. M. als stark pleochroitisch, hellgrün bis dunkel orangerot. Sie sind zuweilen mit Augit unregelmäßig verwachsen.

Die Augite der Tuffe sind ihrem optischen Verhalten nach gewöhnliche basaltische Augite; sie zeigen öfters den gleichen Zonenbau wie die Augite der Basanite (vgl. S. 46).

### b) Schlotbreccien.

Größere Schlotbreccien finden sich an folgenden Stellen:

1. Südlich vom Setzelberg in der Chaussee. (161)
2. 350 m O. v. Köhlersgehege. (91)
3. SW.-Seite der Kalten Hauk bei Oberaschenbach.
4. Kleine Kuppe, 1200 m NW. v. Spahl (vgl. oben S. 219). (195)
5. Schlot 300 m westlich von 4.
6. Heilige Hauk, SO.-Seite. (188)
7. 100 m südl. v. 6. (183)
8. 2 Schlote am SSW.-Abhang des Dörnbergs. (111, 188)
9. Rößberg, NO.-Ecke. (47)
10. Weg von Ketten nach dem Rößberg, 2 Schlote. (44)

11. 2 Schlote, 200 m unterhalb des »Gr. Steins«, Straße Ketten-Gotthards. (14)
12. In der Chaussee 400 m NO. v. Gotthards. (181)
13. 400 m SO. v. Hofaschenbach. (67)
14. 2 Schlote in der S.-Seite des Morleser Weinbergs.
15. 50 m O. von der Bildtanne (Straße Ketten-Gotthards).

Die Schlotbreccien besitzen im allgemeinen eine graue Farbe; sie bestehen aus nuß- bis kopfgroßen Stücken von Eruptivmaterial und Bruchstücken der durchbrochenen oder von oben in den Schlot gestürzten Sedimente, wie Lettenkohle, Muschelkalk, Sandsteine und Schiefertone des Buntsandsteins. NW. v. Spahl (5) fand sich auch ein nußgroßes Stück mittelkörnigen, glimmerarmen Granits.

Das Eruptivmaterial kommt in Form von Bomben, Lapilli, Tuff, festem Basalt und Phonolith vor, auch sind einzelne Krystalle von Hornblende und Augit ziemlich häufig.

Die mikroskopische Untersuchung der Breccien ist durch weitgehende Zersetzung sehr erschwert, doch lassen sich namentlich in den Breccien NW. v. Spahl (5) und von der Heiligen Hauk (6) am Dünnschliffe neben Bruchstücken von Kalk und Sandsteinen auch solche von Plagioklasbasalt und Limburgit erkennen. Das Bindemittel besteht, soweit erkennbar, im wesentlichen aus fein zerriebenem vulkanischem Material, zuweilen mit bolartigen Zersetzungsprodukten.

In den Breccien von der Kalten Hauk (3), NW. v. Spahl (4 und 5) und vom Morleser Weinberg (14) kommen Bruchstücke von Sedimenten vor, die man jetzt erst in ziemlich weiter Entfernung von der Schlotmündung antrifft. Bei der Kalten Hauk ist es eine über 1 cbm große Scholle unzweifelhafter Lettenkohle, die in dem im Mittleren Muschelkalk zutage tretenden Schlote steckt. Die Lettenkohle steht erst 1 km NW. davon an. In dem Schlote WNW. v. Spahl (5) finden sich faustgroße Stücke von Lettenkohle, in den Schloten vom Weinberg (14) bis kopfgroße Stücke von Muschelkalk, also Gesteine, welche sich erst in einiger Entfernung von der Schlotmündung finden. Bei allen diesen Vorkommen müssen demnach zur Zeit der Eruption die betreffenden

Sedimente sich bis über die Ausbruchstellen erstreckt haben, weil nur so Bruchstücke von ihnen in die Schlote stürzen konnten; auch muß die Schlotmündung dementsprechend höher gelegen haben.

Die Schlote vom Morleser Weinberg sind von Gutberlet (6, S. 26) und von Bücking (3, S. 267 ff.) ausführlich beschrieben.

Auf Einstürze in eine alte Krateröffnung sind wohl auch die auf der Karte ausgeschiedenen Schollen von Gipskeuper und Lettenkohle zuzückzuführen, die in nächster Nähe des Durchbruchs NW. v. Spahl (4) liegen.

## C. Tektonische Verhältnisse.

Die tektonischen Verhältnisse des Kartengebietes sind im großen und ganzen einfach. Die Schichten fallen schwach nach Norden, so daß man bei der Wanderung von S. nach N. auf immer jüngere Sedimente stößt. Am besten läßt sich das nördliche Einfallen der Schichten aus dem Verlauf des Trochitenkalks erkennen. Dieser liegt am Kl. Rößberg in 560 m, bei der Heiligen Hauk in 440 m, und bei Setzelbach in 360 m Meereshöhe. Es ergibt sich also auf eine Entfernung von 6 km ein Höhenunterschied von 200 m, was einem durchschnittlichen Fallen von 3° gleichkommt. Das Fallen ist aber kein gleichmäßiges, sondern nimmt von S. nach N. ab; es beträgt zwischen dem Kleinen Rößberg und der Heiligen Hauk ca. 4°, zwischen dieser und dem Pietzelstein nur noch ca. 2° und geht von hier bis Setzelbach allmählich in horizontale Lagerung über.

Von Verwerfungen sind nur zwei erkannt worden, und auch diese machen sich wenig bemerkbar.

Die eine liegt an der Westgrenze der Karte in dem Tälchen von Mittelaschenbach nach Haselstein. An der Hauptbiegung der Straße Mittelaschenbach-Haselstein liegen der Obere Röt und die untere Terebratelbank in dem gleichen Niveau; die Sprunghöhe der Verwerfung beträgt hier demnach ca. 50 m. Nach Norden hin verhindert zunächst eine diluviale Ablagerung die Weiterverfolgung der Verwerfung, und jenseits der Diluvialbedeckung ver-

liert sie sich im Bereich des Gipskeupers; nach Süden zu geht sie ziemlich rasch in eine Flexur über. Die Schichten fallen von beiden Seiten ein wenig gegen die Verwerfung ein, so daß diese vermutlich den Anlaß zur Bildung des heutigen Tälchens gegeben hat.

Eine zweite Verwerfung liegt bei der Hüttenmühle nordöstlich von Spahl. In der Zunge zwischen den Bächen Geisa und Wenigengeis stößt hier ebenfalls die untere Terebratelbank mit Röt zusammen. Es handelt sich also auch hier um eine Verwerfung von ca. 50 m Sprunghöhe. Sie verläuft annähernd parallel mit der Geisa, geht aber sowohl nach N. als nach S. sehr bald in eine Flexur über.

400 m nordwestlich von der Hüttenmühle zeigen die unter der Terebratelbank liegenden konglomeratischen Schichten des Muschelkalkes eine leichte Faltung in $^1/_2$—1 m lange Wellen. Diese Faltung dürfte wohl als Begleiterscheinung der eben erwähnten Verwerfung anzusehen sein; der Abstand von ihr beträgt etwa 150 m. Eine ähnliche, wenn auch weniger deutliche Faltung wurde übrigens auch fern von der Verwerfung in dem Aufschluß am Südende von Spahl beobachtet.

Beziehungen zwischen Verwerfungen und Basalt- oder Phonolithdurchbrüchen lassen sich im Bereiche des Kartengebietes nicht nachweisen. Es bestätigt sich vielmehr die von Bücking (3, S. 267 ff.) besonders für die Rhön hervorgehobene Erfahrung, daß die eruptiven Massen nur selten auf Verwerfungsspalten emporgedrungen sind. Bei keinem der vielen im Kartengebiete befindlichen Durchbrüche ist eine Verwerfungsspalte zu finden, selbst geringfügige Störungen der durchbrochenen Schichten sind kaum je zu beobachten, und bei zwei vorzüglich aufgeschlossenen Durchbrüchen am Morleser Weinberg ist im Gegenteil völlig ungestörte Schichtung des durchbrochenen Röts zu beobachten.

Übrigens sind die beiden oben beschriebenen Störungen wahrscheinlich älter als der Basalt. Wenigstens scheint sich die Keupersenke im Nordwesten des Gebietes schon ziemlich früh gebildet zu haben, da andernfalls wohl der Keuper in ähnlicher Weise erodiert sein müßte wie am Rößberg, wo er nur noch in

spärlichen Resten vorhanden ist. Augenscheinlich ruhen die Basaltdecken vom Rößberg bis zum Buchwald auf einem schwach nach NW. sich abdachenden Höhenzuge.

## D. Altersverhältnisse der Eruptivgesteine.

Bücking kommt in seiner Untersuchung über die Altersfolge der Eruptivgesteine der Rhön (4, S. 27) zu dem Resultat, daß »die Phonolithe an den verschiedenen Stellen ihres Vorkommens zu den ältesten tertiären Eruptivgesteinen der Rhön« gehören, wenn auch, wie er (a. a. O. S. 29) feststellt, »die Eruptivbildungen der Rhön keinesfalls an allen Orten die gleiche Reihenfolge beobachten«.

Auch in unserem Gebiete sind die Phonolithe die ältesten tertiären Eruptivgesteine. Dies läßt sich an zwei Punkten feststellen:

Am Rößberg treten wenige Meter südlich vom Signal große horizontal liegende Phonolithplatten unter dem Basalt hervor; auch liegen am Nordwest- und Nordostrande des Rößbergbasaltes Phonolithmassen, die den Eindruck von Deckenresten machen.

Ferner besteht bei der kleinen Kuppe 700 m südlich von Ketten der Südabhang aus dünnplattigem, verwittertem Phonolith, während der Rücken der Kuppe bedeckt ist von Hornblendebasanit, der dem Phonolith aufgelagert erscheint.

Ähnlich, wenn auch weniger deutlich sind die Verhältnisse bei dem Küppchen 1000 m östlich von Wallings; auch hier besteht der Hauptteil der Kuppe aus Hornblendebasalt, während der Phonolith gleichsam beiseite gedrängt erscheint.

Bei den verschiedenen anderen aus der Karte leicht ersichtlichen Stellen, an denen Phonolith und Basalt zusammen auftreten, verhindert teils Schutt, teils Humus genauere Beobachtungen. Einschlüsse des einen Gesteins im anderen wurden nicht gefunden. Jedenfalls ist nirgends eine Beobachtuug gemacht, nach welcher der Basalt älter als der Phonolith wäre.

Über das relative Alter der verschiedenen Basalte ist noch weniger Bestimmtes zu ermitteln. So zahlreich die Durchbrüche

sind, nirgends finden sich Ergüsse nachweislich übereinander oder sind Berührungspunkte zweier Ergüsse so aufgeschlossen, daß sich das höhere Alter des einen feststellen ließe.

Auch in der Verteilung der verschiedenen Basalte läßt sich keinerlei Regelmäßigkeit erkennen.

## Literatur.

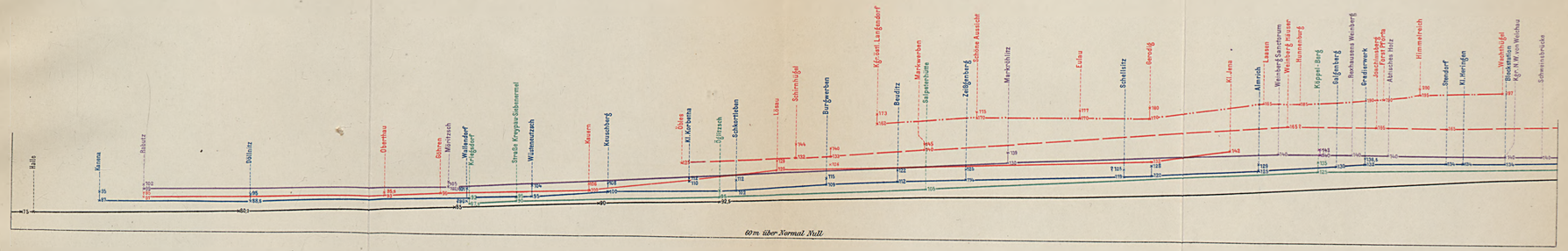

1. Bücking, H., Blatt Helmershausen der geologischen Spezialkarte von Preußen und den thüringischen Staaten. Berlin 1888.
2. —, Jahrbuch der Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt für 1880, S. 152 u. f., 1881, S. 604.
3. —, Die vulkanischen Durchbrüche in der Rhön in Gerlands Beiträgen zur Geophysik VI, 1903.
4. —, Über die Phonolithe der Rhön und ihre Beziehungen zu den basaltischen Gesteinen. Sitzungsberichte der Kgl. Preuß. Akademie der Wissenschaften XXXVI, 1907.
5. Frantzen, W., Erläuterungen zu Blatt Meiningen der geologischen Spezialkarte von Preußen und den thüringischen Staaten 1889.
6. —, Jahrbuch der Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt, Bd. XIII, 1892, S. 138.
7. Gutberlet, Neues Jahrbuch für Min. usw., 1856, S. 26.
8. v. Koenen, Erläuterungen zu Blatt Geisa der geologischen Spezialkarte von Preußen und den thüringischen Staaten. Berlin 1888.
9. Lenk, H., Zur geologischen Kenntnis der südlichen Rhön. Dissertation Würzburg 1887.
10. Maddalena, Zeitschrift der Deutsch. geol. Gesellsch., Jahrgang 1907, Heft 3 und 4, S. 384.
11. Möhl, Die nördlichsten Phonolithdurchbrüche der Rhön. Halle 1865.
12. Möller, E., Neues Jahrbuch für Min. usw. 1888, I, S. 112.
13. Petzold, Petrographische Studien an Basaltgesteinen der Rhön. Dissertation Halle 1883.
14. Rinne, F., Der Dachberg ein Vulkan der Rhön. Jahrbuch der Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt für 1886, Berlin 1887.
15. Soellner, Neues Jahrbuch für Min. usw. Beilage Bd. XXIV.
16. Sommerlad, H., Über Hornblendeführende Basaltgesteine. Neues Jahrbuch für Min. usw. 1883, Beilageband.
17. Zirkel, F., Lehrbuch der Petrographie 1894, Bd. II, S. 455, Bd. III, S. 38.

## Inhalts-Verzeichnis.


| | Seite |
|---|---|
| Topographischer Überblick | 175 |
| Geologische Übersicht | 177 |
| Buntsandstein | 177 |
| Muschelkalk | 180 |
| Keuper | 186 |
| Tertiär | 187 |
| Diluvium | 188 |
| Alluvium | 188 |
| Eruptivgesteine und zugehörige Bildungen | 189 |
| Phonolith | 189 |
| Nephelin-Tephrit | 197 |
| Nephelin-Basanit | 199 |
| Hornblendebasalt | 205 |
| Feldspatbasalt | 211 |
| Nephelinbasalt | 213 |
| Limburgit | 216 |
| Vulkanische Trümmergesteine | 218 |
| Tektonische Verhältnisse | 222 |
| Altersverhältnisse der Eruptivgesteine | 224 |
| Literatur | 225 |

# Längsprofil der Saaleterrassen von Halle a.S. bis in die Gegend von Naumburg a.S.

nach den Aufnahmen der Kgl. Preuß. Geologischen Landesanstalt entworfen von L. Siegert.




## Farben-Erklärung.

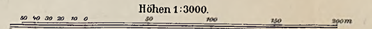
**Präglazial**
- *Basis der 2. Terrasse.*
- *Basis der 3. Terrasse.*
- *Basis der 4. Terrasse.*

**I. Interglazial**
- *Basis der höheren Terrasse.*
- *Basis der tieferen Terrasse (Hauptterrasse).*

**II. Interglazial**
- *Basis der Terrasse.*

**Alluvium**
- *Oberfläche der tieferen Terrasse. (Jungalluvium.)*

Höhen 1:3000.




Längen ca. 1:150000

*Mächtigkeit der Schotter. Die kleinen farbigen Zahlen geben die Höhen in Meter über Normal-Null an.*

Lith. Anst. v. Leop. Kraatz, Berlin.

# Tafel 2.

Fig. 1—4. *Goniodiscus Raabii* n. sp.
Septarienton, Freienwalde (Mark) . . . S. 47

Fig. 5—7. (?) *Pentaceros Beyrichi* n. sp.
Septarienton, Hermsdorf (Mark) . . . . S. 52



Fig. 1.



Fig. 2.



Fig. 3.



Fig. 4.



Fig 5.



Fig. 6.



Fig. 7.

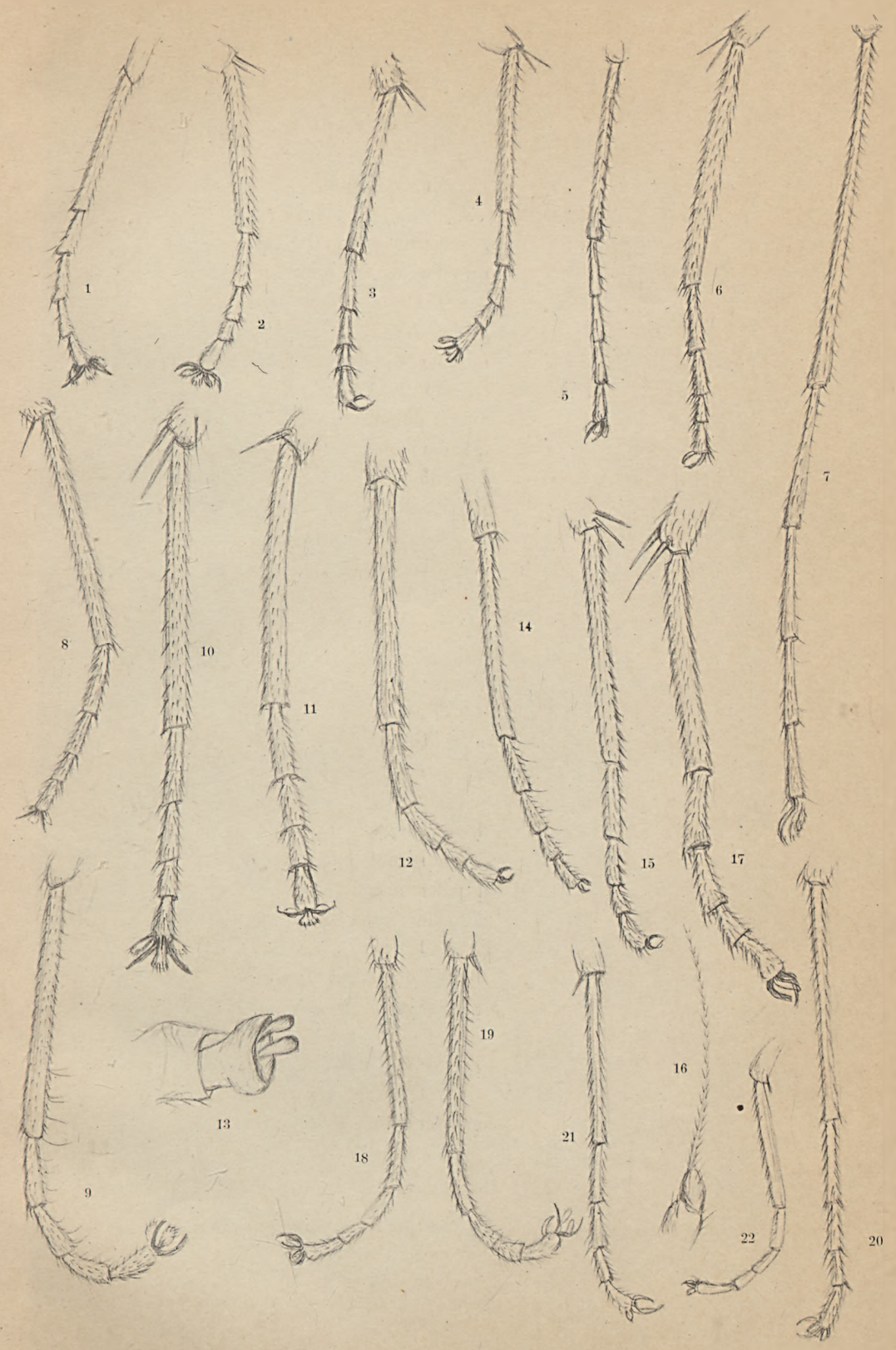
C. Többicke gez.

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W 35.

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

# Tafel 3.

Fig. 1. Vordere Tarsenglieder von *Leptis expassa* nov. sp. ♂ (Nr. 1991). 33 : 1 . . . . . S. 69
Fig. 2. Hintere Tarsenglieder desselben Insektes. 33 : 1.
Fig. 3. Hintere Tarsenglieder von *Leptis expassa* nov. sp. ♀ (Nr. 2568). 33 : 1 . . . . . S. 69
Fig. 4. Item var. (Nr. 102). 33 : 1.
Fig. 5. Vordere Tarsenglieder von *Leptis exporrecta* nov. sp. ♂ (Nr. 1854). 33 : 1 . . . . . S. 70
Fig. 6. Hintere Tarsenglieder derselben Art (Nr. 57). 33 : 1.
Fig. 7. Vordere Tarsenglieder von *Leptis exsanguis* nov. sp. ♂ (Nr. 1982). 33 : 1 . . . . . S. 70
Fig. 8. Hintere Tarsenglieder desselben Insektes. 33 : 1.
Fig. 9. Vordere Tarsenglieder von *Leptis exposita* nov. sp. ♂ (Nr. 1900). 33 : 1 . . . . . S. 71
Fig. 10. Hintere Tarsenglieder desselben Insektes. 33 : 1.
Fig. 11. Vordere Tarsenglieder von *Leptis fascinatoris* nov. sp. ♂ (2584). 66 : 1 . . . . . S. 71
Fig. 12. Vordere Tarsenglieder von *Leptis fascinatoris* nov. (Nr. 1853). 66 : 1 . . . . . S. 71
Fig. 13. Genitalien desselben Insektes (Nr. 1854). 66 : 1.
Fig. 14. Vordere Tarsenglieder von *Leptis fera* nov. sp. (Nr. 2573). 66 : 1 . . . . . S. 72
Fig. 15. Hintere Tarsenglieder desselben Insektes. 66 : 1.
Fig. 16. Fühler von *Leptis ignava* nov. sp. ♂ (Nr. 108). 33 : 1 S. 72
Fig. 17. Mittlere Tarsenglieder dieser Art. 33 : 1.
Fig. 18. Vordere Tarsenglieder von *Atherix evecta* nov. sp. ♂ (*a*. 305). 66 : 1 . . . . . S. 73
Fig. 19. Hintere Tarsenglieder desselben Insektes. 66 : 1.
Fig. 20. Vordere Tarsenglieder von *Atherix evecta* ♀ (Nr. 351). 66 : 1 . . . . . S. 73
Fig. 21. Vordere Tarsenglieder von *Atherix examinata* nov. sp. ♂ (*a*. 388). 66 : 1 . . . . . S. 74
Fig. 22. Vordere Tarsenglieder von *Atherix exigua* nov. sp. ♀ (Nr. 400). 66 : 1 . . . . . S. 74




Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W 35.

Louise Meunier, del.

# Tafel 4.

Fig. 1. Hintere Tarsenglieder von *Atherix evecta* ♀ (α. 351). 66 : 1 . . . . . S. 73

Fig. 2. Vordere Tarsenglieder von *Atherix examinata* ♀ (Nr. 3427). 66 : 1 . . . . . S. 74

Fig. 3. Mittlere Tarsenglieder desselben Insektes. 66 : 1.

Fig. 4. Fühler von *Conicera eocenica* nov. sp. (Nr. 8825) 124 : 1 . . . . . S. 78

Fig. 5. Tibia und mittlere Tarsenglieder desselben Insektes. 124 : 1.

Fig. 6. Tibia und hintere Tarsenglieder desselben Insektes. 124 : 1.

Fig. 7. Kopf von *Aphiochaeta inflata* nov. sp. ♂ (Nr. 1675). 66 : 1 . . . . . S. 74

Fig. 8. Vordere Tarsenglieder desselben Insektes. 124 : 1.

Fig. 9. Tibia und mittlere Tarsenglieder desselben Insektes (Nr. 1208). 124 : 1.

Fig. 10 Hintere Tarsenglieder desselben Insektes. 124 : 1.

Fig. 11. Vordere Tarsenglieder von *Aphiochaeta sepulta* nov. sp. (Nr. 4438). 124 : 1 . . . . . S. 80

Fig. 12. Flügel desselben Insektes. 66 : 1.

Fig. 13. Tibia und Tarsenglieder der Mittelbeine von *Aphiochaeta exporrecta* nov. sp. ♂ (Nr. 6301). 124 : 1 S. 80

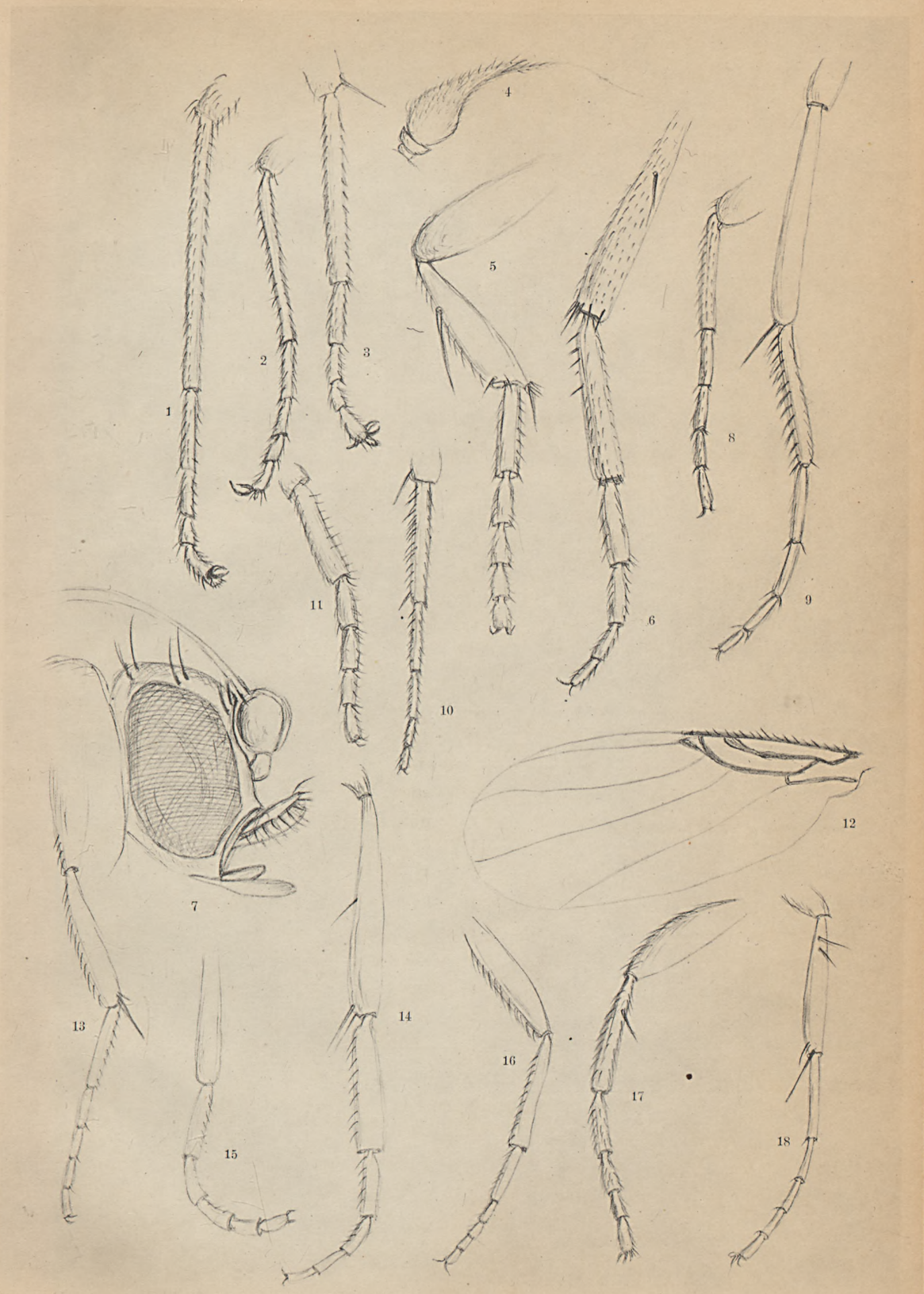
Fig. 14. Tarsenglieder und Tibia der Hinterbeine desselben Insektes (Nr. 1153). 124 : 1.

Fig. 15. Vordere Tarsenglieder von *Aphiochaeta exporrecta* ♀ (Nr. 9488). 124 : 1 . . . . . S. 80

Fig. 16. Tibia und Tarsenglieder der Vorderbeine von *Aphiochaeta insolita* nov. sp. (Nr. 8803). 124 : 1 S. 81

Fig. 17. Vordere Tarsenglieder und Tibia von *Phora territa* nov. sp. (Nr. 8150). 124 : 1 . . . . . S. 82

Fig. 18. Tibia und Tarsenglieder der Mittelbeine desselben Insektes (Nr. 8150). 124 : 1.

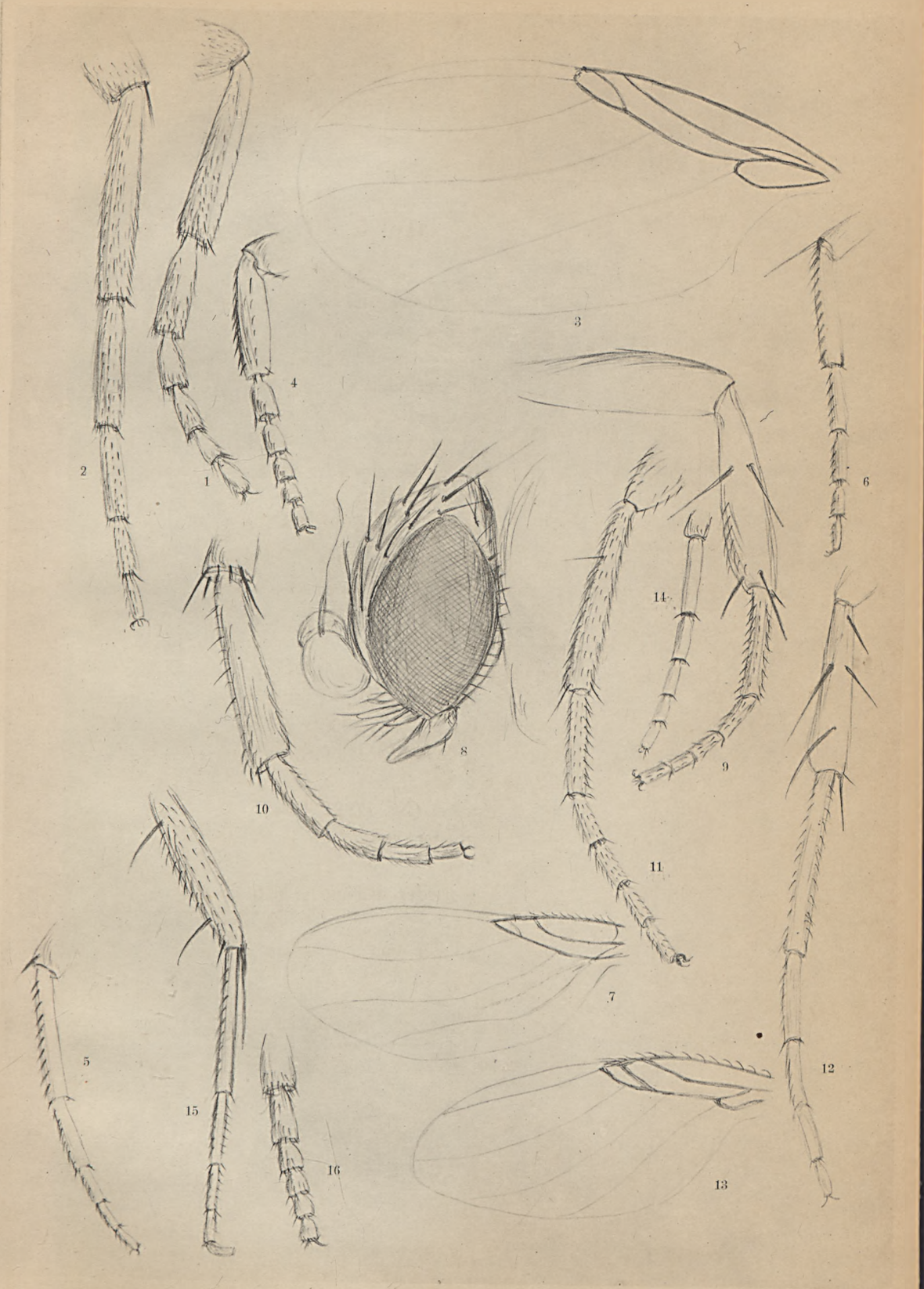



Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W 35.

Louise Meunier, del.

# Tafel 5.

Fig. 1. Tibia und Tarsenglieder der Vorderbeine von *Aphiochaeta lauta* nov. sp. ♂ (Nr. 2591). 124 : 1 S. 81
Fig. 2. Hintere Tarsenglieder desselben Insektes. 124 : 1.
Fig. 3. Flügel von *Aphiochaeta insolita* (Nr. 8803). 124 : 1 S. 81
Fig. 4. Tibia und Tarsenglieder der Vorderbeine von *Phora inclusa* nov. sp. (Nr. 2420). 124 : 1 . . S. 82
Fig. 5. Hintere Tarsenglieder desselben Insektes. 124 : 1.
Fig. 6. Hintere Tarsenglieder von *Phora territa* nov. sp. (Nr. 3052). 124 : 1 . . . . . S. 82
Fig. 7. Flügel desselben Insektes. 124 : 1.
Fig. 8. Kopf von *Phora alaceris* nov. sp. ♂ (α. 234). 124 : 1 S. 83
Fig. 9. Tibia und Tarsenglieder der Mittelbeine desselben Insektes. 124 : 1.
Fig. 10. Hintere Tarsenglieder desselben Insektes. 124 : 1.
Fig. 11. Tibia und Tarsenglieder der Vorderbeine von *Phora petulans* nov. sp. (K. 3066). 124 : 1 . . S. 84
Fig. 12. Tibia und Tarsenglieder der Hinterbeine desselben Insektes. 124 : 1.
Fig. 13. Flügel derselben Art (Nr. 1799). 66 : 1.
Fig. 14. Vordere Tarsenglieder von *Phora concitata* nov. sp. (K. 2590). 66 : 1 . . . . . S. 85
Fig. 15. Tibia und Tarsenglieder der mittleren Beine derselben Art. 66 : 1.
Fig. 16. Vordere Tarsenglieder von *Phora concinna* nov. sp. (α. 413). 66 : 1 . . . . . S. 85




Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W 35.

Louise Meunier, del.

# Tafel 6.

Fig. 1. Vordere Tarsenglieder und Tibia von *Phora alaceris* nov. sp. (*α*. 324). 124 : 1 . . . . . S. 85

Fig. 2. Hintere Tarsenglieder und Tibia von *Phora concitata* (Nr. 2590). 66 : 1 . . . . . S. 85

Fig. 3. Hintere Tarsenglieder von *Phora concinna* (Nr. 413). 66 : 1 . . . . . S. 85

Fig. 4. Vordere Tarsenglieder von *Phora impedita* nov. sp. ♂ (*α*. 327). 124 : 1 . . . . . S. 86

Fig. 5. Tibia und Tarsenglieder der Hinterbeine von derselben Art. 124 : 1.

Fig. 6. Flügel von derselben Art. 124 : 1.

Fig. 7. Vordertarsenglieder von *Phora abducta* nov. sp. (Nr. 8168) . . . . . S. 86

Fig. 8. Tibia und Tarsenglieder der Mittelbeine derselben Art. 124 : 1.

Fig. 9. Flügel derselben Art (8310). 66 : 1.

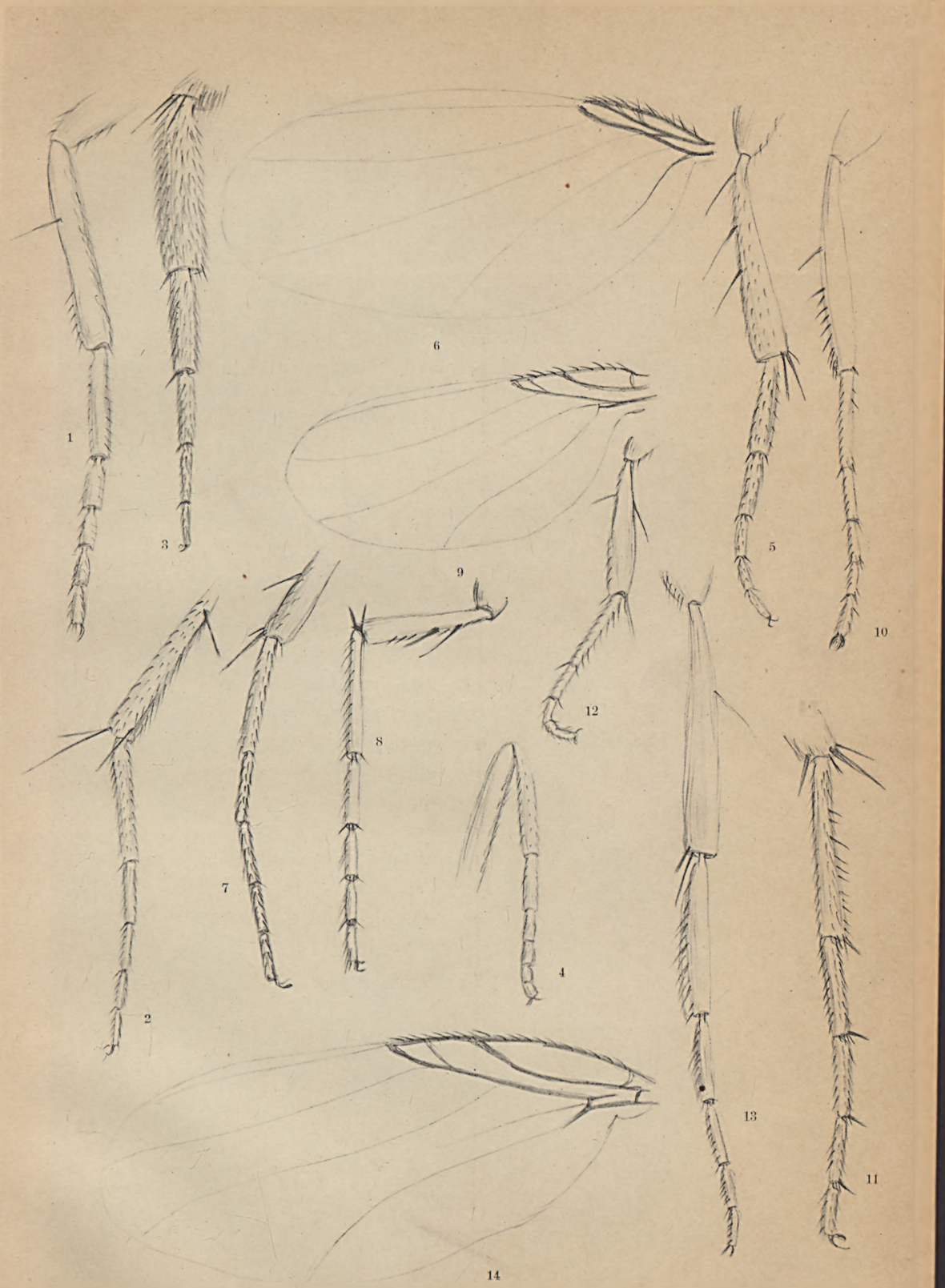
Fig. 10. Tibia und Tarsenglieder der Vorderbeine von *Phora ablata* nov. sp. (Nr. 2509). 66 : 1 . . . S. 87

Fig. 11. Hintertarsen derselben Art (Nr. 2509). 66 : 1.

Fig. 12. Tibia und Tarsenglieder der Mittelbeine von *Phora eridana* nov. sp. ♀ (K. 2596). 124 : 1 . S. 88

Fig. 13. Tibia und Tarsenglieder der Hinterbeine derselben Art. 124 : 1.

Fig. 14. Flügel von *Phora trepida* nov. sp. (Nr. 409). 66 : 1 S. 88




Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W 35.

Louise Meunier, del.

# Tafel 7.

Fig. 1. Tibia und Tarsenglieder der Vorderbeine von *Phora eridana* (K. 2596). 124 : 1 . . . . . S. 88

Fig. 2. Tibia und Tarsenglieder der Vorderbeine von *Phora trepida* nov. sp. (Nr. 3965). 66 : 1 . . S. 88

Fig. 3. Tibia und Tarsenglieder der Mittelbeine von derselben Art (Nr. 5668). 66 : 1.

Fig. 4. Tibia und Tarsenglieder der Hinterbeine von derselben Art (Nr. 1242). 66 : 1.

Fig. 5. Tibia und Tarsenglieder der Vorderbeine von *Phora vincta* nov. sp. ♂ (Nr. 9118). 66 : 1 . . S. 89

Fig. 6. Hinterschenkel und Tibia von *Phora vincta*. 66 : 1.

Fig. 7. Tibia und Tarsenglieder der Mittelbeine von *Phora vincta*. 66 : 1.

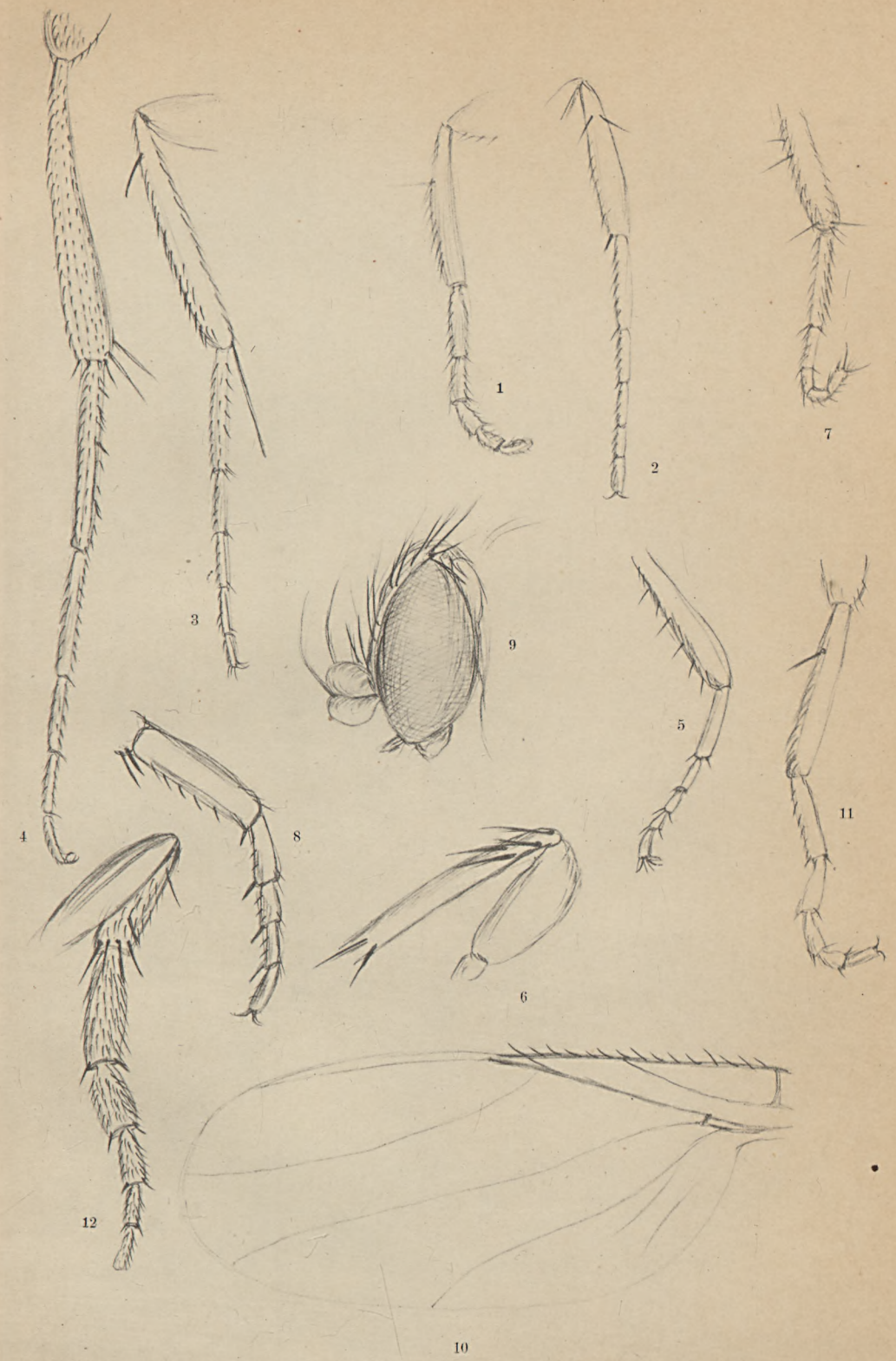
Fig. 8. Hintere Tarsenglieder von derselben Art. 66 : 1.

Fig. 9. Kopf von *Phora vincta*. 66 : 1.

Fig. 10. Flügel von derselben Art. 66 : 1.

Fig. 11. Tibia und Tarsenglieder der Vorderbeine von *Phora corrupta* nov. sp. ♂ (Nr. 7038). 66 : 1 . S. 89

Fig. 12. Tibia und Tarsenglieder der Hinterbeine derselben Art. 66 : 1.



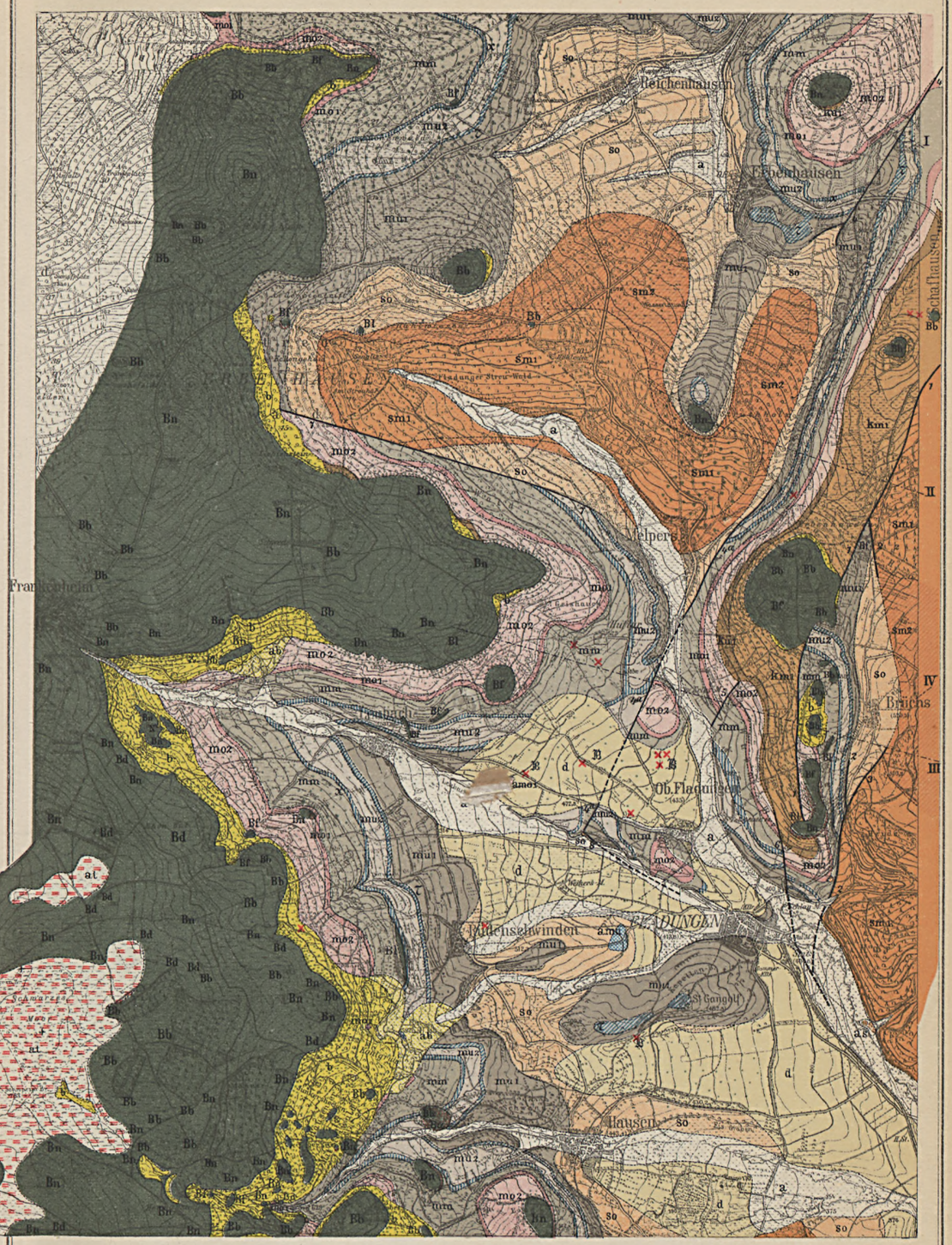

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W 35.

Louise Meunier, del.

# Geologische Karte der Umgegend von Fladungen.

Jahrbuch der Königl. Preuß. Geolog. Landesanstalt 1909 II.






*Geognostisch bearbeitet von Wilhelm Wagner 1907.*

Maßstab 1:50000.

1000 500 0 500 1000 1500 2000 Meter

Lith. Anst. v. Leop. Kraatz, Berlin.

## Farben-Erklärung

**Mittlerer Buntsandstein**

- sm1 — *Vorwiegend rote, meist grobkörnige Sandsteine*
- sm2 — *Vorwiegend weiße, meist feinkörnige Sandsteine*

**Ob. Buntsandstein (Röt)**

- so — *Bunte, meist rote Schieferone*

**Unterer Muschelkalk (Wellenkalk)**

- mu1 — *Unterer Wellenkalk: Untere flaserige und ebene Kalkschiefer*
- t — *Zone der Bänke mit Terebratula vulgaris*
- mu2 — *Oberer Wellenkalk: Obere flaserige und ebene Kalkschiefer*
- x — *Zone der Schaumkalkbänke einschl. der Schichten mit Myophoria orbicularis*

**Mittl. Muschelkalk**

- mm — *Mergelige u. dolomitische Kalkplatten, Mergel u. Zellenkalke*

**Oberer Muschelkalk**

- mo1 — *Trochitenkalk: Hornsteinkalk und die Kalkbänke mit Enerinus liliiformis*
- mo2 — *Kalksteine und Mergel mit Ceratites nodosus*

**Unterer Keuper**

- ku1 — *Letttenkohle: Dunkele sandige und tonige Schiefer*

**Mittlerer Keuper**

- km1 — *Gipskeuper: Bunte Mergel mit Dolomit- u. Quarzknollen*

**Tertiär**

- b — *Mergel, Sand, Ton und Basalttuff mit Braunkohlenresten*

**Diluvium**

- d — *Schotter, Sand u. Lehm*

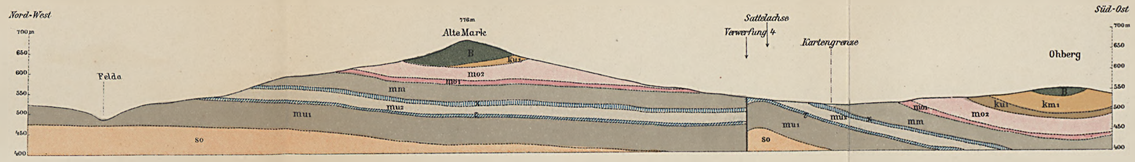
**Alluvium**

- B — *Zerstreute Braunkohlenquarzite*
- at — *Moorbildungen*
- as — *Deltabildungen (Schuttkegel)*
- a — *Ebener Talboden der Gewässer*
- Basaltbeschotterung
- amo1 / amu — *Abgestürzter Muschelkalk*
- ab — *Abgestürzte Tertiärpartien*

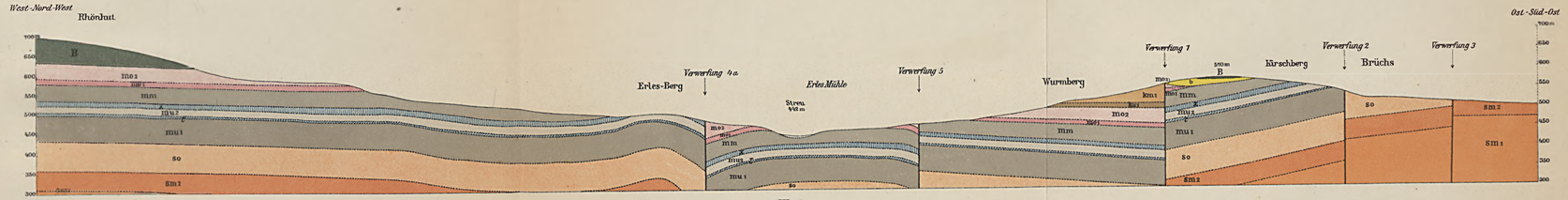
**Eruptivbildungen**

- B — *Basalt*
  - Bf Feldspatbasalt
  - Bb Nephelinbasanit
  - Bn Nephelinbasalt
  - Bd Dolerit
  - Bl Limburgit
  - N Nephelinit
- Bα — *Schlotbreccie*
- *Verwerfungen*

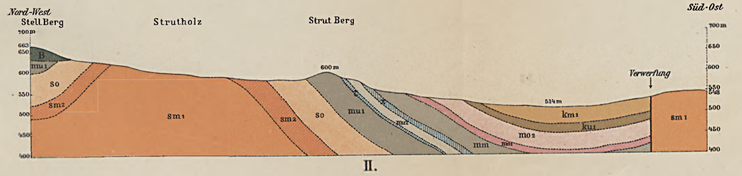
Erbenhäuser-Mulde — Sattel Melpers-Marienhof



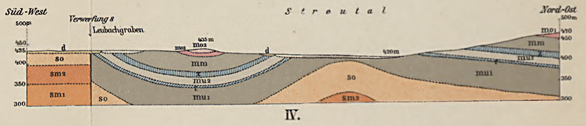

I.




III.




II.




IV.

Maßstab 1:10000.

Lith. Anst. v. Leop. Kraatz, Berlin.

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

# Geologische Karte der Umgegend von Spahl.

Jahrbuch der Königl. Preuß. Geolog. Landesanstalt 1909 II.






Geognostisch aufgenommen von Fr. Kallhardt 1907.

Maßstab 1:50000.

1000 500 0 500 1000 1500 2000 Meter

Lith. Anst. v. Leop. Kraatz, Berlin

## Farben-Erklärung

Mittl. Buntsandstein: **sm** — Vorwiegend rote meist feinkörnige Sandsteine

Ob. Buntsandstein (Röt): **so** — Bunte, meist rote Schiefertone

Unterer Muschelkalk (Wellenkalk): **mu1** — Unterer Wellenkalk: Untere flaserige und ebene Kalkschiefer; **oo** — Zone der Oolithbänke; **z** — Zone der Bänke mit Terebratula vulgaris; **mu2** — Oberer Wellenkalk: Obere flaserige und ebene Kalkschiefer; **s** — Zone d. Schaumkalkbänke einschl. d. Schichten mit Myophoria orbicularis

Mittl. Muschelkalk: **mm** — Mergelige u. dolomitische Kalkplatten, Mergel u. Zellenkalke

Ob. Muschelkalk: **mo1** — Trochitenkalk: Hornsteinkalk und dickbankige Kalkbänke mit Enantius lilliiformis; **mo2** — Kalksteine u. Mergel mit Ceratites nodosus

Unter. Keuper: **ku1** — Lettenkohle: Dunkle sandige u. tonige Schiefer

Mittl. Keuper: **km1** — Gipskeuper: Bunte Mergel m. Dolomit- u. Quarz-Knollen

Tertiär: **b** — Mergel, Sand, Ton u. Basaltuff mit Braunkohlenresten

Diluvium: **d** — Schotter, Sand u. Lehm

Alluvium: Kalktuff

Alluvium: **a** — Ebener Talboden der Gewässer; Verstürzter Wellenkalk

Basalt- u. Phonolithdurchbrüche

Verwerfungen

Eruptivbildungen: **F** — Phonolith; **B** — Basalt: Bf- Feldspatbasalt, Bb- Nephelinbasanit, Bt- Nephelitgehrit, Bn- Nephelinbasalt, Bl- Limburgit (Magmabas.), Bh- Hornblendebasalt; Blasenbasalt; **Bx** — Schlotbreccie u. andr. ungeschichtetes Tuffe

# Zur Geologie Schleswig-Holsteins.

## Kritische Bemerkungen zu den Arbeiten von K. Olbricht und H. Spethmann über Schleswig-Holstein, sowie über die Anwendung der Penck'schen Diluvialgliederung auf Norddeutschland.

Von Herrn **C. Gagel** in Berlin.

Im Juniheft der »Geographischen Zeitschrift« veröffentlicht Dr. K. Olbricht einen Aufsatz über Schleswig-Holstein, nachdem er schon früher an derselben Stelle eine ähnliche Arbeit über die Lüneburger Heide publiziert und auf dem Geographentage in Lübeck über dasselbe Thema gesprochen hatte. Alle diese Arbeiten Olbricht's zeichnen sich durch einen ungewöhnlichen Mangel an Kenntnissen sowohl über die tatsächlichen Verhältnisse der dargestellten Gebiete als auch über diejenigen der damit verglichenen Gegenden aus und verraten außerdem eine ebenso ungewöhnliche Unkenntnis der einschlägigen Literatur, so daß es dringend geboten erscheint, gegen diese Art von »Wissenschaft« nachdrücklichst Protest einzulegen.

Den Mangel an eingehenden Kenntnissen der in der Natur beobachtbaren Tatsachen und der in der Literatur niedergelegten früheren, richtigen Beobachtungen ersetzt Herr Olbricht durch eine Fülle von Behauptungen, die größtenteils nachweisbar unrichtig, zum übrigen Teil unbewiesen und teilweise überhaupt unbeweisbar sind wie seine Angaben über die präglazialen Landoberflächenformen.

Um diese eben gemachten Angaben über den Wert der Olbricht'schen Arbeiten zu belegen, muß ich in aller Kürze die schlimmsten tatsächlichen Unrichtigkeiten der Arbeit über Schleswig-Holstein nachweisen; die Literaturangaben für meine folgenden Ausführungen sind jedem Sachkundigen bekannt und außerdem

vor wenigen Monaten ausführlich und erschöpfend in der ausgezeichneten Arbeit von Struck: Übersicht der geologischen Verhältnisse von Schleswig-Holstein. (Festschrift zur Begrüßung des XVII. Deutschen Geographentages in Lübeck) zusammengestellt, auf die ich hier deshalb verweisen kann; ich müßte den größten Teil des 11 Seiten langen Literaturverzeichnisses abschreiben, wenn ich die einschlägigen Arbeiten, in denen sich die Beläge für meine Feststellungen finden, hier alle nochmals zitieren wollte. Die Beweise für die den Olbricht'schen Behauptungen entgegenstehenden Tatsachen sind in der Struck'schen Arbeit ebenfalls sämtlich sorgfältig durch Literaturangaben belegt.

Ich beschränke mich hier auf die Kritik des Aufsatzes über Schleswig-Holstein. Die Arbeiten über die Lüneburger Heide werden wohl demnächst an anderer Stelle von meinen dort arbeitenden Kollegen entsprechend beleuchtet werden.

Die tatsächlichen Unrichtigkeiten der Olbricht'schen Arbeit sind folgende:

1. Die roten Zechsteintone von Schobüll sind nicht anstehend, sondern diluvial verschleppt und liegen auf Diluvium, wie schon der alte Meyn wußte, der sie daher auf seiner Karte nicht mehr angegeben hat; ebensowenig steht am Roten Kliff auf Sylt schuppenartig überschobenes Tertiär an, sondern nur ältestes Diluvium (präglazial umgelagerter Kaolinsand mit nordischen Geröllen).
2. Cenoman und Turon keilen nördlich der Elbe nicht aus, wie Herr Olbricht behauptet, sondern sind durch die Bohrungen bei Heide in unerwarteter Mächtigkeit und Vollständigkeit bekannt geworden — schon vor vier Jahren!
3. Das Senon ist durch diese Bohrungen bei Heide vielfach durchbohrt (statt nirgends durchbohrt, wie Herr Olbricht angibt) und erreicht lange nicht 500 m Mächtigkeit, wie angegeben.
4. Das Tertiär besteht nicht »zumeist aus kalkigen Sanden und Tonen mit eingelagerten »basalen« Tuffen«, sondern zu einem überraschend großen Teile aus kalkfreien Tonen und Sanden (Glimmersanden, Quarzsanden, Glaukonitsanden, Braunkohlenletten, plastischen Tonen usw.). Gerade diese fast völlige

Kalkfreiheit bezw. große Kalkarmut des tiefen Eocäns und Paleocäns ist eine sehr auffällige und schon mehrfach besonders hervorgehobene Tatsache.

5. Daß die Krustenbewegungen, die die Horste älteren Gesteins in die Höhe gebracht haben, nicht wesentlich ins jüngere Tertiär fallen, sondern zum sehr erheblichen Teil alttertiär sind, ist gerade in Schleswig-Holstein bei Heide schon vor Jahren nachgewiesen.
6. Für die behaupteten posttertiären, nordsüdlich verlaufenden Grabenbrüche bei Hamburg, Brunsbüttel, Tönning fehlt jeder Beweis; alles was wir über das Hamburger Gebiet wissen, spricht dafür, daß es präglaziale Erosionsformen sind, wie durch Wolff sehr wahrscheinlich gemacht ist[1]).
7. Daß wir von der präglazialen »Fastebene« Schleswig-Holsteins nichts wissen, gesteht Herr Olbricht glücklicherweise selbst zu, also erübrigen sich auch alle daran geknüpften Bemerkungen; die in dem Lübecker Vortrag aufgestellte Behauptung, daß der Lüneburger Kalkberg noch die Reste der tertiären Fastebene erkennen lasse, eröffnet aber die aussichtsreichsten Perspektiven auf spätere Arbeiten des Herrn Olbricht.
8. »In Schleswig-Holstein ergaben viele Bohrungen drei Eiszeiten« sagt Herr Olbricht. Leider ist dieses sehr wünschens-

[1]) Ich möchte diese Gelegenheit benutzen, um zu betonen, daß der schon so oft und immer wieder behauptete Zusammenhang zwischen den Oberflächenformen des Diluviums und tektonischen Bewegungen bisher noch in keinem Falle bewiesen, in sehr vielen Fällen aber schon widerlegt ist. Es ist schon an sich schwer denkbar und kaum zu verstehen, wie die doch nur verhältnismäßig geringfügigen Dislokationen bei den mehrfachen Wiederholungen der Eisbedeckung durch die 100 bis über 300 m mächtige Diluvialdecke nicht ausgeglichen sein sollten; daß das Spreetal kein Grabenbruch sein kann, wie auch immer wieder behauptet wird (Wahnschaffe, Oberflächengestaltung III, S. 228) ergibt sich aus meinen Angaben über den vortertiären Untergrund von Berlin (dieses Jahrbuch 1901, S. 167—183): unter dem Spreetal liegt bei Charlottenburg und Spandau Keuper, unter dem Plateau im N. und S. Lias, Kreide und Paleocän. Der allergrößte Teil der Punkte »anstehenden älteren Gebirges« im Bereich des norddeutschen Flachlandes, die zur Konstruktion der Hebungslinien, hercynischen, erzgebirgischen Streichens usw. verwandt sind, haben sich inzwischen als verschleppte, wurzellose Schollen erwiesen, die im Diluvium schwimmen; trotzdem wird unentwegt an dieser alten Hofmann-Lossen'schen Hypothese festgehalten.

werte Ergebnis bisher keinem dort arbeitenden Geologen bekannt; eine Bohrung bei Elmshorn kann vielleicht so gedeutet werden; sonst sind auch aus den tiefsten Bohrungen nur Ablagerungen zweier Eiszeiten bekannt, und wie sich diese zu den die Oberfläche Ostholsteins bildenden letzten Eiszeitablagerungen verhalten, ist leider noch längst nicht sicher, sondern soll erst jetzt durch die Kartierung herauskommen.

9. Von dem »älteren Höhenrücken, der in der Riß-Würm-Interglazialzeit stark zertalt ist«, ist leider auch keinem der in Schleswig-Holstein arbeitenden Geologen etwas bekannt; es fehlt jeder Beweis für diese Behauptung, und alles, was wir wissen, spricht auf das allerbestimmteste dagegen. Der Obere Geschiebemergel, der doch wohl der Würmeiszeit entsprechen soll, reicht zweifellos bis Emmerlefkliff, Süderstapel, Elmshorn und (fast?) bis Lauenburg, also ganz bis in den Westen der Provinz, mit seiner ganz gleichmäßig geringen Verwitterungsrinde, und der mächtige Bahneinschnitt von Süderstapel in einem solchen »interglazialen« Heidehöhenrücken zeigt bis gegen 19 m mächtigen, völlig frischen Oberen Geschiebemergel auf verwittertem altem Diluvium, nicht wie Herr Olbricht von diesen Höhenrücken behauptet, oberflächlich stark verwitterte Moränen.

10. »Die oft zu beobachtenden, tieferen Aufschlüsse mit stark verwitterten Moränen« sind dort leider Gottes auch nicht vorhanden oder bisher wenigstens keinem dort arbeitenden Geologen bekannt; wenn sie vorhanden wären, so wäre die Gliederung des Schleswig-Holsteinischen Diluviums längst einwandfrei durchgeführt. Ich kenne solche stark verwitterten Moränen aus Schleswig nur vom Roten Kliff auf Sylt und noch von einer einzigen andern Stelle und habe auch sonst von keinem mit den Verhältnissen des Landes vertrauten Fachgenossen etwas weiteres derartiges erfahren können. Ich vermute, daß Herr Olbricht überhaupt noch keine stark verwitterten Moränen kennt, und so lange er diese Behauptung nicht durch ganz präzise, nachprüfbare Angaben belegt, muß sie auf das bestimmteste bestritten werden.

11. Nach allem, was wir wissen, ist der »Tuul« (submarine friesische Torf) nicht letztes, sondern vorletztes Interglazial, vielleicht das einzige, jedenfalls das am wenigsten bestrittene, das in Schleswig-Holstein als solches betrachtet werden kann.
12. »In den östlichen Landschaften Schleswig-Holsteins lagern sich über den mächtigen Vorschüttungssanden, die an den Föhrden gut aufgeschlossen sind, Grundmoränendecken ab, die an vielen Stellen mehr als 30 m mächtig werden« — sagt Herr Olbricht. Leider liegen die mächtigen Sande im Osten auf dem mächtigen Oberen Geschiebemergel; weder mir noch irgend einem anderen Geologen ist an irgend einer Föhrde ein Profil bekannt, wie es Herr Olbricht darstellt.
13. »Im Westen schwillt die Mächtigkeit des jüngeren Diluviums stark ab und es umkleidet hier nur die interglazialen Höhen, die das Relief beherrschen« — sagt Herr Olbricht, bleibt aber den Beweis schuldig. Gerade im Süden und Westen bei Mölln, Elmshorn, Schwarzenbeck, Süderstapel sind bis über 12—30 m mächtige Obere Grundmoränen nachgewiesen, die auf Interglazial liegen und die ganze Oberfläche bilden; aber keine, auch nur nach dem Schatten eines Beweises aussehende Beobachtungen für »interglaziale Höhen« sind bekannt; eine Angabe Müller's, die so gedeutet werden könnte, ist längst richtig gestellt.
14. »Nur an den östlichen Seiten der interglazialen Höhenrücken finden wir mächtigere Würmmoränen« sagt Herr Olbricht, sagt aber nicht, wo das zu sehen ist, bezw. woran er das erkennt und wie er diese Moränen von den weiter westlich gelegenen trennt; bis jetzt weiß niemand Anders etwas von dieser höchst auffälligen Sache.

Die ostholsteinische kuppige Grundmoränenlandschaft soll keine Grundmoränenlandschaft sein:

15. »In Wirklichkeit stellt nun diese überaus wellige Landschaft weder eine Häufung von Moränenwällen noch eine Abart der Grundmoränenlandschaft dar, sondern sie entstand als Abtragungsprodukt der Grundmoränenlandschaft bei einer jüngeren Eisbedeckung«.

16. »Die Föhrden stellen durch eine jüngere Eisbedeckung umgeformte Trogtäler dar«. »Daraus folgt, daß die Würmmoränen nach Abschmelzen der sie bedingenden Gletscher erst eine zeitlang stark zertalt wurden«.
17. »Zwischen der Würmeiszeit und diesem jüngeren Gletschervorstoß liegt also eine Zeit, innerhalb deren die Zertalung durch fließendes Wasser eine nicht unbeträchtliche Arbeit geleistet haben muß«.
18. »Wir nennen diese Zeit »baltische Schwankung«, um damit ihre wahrscheinliche Gleichzeitigkeit mit der Achenschwankung anzudeuten«.

    »Die baltische Endmoräne verläuft diskordant zu älteren Moränen«.
19. »Die Gletscher des baltischen Vorstoßes rückten vielleicht wegen des Fehlens einer Verwitterungsdecke während der baltischen Schwankung unter eigenartigen Verhältnissen vor und wirkten lediglich abtragend«.
20. »Wir nennen daher die im Hinterland der baltischen Endmoräne entstandenen Formen Exarationslandschaft«.

Soviel Sätze, soviel nachweisbare Unrichtigkeiten bezw. unbewiesene, aber allen unseren Erfahrungen widersprechende Behauptungen. Die Grundmoränenlandschaft hinter der baltischen Endmoräne ist ein so typisches Beispiel von paysage morainique, das so verblüffend mit den anderen Moränengebieten, z. B. auch dem ganz typischen Jungmoränengebiet Oberbayerns am Würm-Ammersee, in seinen Formen übereinstimmt, daß bei allen Geologen, die paysage morainique aus Augenschein kennen, auch nicht der geringste Zweifel an ihrer typischen Natur bestanden hat oder besteht (siehe Wahnschaffe's »Oberflächengestaltung«).

Daß die Föhrden umgewandelte Trogtäler sind, ist durch nichts bewiesen und höchst unwahrscheinlich, wenigstens wenn Herr Olbricht unter »Trogtal« dasselbe meint, was in den Alpen damit bezeichnet wird. Das Föhrdenproblem ist eins der schwierigsten in der Geologie Schleswig-Holsteins und birgt Konsequenzen in sich, die Herr Olbricht überhaupt nicht ahnt (siehe noch S. 235 ff.).

Der jüngere »Gletschervorstoß nach dem Würmeis« ist bisher

durch nichts bewiesen, widerstreitet aber allen unseren bisherigen Erfahrungen; daß dazwischen eine starke Zertalung des Landes eingetreten ist, dafür ist auch noch nicht der Schatten eines Beweises erbracht.

Die Obere Grundmoräne hinter der baltischen Endmoräne ist sicher identisch mit der Grundmoräne vor ihr, die ganz Lauenburg (ebenso die Uckermark und Neumark) bedeckt; kaum eine andere Tatsache in der Geologie Schleswig-Holsteins ist so feststehend, sie ist durch Kartierung bewiesen.

»Die baltische Endmoräne verläuft diskordant zu älteren Moränen«. — Das kann sehr viel oder gar nichts bedeuten, je nachdem man das Wort »ältere« Moräne auffaßt. Soll damit eine wesentliche Altersungleichheit behauptet werden, wie aus dem Zusammenhang hervorzugehen scheint, so ist die Behauptung nachweisbar und nachgewiesenermaßen falsch.

Daß der hypothetische »baltische Gletscher« im Hauptakkumulationsgebiet »lediglich abtragend« gewirkt hat, »wegen des Fehlens einer Verwitterungsdecke« ist eine so fabelhafte, gegenstandslose Behauptung, daß darüber wirklich kein Wort weiter zu verlieren ist.

Die Formen der ostholsteinischen Moränenlandschaft sind so wunderbar deutlich und nachweisbar unregelmäßige glaziale Aufschüttungsformen, daß von »Exarationslandschaft« überhaupt nicht die Rede sein kann. Will Herr Olbricht ein Exarationsgebiet sehen — der Ausdruck ist in der Literatur schon vorhanden —, so muß er nach Estland gehen; das sieht erheblich anders aus und ist auch ganz etwas anderes.

21. »Wer die Karten von Struck betrachtet, sieht, daß hier der größte Teil seiner Endmoränen als Drumlins gedeutet werden kann«, sagt Herr Olbricht und beweist damit nur, daß er überhaupt kein Drumlingebiet kennt und nicht weiß, wie Drumlins aussehen. Ich kenne Ostholstein aus eigenem Augenschein recht gut und kann versichern, daß Drumlins dort zu den seltensten Erscheinungen gehören, ich kenne sie nur in ganz geringem Umfange bei Heiligenhafen sowie südlich und westlich von Lübeck. Daß sie in der von Struck beschrie-

benen Moränenlandschaft nicht vorkommen, ist ganz sicher und ergibt sich schon aus der Betrachtung der Meßtischblätter.

22. »Im Westen wird die Exarationslandschaft von der baltischen Endmoräne begleitet, die sich immer mehr als eine Aufpressungsmoräne erweist«; das ist ebenso falsch; die Moräne ist zum allergrößten Teile nachgewiesenermaßer typische Aufschüttungsmoräne, was z. T. durch Kartierung, z. T. durch die Arbeiten Struck's bewiesen ist.

23. »Daß nach unseren eigenen Ergebnissen das Yoldiameer in eine viel jüngere Zeit rückt, sicher postbaltisch (postbühl) ist, zugleich in einer noch jüngeren Zeit die Ostsee bis auf einige Salzpfannen ganz eingetrocknet war«, sagt Herr Olbricht. Für diese Aufsehen erregenden Behauptungen, die alles, was wir von der postglazialen Geschichte des Ostseebeckens wissen, geradezu auf den Kopf stellen, ist auch nicht die Spur eines Beweises erbracht oder angedeutet, und sie müssen bis zum Beweise als eine reine Phantasie betrachtet werden.

Das sind sämtliche tatsächlichen Angaben und Behauptungen, die Herr Olbricht bringt und die seinen Spekulationen zugrunde liegen. Es ist nicht eine darunter, die erweisbar richtig ist; die große Mehrzahl ist nachgewiesenermaßen falsch, der Rest unbewiesen, widerstreitet aber allen unseren Erfahrungen und aller Wahrscheinlichkeit.

Dagegen führt Herr Olbricht die wichtigsten stratigraphischen Erfahrungen der letzten 10 Jahre über die Geologie Schleswig-Holsteins überhaupt nicht an, weil er sie offenbar nicht kennt; man vergleiche darüber die oben erwähnte, ausgezeichnete Arbeit von Struck, die schon vor Monaten erschienen ist und eine mustergültige Zusammenstellung alles einschlägigen Materials und aller darauf bezüglichen Literatur bringt.

In einem inzwischen, seit Niederschrift vorstehender Zeilen, erschienenen Aufsatze: Über das Klima der Postwürm-Zeit und die Bedeutung der Terrassen des Ilmenautales für die Erkenntnis desselben (Zentralblatt für Min. usw. 1909, Nr. 19, S. 599 ff.) behauptet nun Herr Olbricht dasselbe wie in dieser eben be-

sprochenen Arbeit über Schleswig-Holstein und behauptet obenein, daß er in diesem erwähnten Aufsatze sogar schon einige Beweise für seine Darlegungen gegeben hätte. Auch hier wird ohne irgend einen tatsächlichen Beweis kurzerhand behauptet, daß die baltische Endmoräne (welche, die nördliche oder südliche Hauptendmoräne?, wird vorsichtshalber nicht verraten) mit dem Bühlvorstoß der Alpen identisch sei, daß dabei Schichten der Würmeiszeit umgeformt seien, daß dieser Vorstoß also natürlich postwürm sei. Auf Grund welcher Beobachtungen die angebliche Umformung der Würmmoräne (soll doch wohl heißen des Oberen Geschiebemergels) erschlossen wird, wird nicht verraten, sondern es wird einfach behauptet. Roma locuta, causa finita!

»Die Ränder der Föhrden bieten typische Erosionsprofile. Über lokal aufgeschlossenen basalen, interglazialen Schichten lagern Vorschüttungssande der Würmeiszeit und darüber Würmmoränen. In die Würmmoränen schnitten sich also erst Täler ein und diese wurden dann von dem jüngeren Gletschervorstoß zu Trogtälern umgeformt« (l. c. S. 600).

Wo das alles zu sehen ist, wird nicht angegeben; ich habe es ebensowenig wie die mir bekannten Fachgenossen während der 10 Jahre meiner Tätigkeit in Schleswig-Holstein gesehen.

Außerdem liegt hier folgender Widerspruch vor: Entweder haben die Föhrden Erosions-Abschnittsprofile, dann sind diese (die Abschnittsprofile) also nach dem Verschwinden des Eises entstanden, oder die Föhrden sind von dem letzten darüber gegangenen Eise umgeformt, dann können sie eben keine Abschnittsprofile haben, dann muß die letzte Grundmoräne die alten Abschnittsprofile überziehen und verdecken, soweit sie nicht in postglazialer Zeit durch die Meeresbrandung wieder zerstört ist. In kenne in Norddeutschland eine ganze, recht große Anzahl Täler, die älter (oder ebenso alt) sind als der jüngste Geschiebemergel, der sich glatt über ihre Ränder nach unten zieht, die also glazial entstanden oder umgeformt sind. Das ist aber an den Föhrden nirgends der Fall.

Nach den mir und anderen Geologen bekannten Aufschlüssen an den Föhrden ist die Frage nach deren Entstehung absolut noch nicht spruchreif; ich will mir jetzt noch kein abschließendes

Urteil darüber erlauben, weil ein sachlich begründetes Urteil ohne ganz sorgfältige, vollständige Kartierung m. E. eben nicht möglich ist.

Die Föhrden Trogtäler zu nennen, ist sehr bequem; das ist aber ein Schlagwort, mit dem unserer Erkenntnis nicht aufgeholfen ist. Mit den durch die Talgletscher der Alpen umgeformten Trogtälern haben sie jedenfalls verzweifelt wenig Ähnlichkeit; sie werden sämtlich nach ihrem Ausgange (im Sinne der Eisbewegung, also nach Westen) zu sehr viel enger und schmäler, und ihre Sohle steigt nach Westen zu rapid und ganz unregelmäßig an; sie enthalten keine Ufermoränen, die sich an ihren Rändern entlang ziehen, sondern die erkennbaren Endmoränen laufen quer über ihre Endigungen bezw. quer vor denselben zusammenhängend durch ganz Schleswig-Holstein. Jede Föhrde setzt sich mehr oder minder deutlich über bezw. durch die Endmoräne nach Westen fort in ein Schmelzwassertal, das den großen Sandr durchquert. Das sind die vorläufig sicheren Tatsachen, die es immerhin noch am wahrscheinlichsten erscheinen lassen, daß die Föhrden subglaziale Schmelzwassertäler der letzten Eiszeit sind (vergl. die diesbezüglichen Arbeiten von E. Weerth), obgleich auch damit noch nicht alle Eigentümlichkeiten der Föhrden erklärt und alle Schwierigkeiten beseitigt sind. — Kleinere Abschnittsprofile kommen stellenweise vor, diese sind aber höchstwahrscheinlich postglaziale Brandungswirkungen. Die jungglaziale Aufschüttung: Oberer Geschiebemergel und Obere Sande, sind an den Föhrden so mächtig, daß man im allgemeinen von Abschnittsprofilen nicht reden kann, man sieht meistens nur ein Schichtenglied in den Aufschlüssen. Wie die Föhrden vor Ablagerung dieses jüngsten Diluviums aussahen, darüber wissen wir vorläufig garnichts, weil wir große Profile quer zu den Föhrenrändern nicht kennen; vielleicht bringt der neue Kaiser-Wilhelmkanal darüber brauchbare Aufschlüsse. Wenn die Föhrden ursprünglich in die Würmmoränen eingeschnittene Täler sind, »die von dem jüngeren Gletschervorstoß zu Trogtälern umgeformt sind« (l. c. S. 600), wo sind dann die Moränen dieses jüngeren Gletschervorstoßes, die »Bühlmoränen«? Es ist mir nur ein einziger, der ganz einheitliche Obere Geschiebemergel von den

Föhrden bekannt, in dem keinerlei Grenze, Verwitterungszone usw. erkennbar ist. Diese Angaben des Herrn Olbricht über die baltische Schwankung usw. sind reine Phantasie.

> »Vor der baltischen Endmoräne liegen nun Sande, die sich durch das breite Stecknitztal fortsetzen und schon im Niveau des Elbtales liegen; da dieses, wie wir schon sahen, jünger ist als die Würmeiszeit, so folgt daraus auch wieder das junge Alter des baltischen Vorstoßes. Die mit der baltischen Endmoräne verknüpften Sande reichten ursprünglich »sicher« weit in das Elbtal, wurden aber durch jüngere Abtragung aus demselben entfernt« (l. c. S. 600).

Wie solch eine Beweisführung überhaupt gedruckt werden kann, verstehe ich nicht; abgesehen davon, daß der Vordersatz unrichtig ist — das Stecknitztal ist mit deutlichen Steilrändern in den Sandr vor der südlichen baltischen Hauptendmoräne eingeschnitten —, enthält der zweite Satz eine petitio principii, und daß die mit der baltischen Endmoräne verknüpften Sande sicher ursprünglich weit ins Elbtal reichten und später entfernt sind, ist durch nichts bewiesen oder auch nur wahrscheinlich gemacht.

Bei der ganzen bisherigen Kritik ist aber noch garnicht diskutiert worden, inwieweit der Ausdruck »Würmmoränen«, der offensichtlich im wesentlichen für das angewendet ist, was auf den Karten der Pr. Geologischen Landesanstalt als »Oberer Geschiebemergel« (Grundmoräne der letzten Eiszeit) bezeichnet wird, hier berechtigt ist und sich damit deckt. Und in bezug hierauf muß ich dem allererheblichsten Bedenken Ausdruck geben, diese Anwendung der Penck-Brückner'schen alpinen Diluvialgliederung auf das norddeutsche Glazialdiluvium als eine gesicherte oder zutreffende Parallelisierung zu betrachten. Ich halte es nach dem bisherigen Stande unserer gesicherten Kenntnisse für ganz unmöglich, die Penck-Brückner'sche Gliederung ohne weiteres auf Norddeutschland zu übertragen.

Ganz offensichtlich hat sich der Gang der Ereignisse im norddeutschen glazialen Diluvium erheblich anders abgespielt als in den Alpen, und wenn ich meiner persönlichen Überzeugung Ausdruck geben darf, so ist das einzige, was wir heut-

zutage mit einiger Wahrscheinlichkeit als richtig annehmen können, die Parallelisierung der alpinen Jungendmoränen (Würmmoränen) mit der »großen« (nördlichen) baltischen Hauptendmoräne. Die Übereinstimmung der topographischen Formen in bezug auf ihre Frische, Schärfe (und großenteils auch in bezug auf die Ausmaße) zwischen den Oberbayerischen Jung-Endmoränen (z. B. zwischen Würm- und Ammersee) mit der Ostholsteinischen Schweiz, der Uckermärkisch-neumärkischen »großen« Endmoräne, den Ostpreußischen Endmoränen, sowie mit der unmittelbar an diese Endmoränen sich anschließenden, sehr stark kuppigen (komplizierten) Grundmoränenlandschaft ist so weitgehend und verblüffend, daß dieses mir augenblicklich als die einzig denkbare Parallelisierungsmöglichkeit erscheint, sofern man solche topographischen Ähnlichkeiten als gültige und beweisende Vergleichsmomente ansehen und überhaupt schon parallelisieren will.

Während aber die Jung-Endmoränen den Rand der Würmvereisung bezeichnen, geht unser norddeutscher Oberer Geschiebemergel über diese »große« (nördliche) baltische Endmoräne ununterbrochen und lückenlos weit nach Süden und Westen und steht noch mit einer Anzahl Endmoränen in Verbindung, deren Formen schon unverkennbar weniger frisch sind[1]), und zwar desto weniger, je weiter nach Süden sie liegen.

Herr Olbricht parallelisiert nun frischweg und ohne die Spur eines Beweises offensichtlich diesen vor der großen baltischen Endmoräne liegenden Oberen Geschiebemergel größtenteils mit den Würmmoränen (im Westen Schleswig-Holsteins aber schon, wie oben erwähnt, mit älteren (Riß-) Moränen) und denselben Geschiebemergel in und hinter der großen baltischen Endmoräne mit dem Bühlstadium, ebenfalls ohne die Spur eines Beweises und verlegt dazwischen die eigens erfundene baltische Schwankung; er weiß nicht, was in der Literatur schon vielfach festgestellt ist, daß der Geschiebemergel vor und hinter der »großen« (nördlichen) baltischen Endmoräne sicher einheitlich ist, oder er übersieht das, weil er unser Diluvium gewaltsam

[1]) C. Gagel, Beiträge zur Kenntnis des Untergrundes von Lüneburg. Dies. Jahrb. 1909 I, S. 254.

in das Penck'sche Schema hinein pressen und den Bühlvorstoß auch bei uns finden will, und weil diese Schematisierung eben mit den sicher bekannten Tatsachen ganz unvereinbar ist. Wenn Herr Olbricht auch nur einigermaßen die Literatur über unser norddeutsches Diluvium kennen und etwas eingehendere tatsächliche Kenntnisse des norddeutschen Diluviums haben würde, so würde ihm selbst wohl trotz seines offensichtlich nicht geringen Selbstbewußtseins die Unmöglichkeit seiner Parallelisierungen eingeleuchtet haben; weil Herr Olbricht aber offenbar weder die genügenden tatsächlichen Feld-Erfahrungen noch auch nur halbwegs genügende Literaturkenntnisse hat, muß seine Legitimation, über diese Verhältnisse mitzureden und Schleswig-Holstein mit den Alpen zu parallelisieren, auf das nachdrücklichste bestritten und mit aller Entschiedenheit gegen diese »Versuche mit untauglichen Mitteln« Protest erhoben werden, die unsere Kenntnisse nicht nur nicht im mindesten vermehren, sondern nur den Fortschritt der gesicherten Erkenntnis aufhalten und bei unkritischen Leuten, die die Verhältnisse nicht selbst beurteilen können, nur Verwirrung anrichten.

Wenn diese Methode, mit ganz unzulänglichen Erfahrungen und Beobachtungen und ebenso ungenügender Literaturkenntnis »wissenschaftliche« Arbeiten zu schreiben, weitere Anwendung findet, so wird es in kurzem ganz unmöglich sein, sich überhaupt noch durch diesen Wust von »Hypothesen« durchzufinden und die tatsächlichen, gesicherten Erkenntnisse herauszufinden; dabei muß jeder wirkliche Fortschritt der Wissenschaft aufs äußerste erschwert werden, und es ist daher höchst bedauerlich und kaum begreiflich, wie derartig oberflächliche Elaborate in wissenschaftliche Zeitschriften überhaupt Aufnahme finden können und so ernsthafte Forscher gezwungen werden, ihre Zeit mit der Widerlegung derartiger Schriftstellerei zu vergeuden.

Eine zweite Arbeit von ähnlichen Qualitäten ist die von H. Spethmann über die Lübecker Mulde und ihre Terrassen[1]).

[1]) H. Spethmann: Die Lübecker Mulde und ihre Terrassen. Ein Beitrag zur postglazialen Genetik des südwestlichen Ostseebeckens. Zentralblatt für Mineralogie usw. 1907, S. 97—105.

Auch diese Arbeit bringt nicht eine richtige neue Beobachtung oder einen brauchbaren neuen Gedankengang, sondern nur eine ganze Anzahl z. T. nachweislich falscher, z. T. wenigstens allen unsern bisherigen Beobachtungen widersprechender und nicht bewiesener Behauptungen und zieht hieraus und aus einer Anzahl älterer — aber nicht ihrer Herkunft nach erwähnter — Angaben Schlüsse über postglaziale Hebungen und Senkungen, denen auf das bestimmteste und nachdrücklichste widersprochen werden muß, da sie zu ganz unmöglichen Konsequenzen vor allem für unsere großen Stromsysteme führen, über deren Schicksal nach der angenommenen Hebung ausgerechnet ihres Mündungsgebietes um mehr als 50 m sich der Autor keine weiteren ernsthaften Gedanken macht. Herr Spethmann schreibt:

»Eine Endmoränenstaffel zieht sich über den Igelberg zwischen Selmstorf und Schönberg nach Lockwisch, während eine andere die Höhen von Sülsdorf und Utecht aufbaut. Westlich vom Ratzeburger See setzt sie sich, ihre NO. — SW.-Richtung beibehaltend, bis nach Hollenbeck am Elb-Travekanal fort, wo sie an einen Endmoränenbogen stößt, der über Westerau nach Reinfeld verläuft. Somit wäre die Tatsache festgestellt, daß Endmoränen allerseits die Lübecker Niederung umrahmen« (S. 97—98).

Hierzu ist zu bemerken, daß die erste dieser angeblichen Endmoränenstaffeln zwar schon von E. Geinitz in »Die Endmoränen Mecklenburgs« S. 30—31 beschrieben ist, was Herr Spethmann nicht erwähnt, nichts destoweniger aber tatsächlich nicht vorhanden ist, wie ich mich durch eingehende Begehungen überzeugt habe. Es ist dort typische Grundmoränenlandschaft ohne jede einheitliche Streichrichtung der Geschiebemergelrücken vorhanden; dieselben streichen z. T. SO. — NW., z. T. (unmittelbar daneben) ONO. — WSW. bezw. ganz undefinierbar; die kleinen Sand- und Kiesflecken, die darin vorkommen, machen noch nicht $^1/_{10}$ v. H. der Gesamtbildung aus und verschwinden im Landschafts- und Kartenbilde völlig. Die Geschiebebeschüttung ist nicht größer als in anderen, abseits vom Verkehr liegenden Grundmoränengebieten, ein Sandr fehlt völlig, Abflußrinnen ebenso; warum das eine Endmoräne sein soll, ist also unerfindlich.

Daß die andern angeführten »Endmoränen« ebensowenig vorhanden sind, zeigt der erste Blick auf die geologische Karte: Blatt Ratzeburg und Krummesse; auch hier ist nur typische Grundmoränenlandschaft ohne jede Geschiebepackung, ohne jede auffällige Geländeform, ohne Kieshügel, Sandr und Abschmelzrinnen vorhanden; auch nicht die leiseste Andeutung einer Endmoräne ist dort zu finden.

»Diese Litorinasenkung störte durch das schollenartige Absinken des Landes die Horizontalebene, in welcher die kleinen Wellen auf dem wagerechten, oder jedenfalls nur sehr geringe Neigung aufweisenden Spiegel des Stausees die Terrassen aus der gestaltreichen Oberfläche meißelten« (S. 98).

Der eine »geringe Neigung aufweisende Wasserspiegel« ist jedenfalls eine physikalische Merkwürdigkeit von hervorragender Bedeutung, deren Entdeckung Herrn Spethmann vorbehalten blieb; die »durch das schollenartige Absinken gestörte Horizontalebene« ist aber leider ebenfalls nicht vorhanden. Die Lübische Ebene zeigt auf ihrer etwa 12—15 km betragenden Breite eine so gleichmäßige tischplatte, meistens zwischen 10—15 m Meereshöhe liegenden Oberfläche (wo sie nicht durch Erosionsrinnen unterbrochen ist), wie selten sonst ein gleich großes Gelände und von »schollenartigem« Absinken zeigen weder die ungestörten Oberflächenformen noch die Unterkante des Diluviums die geringste Spur. (Die Unregelmäßigkeiten im Travelängsprofil erklären sich ganz anders, wie nachher bewiesen werden wird).

»Die Paßhöhe im Delvenautal kann zur Zeit des abschmelzenden Inlandeises nicht mit der augenblicklichen übereingestimmt haben, da sie durch Vermoorung der in ihr fließenden Wassermassen in ein immer höheres Niveau gerückt ist« und soll im Delvenautale »unter 16,6 m gelegen haben« (S. 99).

Hierzu ist zu bemerken, daß erstlich fließendes Wasser nicht vermoort, sondern nur stagnierendes, ferner daß die Wasserscheide im Stecknitz-Delvenautal etwa 2 km südwestlich von Mölln liegt, da, wo die von keinem Moore bedeckte ganz horizontale Talsandfläche ganz genau in 20 m Höhe eine Erstreckung von mehr als 1 km aufweist, bevor sie wieder nach S. Gefälle bekommt und

unter die Moorbedeckung untertaucht. Dies ist ohne weiteres aus der geologischen Karte Blatt Mölln festzustellen, war aber auch schon früher aus dem einfachen Meßtischblatt zu ersehen.

Herr Spethmann hat die Wasserscheide an einem ganz falschen, viel zu weit südlich gelegenen Punkte gesucht und ist so zu dieser viel zu niedrigen Angabe gekommen.

Auf diese gegenüber früheren, richtigen Angaben als »Berichtigung« aufgestellte Behauptung von der unter 16,6 m liegenden Paßhöhe ist der größte Teil der nachfolgenden Spekulationen aufgebaut, die damit ohne weiteres hinfällig werden. Herr Spethmann »vermochte dann auf große Strecken hin in dem Lübeckschen Stausee Terrassen festzustellen« (S. 99)[1]) und ist dann so freundlich, auf der folgenden Seite zu bemerken, daß schon Gagel die Terrassen »am Ratzeburger See« konstatierte. Hierzu ist zu bemerken, daß ich in meiner Arbeit »Über die geologischen Verhältnisse der Gegend von Ratzeburg und Mölln« (dieses Jahrbuch 1903, Bd. XXIV, S. 74) ausdrücklich hervorgehoben habe, daß die Terrassen auf der W.-Seite des Ratzeburger Sees durchgehends etwas tiefer als 22—27 m liegen und nur selten 20 m Meereshöhe erreichen und dann wörtlich schreibe: »Die Terrassen setzen sich nach N. ununterbrochen in das weite Staubecken fort, das sich rings um Lübeck erstreckt« und S. 75 »Diese Staubeckenbildungen

[1]) Wenn Spethmann hier (S. 98) und in einer späteren Arbeit (Globus 1909, Bd. XCVI: Die physiographischen Grundzüge der Lübecker Mulde (S. 309), Struck das Verdienst zuschreibt, die Terrassen des Lübischen Stausees und ihre Entstehung erkannt zu haben, so möchte ich gegen diese Darstellung der historischen Entwicklung unserer Kenntnisse denn doch Einspruch erheben. Die Auffindung der bis dahin völlig übersehenen Terrassen am Ratzeburger und Möllner See, ihre Entstehung und ihr Zusammenhang mit den Trockentälern, ferner die Auffindung der bis dahin ebenfalls völlig übersehenen Quellenhorizonte am Ratzeburger See und die unter lebhaftem Widerspruch Gottsches erfolgte, damals ganz unerhörte Feststellung, daß auch auf dem Oberen Geschiebemergel Bryozoensande liegen, waren die ersten Resultate meiner Kartierungsarbeiten bei Ratzeburg im Sommer 1901, und in diesem selben Sommer 1901 habe ich diese oben erwähnten Funde auch den Lübecker Geologen Struck und Friedrich gezeigt und eingehend bewiesen. Wenn die Arbeiten von Struck und Friedrich mit den dahin gehenden, übrigens noch sehr vorsichtig gefaßten und hypothetisch verklausulierten Bemerkungen früher erschienen sind als mein diesbezüglicher ganz positiv ausgedrückter Aufnahmebericht, so liegt das an dem stets sehr verspäteten Erscheinen des offiziellen Teiles dieses Jahrbuchs mit den jährlichen Aufnahmeergebnissen.

bedecken schon die NW.-Ecke des Blattes Ratzeburg bis zu etwa 15 m Meereshöhe, sowie den nördlichen Teil des Blattes Krummesse, wo sie sich bis in das Stecknitztal hinein erstrecken.«

Herr Spethmann hat also etwas »festzustellen vermocht«, was bereits seit 3 Jahren unzweideutig gedruckt und ihm bekannt war, ohne daß er es aber zu erwähnen für nötig befindet.

S. 101 schreibt Herr Spethmann: »Konnte denn das Wasser überhaupt im Lübecker Stausee zu einer derartigen Höhe anschwellen, da ja niedriger als 16 m im Stecknitztal ein Abfluß geboten war?«

Wie es mit dem »niedriger als 16 m« beschaffen ist, habe ich schon vorher auseinandergesetzt; die Überlaufhöhe betrug zuletzt noch 20 m.

Herr Spethmann stellt dann scharfsinnige Betrachtungen an, ob das Stecknitztal etwa durch totes Eis verstopft war oder erst im Spätglazial durch tektonische Vorgänge entstanden ist, und zieht dann als Erklärung die angebliche Endmoräne Utecht-Hollenbek herbei, die, wie oben ausgeführt, nicht vorhanden ist; auf den allereinfachsten und nächstliegenden Gedanken, daß ein von heftig strömendem Gletscherwasser durchzogenes Schmelzwassertal im Laufe der Zeiten erodiert wird und so der Spiegel des dahinter liegenden Stausees gesenkt werden muß, kommt Herr Spethmann garnicht. Und dabei sind auch im Stecknitztal die Spuren höherer Wasserstände 15 m über der Talsohle sehr deutlich zu erkennen. Da das damals aber unglücklicherweise noch nirgends gedruckt war, hat es Herr Spethmann leider auch nicht »festzustellen vermocht«.

Wie das Eis bei der hypothetischen Randlage Groenau-Beidendorf (S. 101) noch das Stecknitztal sperren konnte (wie behauptet wird), wird nicht weiter verraten.

»In dem Augenblick, wo der Stausee das Stecknitztal erreichte, sank der Spiegel des Wassers sicher bis 16 m, wahrscheinlich noch tiefer. In diese Periode des Stausees fällt die Entstehung der Terrassen von 16 m und noch tieferer Lage« (S. 101).

Hierzu ist zu bemerken, daß die Terrassen der Lübeckschen

Ebene größtenteils zwischen 10 und 15 m liegen, mit großer Annäherung an den oberen Wert, der stellenweise noch überschritten wird, und daß diese Terrassen großenteils von »Staubeckensanden«[1]) gebildet sind, die teils unter, teils über dem jüngsten Beckenton liegen und großenteils horizontale, vielleicht noch öfter aber Kreuzschichtung zeigen, also in lebhaft fließendem Wasser abgesetzt sind, das also in erheblich mehr als 16 m Meereshöhe geflossen sein muß; denn erstens muß es doch eine gewisse Tiefe gehabt haben und dann brauchte es auf die etwa 15—20 km bis südlich Mölln, wo der Überlauf der Talwasserscheide in 20 m Meereshöhe liegt, doch auch noch Gefälle.

Die angebliche Strandlinie südwestlich von der »Hohen Lieth«[2]) bei Ratekau (S. 102) ist natürlich ebensowenig vorhanden und kann auch nicht vorhanden sein. Das ergibt sich aus der geologischen Situation, denn südwestlich von der Hohen Lieth liegt die typische unverwaschene Endmoränenlandschaft mit ihren abflußlosen Vertiefungen.

Aus diesen angeführten Stellen und den zugefügten Bemerkungen ergibt sich, daß die richtigen Tatsachen in den Spethmann'schen Arbeiten nicht neu — aber ohne Angabe der ursprüng-

[1]) Wenn Friedrich in seiner Arbeit »Der geolog. Aufbau der Stadt Lübeck und ihrer Umgebung«, S. 37 den Ausdruck Staubeckensande bemängelt, weil die Sande Kreuzschichtung zeigen, also in fließendem Wasser abgesetzt sein müssen, so ist das eine vollständige Verkennung der Bedeutung des Wortes »Staubeckensand«. Daß jeder Sand nicht in stehendem, sondern in fließendem Wasser abgesetzt ist, ist doch selbstverständlich und braucht in einer wissenschaftlichen Publikation nicht erst betont zu werden; es ist aber ein wesentlicher Unterschied, ob die Talsande in einem langen, schmalen Tal oder in einem breiten, hinter einem Stau gelegenen Becken abgesetzt sind in Verbindung mit »Beckentonen«, wenn das zurzeit stagnierende Wasser wieder in Bewegung kam. Die Form des einschließenden Geländes soll durch Staubeckensand bezeichnet werden, nicht die Art des Absatzes, und wenn Friedrich dann weiter apodiktisch schreibt: »Ein Sand mit großen Geschieben ist kein Talsand«, so beweist das nur seine völlige Unerfahrenheit über alle außerhalb der nächsten lübischen Umgebung liegenden Gebiete. Herr Prof. Friedrich sollte sich einmal die hohen Oderterrassen (NB. Aufschüttungsterrassen) der Gegend zwischen Angermünde und Prenzlau ansehen, um zu erfahren, wie zahlreiche große Geschiebe in zweifellosen Talsanden liegen (wohl durch Drift!) und daß die Natur sich nicht nach theoretisch ausgerechneten Bestimmungen richtet.

[2]) Es heißt natürlich: die Hohe Lieth (derselbe Name wie in Hain-leite) bezw. plattdeutsch: dat hooge Lieth, nicht »das hohe Lied«, wie Herr Spethmann schreibt, was ohne jeden Sinn ist.

lichen Beobachter angeführt —, die neuen Beobachtungen nicht richtig sind, und daß der Rest (Endmoräne von Selmsdorf) weder neu noch richtig ist.

Wie die daraus gezogenen Schlüsse beschaffen sein müssen, ergibt sich demnach von selbst.

»Wird für das Gelände nördlich der Stadt auch nur eine Senkung um 20 m angenommen, so ergibt sich, daß der Nordrand und mit ihm die Nordhälfte der Mulde 20 m höher als gegenwärtig gelegen haben muß, was aber zur Folge hat, daß das Nordufer des Stausees südlich von der Stadt gelegen hat und daß es in unseren Tagen infolge der Landsenkung eingeebnet ist« folgert Herr Spethmann S. 102.

Aus dieser Unmöglichkeit wird ganz richtig geschlossen, daß entweder die Litorinasenkung noch weit mehr südlich bis über die Wasserscheide zwischen Nord- und Ostsee gereicht haben muß, was aber zu anderen unangenehmen Konsequenzen geführt haben müßte und deshalb abgelehnt wird, oder »daß während der Abschmelzperiode die Höhe des Landes im großen und ganzen der augenblicklichen entsprochen habe. Alsdann, als der Rand des Eises schon in Skandinavien lag, trat eine Hebung ein; eine Zeit lang war das Land in höherem Niveau als gegenwärtig, bis erst die Litorinasenkung die jetzige Höhenlage schuf (S. 103).

Wenn das Land an der Unterelbe zur Zeit der Bildung der nördlichen Endmoräne nicht höher gelegen haben kann als jetzt, da — nach Spethmann — das Thorn-Eberswalder Haupttal dann keinen Abfluß durch die Unter-Elbe gehabt hätte, so ist nicht einzusehen, wie es später zur Ancyluszeit in der vorher für unmöglich erklärten Höhe gelegen haben kann, denn die alluviale Elbe muß doch ebenso einen Abfluß gehabt haben als der frühere Urstrom, in dessen Tal sie fließt.

»Wohl zum Beginn der Ancylus-Phase setzte die Hebung ein, die auch in Skandinavien nachgewiesen ist, durch sie entstand der Ancylus-See, dessen südöstlichste Zipfel, soweit bis jetzt bekannt, bis Travemünde und Kiel reichten«. »Aber auch nach Süden wird durch die Föhrden Schleswig-Holsteins,

durch die Trave und Stecknitzniederung usw. eine Entleerung vor sich gegangen sein« (S. 103).

Hierzu ist zu bemerken, daß Ablagerungen des Ancylus-Sees meines Wissens bisher bei Travemünde und Kiel nicht nachgewiesen sind, sondern nur Süßwasseralluvionen unter Litorinabildungen.

Da aber bisher überhaupt als einziger »Beweis« für die höhere Lage des Landes zur Ancyluszeit die tiefen Täler der Trave und ihrer Nebenflüsse angeführt sind, die ein sehr starkes Gefälle nach Norden haben, also einen relativ tiefer gelegenen Seespiegel voraussetzen sollen — ein anderer »Beweis« für die Ancylushebung ist überhaupt nicht vorhanden —, so ist absolut nicht einzusehen, wie das Wasser des hypothetischen Ancylussees nun plötzlich wieder nach Süden bezw. Westen über den Höhenrücken geflossen sein soll, mit rückläufigem Gefälle, also höher aufgestaut gewesen sein soll als jetzt die Ostsee, denn an den Föhrden fehlen ebenfalls alle Spuren eines derartigen Stausees[1]). Es liegt in diesem »Beweis« für die Ancylushebung und dieser Annahme des Überlaufs nach Westen ein vollkommener Widerspruch, der gleich geheimnisvoll ist für Weise wie für Toren.

Mit einer Leichtigkeit, als wenn es sich um die Bewegung von Tennisbällen handelt, werden hier andauernd zehntausende von Quadratkilometern um 20—50 m gehoben und gesenkt, je nachdem eine mehr oder minder wahrscheinliche Annahme oder lokale Beobachtung es zu erfordern scheint, ohne auf die inneren Konsequenzen für dieses und für andere Gebiete und auf direkt entgegenstehende Beobachtungen die mindeste Rücksicht zu nehmen, um endlich zu dem Schluß zu kommen, daß jetzt, nach all den Hebungen und Senkungen genau dieselben Niveauverhältnisse wieder vorhanden sind wie zur Zeit der großen baltischen Endmoräne. Um das zu glauben, daß ein so intensiv zerstückeltes altes Schollenland, wie es das norddeutsche Flachland ist, auf mehr als 1000 km Erstreckung ganz gleichmäßig gehoben und gesenkt sein soll, um zum Schluß genau in den früheren Zustand versetzt zu werden, dazu gehört mehr Gläubigkeit, als

[1]) Die einzige Haderslebener Förde und der anschließende sogenannte Haderslebener »Damm« (eigentlich dänisch: Haderslev-dammen = Haderslebener See) zeigen Terrassen, die aber viel zu niedrig liegen für einen Überlauf nach Westen.

ich aufbringen kann. Es muß daher gegen diesen Landbewegungsunfug einmal nachdrücklichst Protest erhoben werden.

Die Niveauveränderungen, die am Schluß der Eiszeit und später in Skandinavien und dem südwestlich davon gelegenen Gebiet stattgefunden haben, gehören zu den schwierigsten und kompliziertesten geologischen Problemen (vergl. die diesbezüglichen Untersuchungen von Brögger), und wer sich mit ihrer Aufhellung befassen will, muß eine sehr große Erfahrung und umfassende Kenntnisse über das ganze Gebiet und alle in Betracht kommenden Verhältnisse und Beobachtungen haben. Für einen Studenten in den ersten Semestern ist dies jedenfalls ein möglichst ungeeignetes Schreibobjekt, und es ist höchst bedauerlich, daß ein derartiges phantastisches und von einer jedenfalls durch möglichst geringe Sachkenntnis getrübten Unbefangenheit zeugendes Elaborat wie diese Spethmann'sche Arbeit im »Zentralblatt« Aufnahme und damit weiteste Verbreitung finden und somit die Notwendigkeit geschaffen werden konnte, es überhaupt zu beachten und zu widerlegen. Da diese Arbeit aber wegen ihres Erscheinungsortes neuerdings (wie erwähnt) schon zitiert und als Argument benutzt wird, so war ihre Widerlegung nicht zu vermeiden.

Wie ich demnächst in einer besonderen Arbeit ausführlich darlegen werde, ist der einzige sogenannte »Beweis« für die Ancylushebung, die tiefe Lage des Travetales unter dem Ostseespiegel, gar kein Beweis dafür, sondern erklärt sich ebenso wie die Kryptodepressionen der flußartigen und langgestreckten Seen (Hemmelsdorfer See mindestens — 32 m, Ratzeburger See — 17m, Schaalsee — 36 m, Lütauer See — 3,5 m unter Meeresspiegel), die überhaupt von keinem Fluß durchzogen werden, sondern nur ganz minimale Abflüsse haben, aus ihrer Lage zur großen nördlichen Endmoräne, durch deren z. T. subglazial verlaufende Schmelzwasser alle diese tiefen Rinnen ausgewaschen bezw. ausgekolkt sind.

Die Untertrave ist eine typische Föhrde mit all den eigentümlichen Schwierigkeiten des Föhrdenproblems und mit ganz unregelmäßigem Längsprofil; sie hat absolut kein ausgeglichenes Gefälle, sondern weist typische »Schwellen« auf, was Herr Spethmann, wie oben erwähnt (und auch in einer anderen Arbeit) dann

natürlich auf tektonische Bewegungen zurückführt, trotzdem die zu beiden Seiten daneben liegende Lübische Ebene völlig eben und ungestört ist. Die Untertrave ist keineswegs ein einfaches »ertrunkenes« Flußtal, sondern eine unzweifelhafte Schmelzwasserrinne, die in umgekehrter Richtung erodiert ist.

Alles, was wir in der Lübischen Ebene und südlich davon beobachten und nachweisen können — einheitliche Strandlinien, unverbogene Terrassen, Verbreitung des blauen Beckentons genau im Verlauf der jetzigen 10 m-Kurve (Friedrich l. c. S. 36) —, spricht auf das allerbestimmteste gegen jede größere, unregelmäßige Hebung oder Senkung (im alleräußersten Falle könnte nördlich von Lübeck eine Senkung von etwa 5 m eingetreten sein), und man stelle sich doch einmal vor, was wohl aus unseren großen Flußsystemen Elbe und Oder geworden sein müßte, wenn ausgerechnet ihr Mündungsgebiet um mindestens 50 m (nach Spethmann, d. h. eigentlich nach Friedrich[1]) — nach anderen noch freigebigeren Leuten sogar noch mehr, bis über 100 m — gehoben wäre.

Die ganze sogenannte Ancylushebung, wenigstens an der deutschen Küste des Südwestbalticums, ist reine Phantasie; die Litorinasenkung zum erheblichen Teil übrigens auch, und die für die letztere angeführten Beweise bedürfen noch einer sehr eingehenden Kritik, die ich ihnen demnächst auch angedeihen lassen werde.

Die als Beweise für die allgemeine Litorinasenkung aus Norddeutschland angeführten Tatsachen zeigen bei näherer Betrachtung auf das Unzweideutigste, daß es sich dabei um durchaus lokale, von einander unabhängige und in ganz verschiedenem Ausmaß erfolgte Senkungen handelt, nicht — oder nur in sehr geringen Maße — um ein einheitliches Phänomen, und daß der nachweisbare Betrag der Senkungen ein ganz erheblich geringerer gewesen ist als die oben angeführten 50 m.

[1]) P. Friedrich, Die Lübischen Litorinabildungen. Mitt. der geogr. Ges. zu Lübeck 1902, Heft 20, was von Spethmann ebenfalls nicht erwähnt wird.

z. Z. Lübeck, 18. August 1909.

# Die nichtbasaltischen Eruptivgesteine zwischen Wirges, Boden und Ettinghausen im südwestlichen Westerwald.

Von Herrn **H. Schneiderhöhn** in Gießen.

Hierzu Tafel 11—13 und 4 Textfiguren.

## Einleitung.

Die trachytischen, andesitischen und phonolithischen Eruptivgesteine des südwestlichen Westerwaldes sind schon mehrfach Gegenstand petrographischer Untersuchungen gewesen, deren Ergebnisse aber großenteils nicht mehr dem heutigen Standpunkt der Petrographie entsprechen. Ich habe im Folgenden versucht, auf einem räumlich eng begrenzten Gebiet die Stellung dieser Eruptivgesteine in mikroskopischer und chemischer, wie auch in geologischer Hinsicht genauer darzutun. Im Laufe dieser Untersuchung bewogen mich verschiedene Beobachtungen zu einer geologischen Darstellung auch der Sedimente, die nicht in direkter Beziehung stehen zu den Eruptivgesteinen, wie sie auf beigegebener Karte (Taf. 11) zusammengefaßt ist. Ich habe dabei ein Hauptaugenmerk gerichtet auf die Stellung des Bimssteinsandes, von dem es in jener Gegend noch nicht untersucht war, ob er zu dem von Behlen (1905)[1]) und Mordziol (1908, 1) an anderen Orten des Westerwaldes nachgewiesenen diluvialen Bimsstein gehört.

[1]) Bei den Literaturzitaten ist jedesmal die Jahreszahl und der Autor der betreffenden Arbeit, deren Titel aus der Literaturübersicht am Schlusse dieser Arbeit zu ersehen ist, als Stichwort angeführt.

Doch ist gleich vorauszubemerken, daß der Hauptwert auf den petrographischen Teil gelegt wurde.

Die Anregung zur ganzen Arbeit erhielt ich von Herrn Professor Dr. Erich Kaiser in Gießen. Daß er mich bei der Ausführung aufs liebenswürdigste unterstützte, durch gemeinsame Begehungen des Gebietes und seinen steten Rat meine Arbeit sehr förderte, dafür danke ich ihm auch hier recht herzlich. Für ihre Beihülfe habe ich auch den früheren und jetzigen Assistenten am hiesigen mineralogischen Institut zu danken, den Herren Dr. E. Reuning, Dr. C. Mordziol und Dr. H. Meyer.

Das behandelte Gebiet gehört zum größeren Teil zum Unterwesterwaldkreis, zum kleineren zum Kreis Westerburg des Regierungsbezirks Wiesbaden. Es bildet orographisch einen Teil der Vorhöhen des eigentlichen oder hohen Westerwaldes, was sich auch durch die verhältnismäßig große Erhebung einzelner Höhenpunkte über ihre Umgebung bemerkbar macht. Die morphologische Gliederung ist im Gegensatz zu dem Basaltplateau des hohen Westerwaldes recht reich. Dies liegt an dem Fehlen einheitlicher Basaltdecken in dem südwestlichen Teile des Westerwaldes und an der verschiedenartigen Widerstandsfähigkeit der Eruptivgesteine gegenüber der Abtragung. Den höchsten Punkt bildet der südwestliche Gipfel der Oberahrer Berge, 470 m; weitere bedeutende Höhen sind noch: Die Basaltkuppe im Distrikt Haarweiden, 465 m, dann der Breiteberg, 438 m, der Malberg, 419,6 m. Der tiefste Punkt ist an der südwestlichen Ecke der Karte, wo der Ahrbach das Gebiet der Karte verläßt, 245 m.

## Die Sedimentgesteine.

Der Westerwald gehört geologisch zum rheinischen Schiefergebirge und hat einen devonischen Untergrund. Dieser ist auf dem hohen Westerwald ganz und auf den Vorhöhen großenteils bedeckt von jüngeren Bildungen, die in unserm Ge-

biet zum geringeren Teile aus tertiären Tonen und Quarzschottern, vorwiegend aber aus diluvialem Lehm bestehen, denen sich als geschichtete Tuffe noch tertiärer Trachyttuff und diluvialer Bimssteinsand zugesellen.

## Devon.

Nur zwei engbegrenzte Gebiete im Bereiche der beigegebenen Karte ermöglichen einen Einblick in den devonischen Untergrund, der sonst immer von jüngeren Bildungen überdeckt ist. 300 m nördlich von Hosten (Str. Leuterod-Siershahn) tritt ein harter, mittelkörniger, weißer bis grauweißer, versteinerungsloser Quarzit mit zahlreichen Quarzadern in steilen Klippen zutage, die SW. — NO. streichen und mit 50° nach SO. einfallen. Ich stelle ihn mit Angelbis[1]) zum Coblenzquarzit. Im Gegensatz zur geologischen Spezialkarte, Blatt Montabaur und Selters, fand ich an weiteren Stellen im Walde westlich von Niederötzingen diesen Quarzit nicht mehr anstehend, sondern hier lagerte eine mächtige Lehmdecke darüber. Dieser Verwitterungslehm des Devons, dessen geringer Tongehalt auf Tonschiefereinlagerungen im Quarzit zurückzuführen ist, hat eine helle, gelbe bis braungelbe Farbe und unterscheidet sich dadurch und durch seinen Quarzsand- und geringen Tongehalt von dem meist intensiv rotbraunen, immer sehr tonreichen Verwitterungsboden der Eruptivgesteine.

Etwas westlich von dem vorhin angeführten Aufschluß (über den westlichen Rand der Karte hinaus) ist im Walde ein Vorkommen von Devon aufgeschlossen, das aus zwei Gründen bemerkenswert ist. Einmal ist bei gleicher Streichrichtung das Fallen hier genau umgekehrt, nämlich 50° nach NW., was vielleicht auf einen kleinen Sattel hindeutet, was deshalb bemerkenswert ist, als im ganzen vorderen Westerwald die Devonschichten eine übereinstimmende Fallrichtung nach SO. haben sollen[2]). Sodann ist das Devon hier in einer eigentümlichen Weise zersetzt, indem der vorher feste Quarzit, der hier ehemals eingelagerte Tonschieferbänke zeigte, nun unter Erhaltung der ganzen Farbe und Struktur zu einem zerreiblichen Quarzsand mit völlig weichen tonigen Bänken darin umgewandelt ist. Einige Quarzadern in dem lockeren Sande lassen über das devonische Alter des Gesteines der »Sandgrube« keinen Zweifel.

Innerhalb des Kartengebietes sind dann die devonischen Schichten nur noch am nordöstlichen Ende des Bergfeldes, genau südlich von Moschheim, aufgeschlossen. Dort bildet der Quarzit, der hier von vielen Adern von Brauneisenstein durchzogen ist, das Nebengestein zum Trachyandesit des Bergfeldes. Über die näheren Umstände vergl. S. 281 f. (s. Fig. 3).

Gleich östlich davon, jenseits der Straße Moschheim-Bannberscheid, tritt er noch einmal, diesmal ganz zersetzt, zutage, überlagert von Tertiär (s. S. 253).

## Tertiär.

Das Tertiär liegt diskordant unmittelbar auf den Schichtenköpfen des Devons.

[1]) Erläuterung zu Blatt Montabaur 5.
[2]) Erläuterung zu Blatt Selters 3.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Die innerhalb des Kartengebietes vorkommenden tertiären Schichten gehören der sogen. Westerwälder Braunkohlenformation an, deren genaue Altersstellung und Entstehung noch zweifelhaft ist. Der erste, der diese ganze Formation von allgemeinerem Gesichtspunkte aus betrachtete, war der Dillenburgische Berggeschworene Grandjean (1849). Er wies auf die Tatsache hin, daß erst in auffallender Meereshöhe die Tertiärablagerungen beginnen, und daß sie auch die Gipfel des Westerwaldes einnehmen. An Hand von Betrachtungen über die höchst gelegenen Terrassen der Lahn und des Rheines, an Hand ferner analoger Bildungen im Mainzer und Limburger Becken faßt er das ganze Tertiär des Westerwaldes als Absätze eines großen tertiären Sees auf, zu welchen Absätzen er rechnet

Ton,
Braunkohlen,
Basalt,
Quarz- und Kieselschiefergerölle.

Ist die Verkennung der Natur des Basaltes auch ein bedauerlicher Rückschritt in die Zeit des Neptunismus, so müssen wir andererseits um so mehr anrechnen, daß Grandjean Ansichten über diese Bildungen entwickelt hat, die von vielen noch heutigen Tages geteilt werden. Nach Flora und Fauna bestimmte C. Koch (1859) das Alter der Braunkohlenformation als mittelmiocän oder oligocän, ebenso in den nächsten Jahren R. Ludwig (1861) und C. O. Weber (1861) auf palaeontologische Beweise gestützt. K. Selbach (1866, 1867) brachte in seinen vortrefflichen Abhandlungen besonders reichliches Material über die eigentliche Braunkohlenformation auf dem hohen und östlichen Westerwalde.

1881—1884 zog sich der große Streit hin um das Alter der Westerwälder Bimssteine, der sich an die Namen F. Sandberger einerseits und H. von Dechen und G. Angelbis andererseits knüpft, und der damit endigte, daß die Ansicht von Angelbis vom tertiären Alter der Bimssteine allmählich mehr Geltung bekam, zum größten Teil wohl wegen der Autorität H. v. Dechens. Behlen (1905) hat eine eingehende Geschichte dieses Streites geschrieben, so daß es für mich erübrigt, darauf einzugehen. In der Folge wurde auch immer mehr eine limnische Entstehung der gesamten Braunkohlenformation angenommen, so von H. von Dechen (1884), Lepsius (1887) und Angelbis (1891) in den Erläuterungen der geologischen Blätter des Westerwaldes. 1905 wies Behlen das diluviale Alter einer großen Anzahl von Bimssteinvorkommen im Gebiete des Westerwaldes nach und zeigte ihre petrographische Gleichheit mit den entsprechenden Bildungen in der Eifel, ebenso 1908 C. Mordziol in seiner Dissertation für das Neuwieder Becken und die anschließenden Vorhöhen des Westerwaldes östlich und südöstlich der Montabaurer Höhe. Gleichzeitig spricht aber auch Mordziol (1908 1,2) Zweifel aus an der limnischen Entstehung eines großen Teiles der Westerwälder Tertiärablagerungen, zugunsten einer fluviatilen Herkunft; doch ist wohl erst eine genaue Revision der betreffenden Spezialkarten abzuwarten, bis diese Frage mit genügender Sicherheit entschieden werden kann. Auch das gegenseitige Altersverhältnis steht noch nicht fest. Man muß hier voraussichtlich unterscheiden zwischen dem hohen Westerwald, wo Braunkohlen lagern und Basaltdecken die Rolle einer »wäßrigen Schicht« spielen, wo Kies- und Sandablagerungen fehlen, und dem 15—25 km breiten

Gürtel, der sich rings um den hohen Westerwald zieht, der, im allgemeinen dem Laufe der Lahn folgend, vom Neuwieder Becken bis Gießen zu verfolgen ist, und der dann nur Tone und Quarzschotter als Glieder der Tertiärformation aufzuweisen hat, die Tone mehr nach der Westerwaldseite zu gelegen, Kies und Sand reichlicher werdend, je mehr man sich der Lahn nähert, vielleicht die Reste alter Flußterrassen? Gewöhnlich werden die Tone als älter betrachtet als die Quarzschotter, wenn man nicht, wie Angelbis (1891) es tut, sie als gleichzeitige Bildungen auffaßt, nur faciell verschieden.

Ich gebe im Folgenden nur die Beobachtungen wieder, die ich im Arbeitsgebiet an tertiären und diluvialen Ablagerungen machen konnte, ohne sie vorläufig wegen der geringen Ausdehnung des untersuchten Gebietes im Vergleich zum Gesamtgebiet diskutieren zu können.

### Tone.

Tone sind reichlich verbreitet. Sie sind an manchen Stellen, z. B. im Tale östlich vom Steimel, mit 18 m noch nicht durchsunken. Die Lagen des edlen, plastischen Tones finden sich häufig unter einer Schicht mehr sandigen Tones, der selbst wieder von einzelnen beinahe ganz reinen Sandlagen durchzogen wird. Besonders geschätzt sind die violetten Tone, noch mehr als die reinweißen, die übrigens auch seltener vorkommen; tief ockergelbe und rote Farben sind weit verbreitet. Oft ist in einem Aufschluß die ganze Farbenskala zu beobachten, während manche ausgedehnte Gruben, z. B. in der Gegend von Niederahr, auf ihre ganze Erstreckung hin rein ockergelbe Tone führen.

### Quarzschotter.

Tertiäre Quarzschotter finden sich an 2 Stellen, deren heutige Trennung aber jedenfalls auf Kosten der Erosion zu setzen ist: ein größeres Vorkommen westlich von Moschheim, anfangend direkt nördlich der Straße Moschheim-Wirges (s. Fig. 3), das sich bis an die Waldecke des Malberges hinzieht, und ein zweites Vorkommen, das sich um den Ost- und Südrand des Bergfeldes zwischen Moschheim und Bannberscheid hinzieht. Das erste Vorkommen ist direkt an der Straße Moschheim-Wirges gut aufgeschlossen, das zweite in mehreren kleinen Schürfen nördlich von Bannberscheid, beide gleichen sich in ihrer Ausbildung vollständig. Es ist eine unregelmäßig geschichtete Sandablagerung mit Geröllbänken. Der Sand sowohl wie die Geröllbänke sind lokal durch Brauneisenstein verkittet zu Brauneisensandstein und Brauneisenkonglomerat. Das Material der Gerölle besteht fast ausschließlich aus Milchquarz, daneben kommen devonische Quarzite vor, vereinzelt auch Eisenkiesel. Fremde Geschiebe konnten nicht gefunden werden. Die größeren Gerölle von Haselnuß- bis Eigröße sind gut gerundet, der wenig vorherrschende Teil der kleinen Geschiebe ist nur kantengerundet, ebenso haben die Quarzitgerölle eine mehr flache Form. Der Quarzsand ist oft reinweiß und sehr feinkörnig, unregelmäßige gelbe Bänder durchziehen ihn. In der Grube direkt südlich an den Häusern in dem Winkel, den die Straßen Moschheim-Bannberscheid und Moschheim-Boden miteinander bilden, lagert über dem ganz zersetzten Devon (s. S. 251) eine ca. $^3/_4$ m mächtige, sehr harte, mit Brauneisen verkittete Bank von gut abgerollten Quarzkieseln, die mit 20—30° nach Osten einfällt. Am östlichen Hang dieser Grube tritt

wieder sandiger Ton auf mit einzelnen weißen Quarzgeröllen, wie er auch weiter nördlich von Bannberscheid vorkommt. Die Struktur all dieser Schotter ist eine typisch fluviatile, indem feinkörnige und grobkörnige, Sandlagen und Geröllagen sehr stark abwechseln und in diskordanter Parallelstruktur zu einander stehen. Sie stehen damit in bemerkenswerten Beziehungen zu ähnlichen Ablagerungen im Neuwieder Becken, die von C. Mordziol[1]) als »Vallendarer Stufe« bezeichnet worden sind, und deren Alter »(unter?)miocän« sein soll. Als Leitgeschiebe gibt Mordziol dort[2]) ein »lichtgraues Kieselgestein« an, das ich hier nicht finden konnte, dessen Auftreten aber von mir weiter östlich im Westerwald in sonst völlig gleichen Ablagerungen bei Thalheim nördlich Hadamar, und von C. Mordziol[3]) in ebensolchen Schottern im Limburger Becken festgestellt wurde, so daß der Zusammenhang dieser Ablagerungen des vorderen Westerwaldes mit denen am Rhein wahrscheinlich ist. Eine genaue Verfolgung dieser Erscheinung auf weitere Strecken hin wird über die Entstehung und Deutung der Quarzschotter und über ihr genaues Alter zweifellos Licht verbreiten.

## Diluvium.

### Lehm.

Der rotbraune, tonige, schwere Verwittterungslehm des Basaltes, wie er sich auf dem oberen Westerwald findet, und der quarzsandhaltige, hellbraune, manchmal etwas kalkhaltige Lößlehm, der zum großen Teil das Verwitterungsprodukt devonischer Grauwacken, Tonschiefer und Quarzite darstellt, mit Löß vermischt, mischen sich im Bereich des Arbeitsgebietes. Im östlichen und nordöstlichen Teile wiegt ersterer vor, im westlichen und südlichen Teile letzterer. Ob im Bereiche der Karte noch Löß eine Rolle bei der Zusammensetzung des Bodens spielt, ist bei der vielfachen Umlagerung seit der Talbildung fraglich, auch ist der Kalkgehalt des Lehms minimal, noch nicht 4 %. Noch weit hinunter ins Lahntal behält der Lehm diesen eigentümlichen Mischcharakter bei, und typischer Löß tritt wohl erst gegen das Limburger Becken hin auf. In der Umgebung der vulkanischen Kuppen gesellen sich dann als weiteres Bildungselement einzelne unzersetzte Gesteinsbrocken und schwerer verwitterbare Mineralien hinzu. Diese werden dann oft so separiert, daß z. B. an den Wegrändern der Basalt- und Phonolithkuppen nach starkem Regen ganze Haufen fast nur von Magnetit angeschwemmt sind.

## Geschichtete Tuffe.

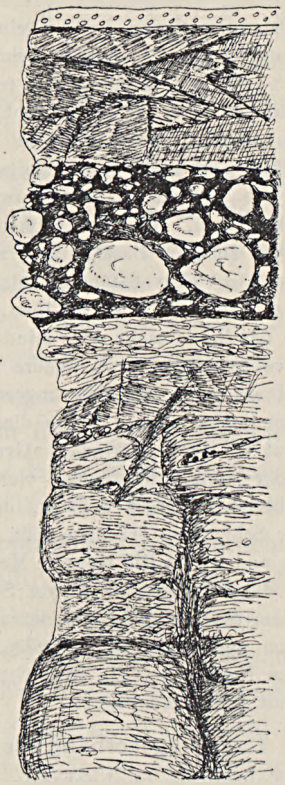
### Tertiärer Trachyttuff.

Eines der wenigen Trachyttuffvorkommen des Westerwaldes fällt in den Bereich der Karte. Es liegt 700 m nordöstlich von

[1]) C. Mordziol 1908. Diss. 363.
[2]) Ebenda 367.
[3]) C. Mordziol 1908, 2 S. 278, 279.

Wirges am Südostabhang des Hülsberges. Da das Vorkommen öfters schon in der Literatur erwähnt ist, ohne daß bis jetzt ein genaues Profil veröffentlicht wäre, möchte ich, soweit der geringe Aufschluß es zuläßt, das Profil genauer beschreiben (s. Fig. 1).

Figur 1.



Der Steinbruch, der sich gerade gegenüber dem Steimel befindet, bietet folgendes Profil (von unten):

ca. 4 m feinkörniger »Backofenstein« in massigen, wollsackähnlichen Blöcken mit 3 sich rechtwinklig kreuzenden Kluftsystemen. Eine Schichtung ist nicht zu erkennen. In der feinkörnigen bis dichten, weichen (an der Luft aber erhärtenden), rosa bis grauen Grundmasse sind zu erkennen: kleinere bis eigroße, weiße, poröse Bimssteinstücke, manchmal rundlich, oft eckig; dunkle Tonschieferbröckchen, Quarzit- und Grauwackestücke, noch völlig frisch erhalten und ohne eine Spur von

kaustischer Einwirkung, seltener bis faustgroße Basaltstücke, stets rund, die beim Anschlagen schalig zerspringen. Weiter oben durchsetzen die feinkörnige Masse einige Bänkchen von Basaltgeröllen. An einzelnen Stellen ist das Gestein wie zerblättert und von zahlreichen parallel der Außenwand gehenden Klüften durchzogen.

ca. 1 m Schicht der Bomben und Auswürflinge. Sie sitzt scharf auf der ersten auf und besteht fast nur aus vollständig runden Bomben von Basalt, Trachydolerit, Trachyandesit, Phonolith, Trachyt vom Hülsberg, vielen mehr unregelmäßig geformten Quarzit- und Tonschieferstücken, die sehr oft Schmelzerscheinungen zeigen, indem sie mit glasiger Rinde oder trachytischer anhangender Substanz überzogen sind, im Innern wohl auch Flußerscheinungen und eine schlackige, poröse Struktur aufweisen. Die Größe all dieser Stücke schwankt von einigen cm bis 70—80 cm Durchmesser, wie ihn nur Basalte aufweisen, die überhaupt die größeren Stücke liefern. Wie die sedimentären Gesteine, so zeigen von den eruptiven auch die Basalte, aber nur diese, öfters Schmelzwirkungen. So sind viele vollständig schlackig, schaumig aufgebläht, die Hohlräume dann oft mit Zeolithen, Kalkspat erfüllt, andere zeigen nur an der Rinde mehr oder minder intensive Einwirkungen, der Kern ist völlig intakt, noch andere zeigen auch davon keine Spur, bis auf sekundäre Verwitterungserscheinungen, die sich in schaliger Absonderung äußern. Alle diese Auswürflinge befinden sich eingestreut in einer spärlichen »Grundmasse«, die aus einem weichen, an der Luft erhärtenden, viel Brauneisen enthaltenden Tuffmaterial besteht. Diese Schicht, die im einzelnen gar keine Lagerung oder Schichtung erkennen läßt, ragt am seitlichen Hange als sehr festes und hartes Riff mehrere Meter aus dem Boden hervor.

1,00—1,50 » Das Material dieser gegen die zweite Schicht scharf absetzenden Lage ähnelt dem der ersten Schicht, ist aber noch feiner und ganz frei von harten und festen Bestandteilen. Deshalb findet es auch Verwendung zu Hausteinen, die feine Ornamente aufnehmen sollen.

0,10—0,20 » Kulturboden mit Bimssteinkörnern.

In bezug auf die Lagerungsverhältnisse und die Verbreitung des Tuffs kann man Folgendes beobachten:

An der gegenüberliegenden Seite des Tales steht, wie weiter nördlich, Ton an, der vom Bimssteinsand des Steimel überlagert wird. Ton erfüllt auch das ganze Tal, von einer ca. $^1/_2$ m mächtigen Alluvialdecke überdeckt. Die Sohle des Tuffbruchs reicht an einer Stelle ca. 2 m unter die Oberfläche des nur 10 m davon entfernten Tons. Der Tuff wird wohl diesen Ton, dessen Mächtigkeit 150 m weiter nördlich mit einem Bohrloch von 18 m Teufe nicht durchsunken wurde, überlagern. Der Verbreitung nach

reicht der Tuff viel weiter, als ANGELBIS auf Blatt Montabaur angibt. Denn schon am Waldrande auf der Südwestseite des Hülsberges kommen auf den Feldern zahllose kleine und größere Bomben aus Basalt, Trachyt, Phonolith vor, zum größten Teil noch mit trachytischer Rinde überzogen, was sie vollends ganz identisch macht mit den Bomben aus der zweiten Schicht des Tuffbruchs. Unter der Annahme, daß dort oben diese Schicht ausstreicht — weiter unten kommen diese Stücke zwar auch, aber lange nicht so häufig vor — wäre der Fallwinkel 3°18', was wohl mit ein Grund gegen die Annahme ist, daß diese ganze Tuffablagerung durch Tätigkeit des Wassers an diese ihre heutige Stelle gekommen sei. Dagegen spricht aber auch vor allem die im einzelnen durchaus ungeschichtete Struktur. Die drei einzelnen Lagen, die ich unterschieden habe, können sich auf keinen Fall mit Hilfe des Wassers gebildet haben, denn, wie schon ANGELBIS[1]) sehr richtig bemerkt, müßte dann gerade die unterste Lage von den schweren und großen Auswürflingen gebildet sein, während diese doch tatsächlich mitten drin in den lockeren, leichten Aschen und Bimssteinen sich befinden. Es wird also jedenfalls die ANGELBIS'sche Ansicht richtig sein, daß der Tuff die Absätze des jedem vulkanischen Vorgang vorausgehenden Ausbruchs von lockeren Aschen und Bimssteinen darstellt, und die an der Stelle niedergefallen sind, wo sie sich heute noch befinden. Dann wäre der Ausbruch des Hülsbergtrachyts zeitlich etwas später anzusetzen, und er müßte den Tuff überlagern. Auf jeden Fall handelt es sich hier ohne Zweifel um eine tertiäre Ablagerung, die im Westerwald selbst ihren Ursprung hat, und die mit den nachfolgend beschriebenen reinen Bimssteinablagerungen sowohl zeitlich als der Entstehung nach nicht das geringste zu tun hat.

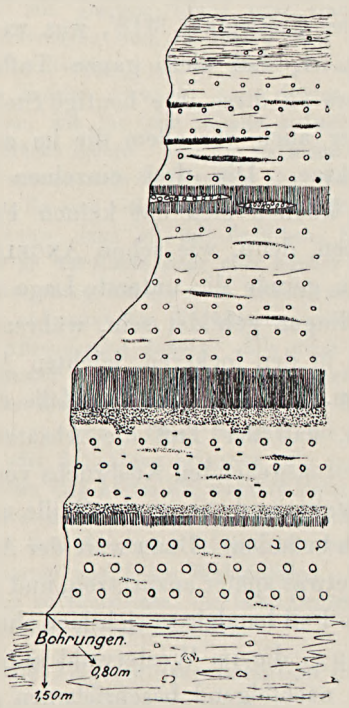
## Bimssteinsand.

Von den Bimssteinsanden innerhalb des Arbeitsgebietes war es bis jetzt nicht nachgewiesen, ob sie zu den diluvialen Bimssteinablagerungen gehören, wie sie von BEHLEN (1905) und MORDZIOL

[1]) Erläuterungen zu Blatt Montabaur 13—15.

(1908) anderswo im Westerwald festgestellt wurden. Ich richtete daher ein Hauptaugenmerk darauf, einwandfrei auch hier die diluviale Lagerung zu erweisen. Da nun der Bimssteinsand in solchen Profilen, wie sie weiter unten ausführlich mitgeteilt sind, unmöglich auf sekundärer Lagerstätte ruhen kann — was immer wieder Angelbis[1]) behauptet —, so war damit zugleich

Figur 2.




auch das diluviale Alter der Bimssteinmassen und damit ihr Ursprung aus dem Laacherseegebiet im Bereiche des Arbeitsgebietes festgestellt.

### Steimel, nördlich von Wirges.

Der östliche ziemlich steile Abhang ist von Bimssteinsand be-

[1]) Angelbis, Erl. zu Bl. Westerburg, 9.
» » » » Montabaur, 16.

deckt, der ca. 4 m mächtig wird und in mehreren Gruben aufgeschlossen ist.

Die größte zeigt folgendes Profil (s. Fig. 2):

40 cm Ackerkrume mit Bimssteinkörnern, die stark verunreinigt sind. Einzelne Basaltstückchen, die von dem sich höher erhebenden Steimel herrühren.

70 » Bimssteinmaterial vorwiegend, aber noch sehr verunreinigt durch gelben Lehm, der die einzelnen Körner umgibt und in die Poren eingedrungen ist. Dazwischen sind einzelne dunkle tonige Bänder, die sich rasch auskeilen und nie mehr als 0,5—1,5 cm mächtig sind, sie sind reich an Magnetit.

18 » I. Britzband, bestehend aus einzelnen tonigen, sehr magnetitreichen Lagen, die nicht durchgehen, sondern sich oft auskeilen. Den Zwischenraum bilden schwache Bänder von unreinen Bimssteinkörnern. Das ganze Band hebt sich scharf durch die dunkle Farbe als einheitliches Britzband heraus.

90 » Etwas verunreinigter Bimssteinsand mit teilweise lehmüberzogenen Körnern und kleinen, schmalen, dunklen, magnetitreichen Bändern.

30 » II. Britzband; vollständig toniges Material, ohne makroskopisch erkennbare Bimssteinkörner. Es scheidet sich deutlich in 2 Abteilungen:
20 cm sehr feines, ganz toniges Material, mit bloßem Auge sind keine einzelnen Bestandteile darin zu erkennen;
10 » gröberes, mehr sandiges Material, bestehend aus Bruchstücken und ganzen Exemplaren von Feldspäten, Magnetit, Hornblende, Augit, Biotit; mit bloßem Auge erkennbar.

Die Unterkante dieses Britzbandes ist sehr scharf und gerade, einzelne eigentümliche trapezförmige Taschen aus demselben Material wie die untere 10 cm-Schicht ragen noch mit scharfen Kanten und Winkeln in die darauffolgende Schicht hinein.

50 » Reiner feinkörniger Bimssteinsand. Die Körner sind seltener platt, öfters rund, aber nicht gerundet. Größe: 1—3 mm Durchmesser, größere bis 5—6 mm Längserstreckung haben eine gestreckte Gestalt. Seltener sind Tonschieferschülferchen und Biotittäfelchen; einzelne Schmitzen, reicher an Magnetit, verursachen den Eindruck, als ob die ganze Lage noch im einzelnen geschichtet sei. Einzelne rundliche Partieen von 5 bis 6 cm Durchmesser aus dem tonigen Britzbandmaterial befinden sich unregelmäßig darin. Die Grenze gegen das II. Britzband ist auf einige cm etwas dunkler gefärbt, doch rührt dies nur von der größeren Wasserkapazität des großen Britzbandes her, wodurch die ihm benachbarten Lagen der sehr wasserdurchlässigen Bimssteinschichten stets etwas feucht sind. Ein petrographischer Unterschied, wie an der Unterkante des Britzbandes in ähnlichen Ablagerungen des Laacherseegebietes, war hier nicht vorhanden.

6 » III. Britzband, reines toniges Material, 2 Abteilungen:
3 cm sandige Ausbildung wie bei Britzband II,
3 » tonige » » » » ».

50 cm Reiner Bimssteinsand, die Körner sind größer, bis 8 mm im Durchmesser, rund, weiß, ohne Verunreinigungen. Einzelne Tonschieferschülferchen, Biotittäfelchen und Magnetitschmitzen dazwischen.

Sohle der Grube.

Um das Liegende des Bimssteinsandes festzustellen, wurde in der oberen wie in der unteren Grube mit dem Zweimeterbohrer gebohrt und zwar, um jeden Irrtum durch herabgestürzte oder herabgeschwemmte Massen zu vermeiden, einmal senkrecht, bis 1,50 m Teufe, und einmal unter einem Winkel von ca. 45° schräg gegen den Berg hin, direkt an der Kante der Sohle, 0,80 m weit. Es wurde in beiden Fällen auf die ganze Erstreckung hin ein zäher, toniger, rotbrauner Lehm erbohrt, der einzelne Basaltstückchen enthielt, die identisch waren mit dem Basalt des Steimel.

Somit liegt der Bimssteinsand auf dem Verwitterungslehm des Basalts. Auch die ganze, schon oberflächlich zu beobachtende Lagerungsweise läßt gar keine andere Deutung zu, am allerwenigsten die von Angelbis[1]), als zöge sich hier der Bimssteinsand unter dem Basalt durch. Die Grube ist etwa halbkreisförmig angelegt, an den beiden seitlichen Flügeln fallen die Bimssteinschichten unter einem Winkel von 15—25° genau parallel den Konturlinien des Steimel ein.

Ostrand der Oberahrer Berge.

Dieses ziemlich ausgedehnte Vorkommen ist auf der geologischen Spezialkarte, Blatt Westerburg, nicht angegeben. 200 m westlich von der Straße Oberahr-Sainerholz ist am Waldrande der Bimssteinsand aufgeschlossen mit folgendem Profil:

100 cm Unreiner Bimssteinsand mit Lehm und Basaltgeröllen.
150 » Wechsellagerung von dunklen magnetitreichen Bimssteinschmitzen mit reinem weißem Bimsstein in Kreuzschichtung;
300 » bis zur Sohle verstürzt;

Das weitere Profil zeigte eine Grube auf dem Felde genau südlich des Phonolithbruchs Haarweiden:

20 » Ackererde;
35 » unreiner Bimssteinsand;
5—20 » Britzband, ziemlich reines toniges Material, die obere Kante ist gerade, horizontal, die untere bildet, soweit aufgeschlossen, eine unregelmäßige Wellenlinie;
45 » ziemlich reiner Bimssteinsand.

Das Folgende wurde durch Bohrungen festgestellt:

[1]) Angelbis, Erl. zu Bl. Montabaur 17, 20.

40 cm toniges Material mit einzelnen Bimssteinkörnern und Basaltstücken;
40 » mehr Bimssteinmaterial und weniger tonig, einzelne Basaltstücke;
20 » toniges Material mit Basaltstücken.
Größere Basaltblöcke, die ein weiteres Bohren verhinderten.

Also liegt auch hier der Bimsstein auf dem Verwitterungsschutt des Basaltes.

### Senke zwischen Breiteberg und Oberahrer Berg.

Die Erstreckung ist viel weniger groß, als von ANGELBIS auf Blatt Westerburg angegeben, das Material ist im Walde sehr verunreinigt, eine Bohrung ergab unter dem Bimssteinsand in 80 cm Tiefe den Verwitterungsschutt des Breiten Berges.

### Umgebung des Malberges.

Profil an der Straße Leuterod-Moschheim, am Ausgange des Waldes nach Moschheim zu:

50 cm Ackerboden;
60 » reiner Bimssteinsand mit viel Tonschieferstückchen und Magnetit, Körner rund, 2—4 mm Durchmesser;
5 » Britzband, ziemlich rein tonig, Ränder nach oben und unten verwaschen, es verläuft wellig;
40 » reiner Bimssteinsand, Körner etwas größer wie oben.
Unter der Sohle bis 100 cm gelbbrauner toniger Lehm mit Phonolithstückchen erbohrt.

Genau dieselben Verhältnisse und Maße herrschen an der Grube an derselben Straße, nach Leuterod zu, nur ist dort die wellige Schichtung durch Magnetitschmitzen und durch das Britzband noch besser zu erkennen. An einer Seite laufen dort 2 parallele Britzbänder im Abstand von 15 cm übereinander, von denen das obere aber bald auskeilt.

Außer diesen genauer beschriebenen Vorkommen tritt im Bereich des Arbeitsgebietes Bimsstein nur noch in 3 unbedeutenden Vorkommen auf, die durch Feldwirtschaft stark verunreinigt sind: auf dem Trachyttuff nördlich Wirges und direkt westlich von Boden. Besondere Profile sind dort nicht aufgeschlossen. Die Mächtigkeit beträgt einige 20 cm, darunter befindet sich Lehm. Der Bimssteinsand ist dann noch am Eingange der Kiesgrube nördlich des Bergfelds zwischen Moschheim und Bannberscheid aufgeschlossen. Dort liegt er in einer Mächtigkeit von höchstens 20 cm

über einem dunklen tonigen Lehm mit einzelnen Quarzgeschieben, der wiederum das Hangende des Quarzsandes bildet (s. Fig. 3). Der Bimssteinsand besteht aus reinen weißen Körnern und ist reich an Tonschieferschülferchen. Das Band keilt ziemlich plötzlich aus und tritt nur am Eingange auf.

Wenn man gesehen hat, daß z. B. am Steimel schon nach geringem Regen, in einigen Metern Entfernung vom Anstehenden die reichlich abgeschwemmten, vorher reinen Körner nun mit einer dicken Schmutzkruste, die auch ins Innere gedrungen, überzogen sind, und wenn man dann in allen Profilen diese reinweißen, porösen Bimssteinkörner sieht, ohne Sonderung gemischt mit Magnetit und Tonschieferstückchen, dann erscheint die Annahme sekundärer Lagerung all dieser Massen ganz absurd. In keinem Aufschluß konnte eine tertiäre Lagerung festgestellt werden, vielmehr liegen diese Bimssteinmassen alle auf dem Verwitterungslehm der Eruptivgesteine, Basalte sowohl wie Phonolithe. Da nun ein tertiärer Ausbruch von Bimsstein im Westerwald erheblich früher hätte stattfinden müssen, noch vor der Eruption der Trachyte, die selbst wohl zu den ältesten Westerwaldgesteinen gehören, bleibt gar kein anderer Ausweg übrig als diese Bimssteinmassen zu deuten als dem Westerwald ursprünglich fremde Bestandteile, deren Ursprung man eben nur in den Vulkanen des Laacherseegebiets suchen kann, da auch die ganze petrographische Beschaffenheit neben der geologischen Erscheinungsweise gar keinen Unterschied aufweist gegenüber der Art, wie der Bimsstein z. B. in der Gegend von Andernach auftritt.

## Die Eruptivgesteine.

### Petrographischer Teil.

Es ist in unserem Gebiet eine auffallende Tatsache, wie vielfachen Schwankungen die Bezeichnung wie die Auffassung der Zusammensetzung der Eruptivgesteine bisher unterworfen war. Es ist naheliegend, an den »Isenit« von Bertels zu erinnern, dessen Nosean von Rosenbusch als Apatit erkannt wurde, der infolgedessen

von Noseanandesit zum Hornblendeandesit wurde, von DANNENBERG zum »Typus Sengelberg« der Hornblendeandesite und von ROSENBUSCH 1908 schließlich zu den Trachyandesiten gestellt wird. Früher lag diese oft willkürliche Bezeichnungsweise hauptsächlich an der ungenügenden Verwendung des Mikroskops und der gänzlichen Außerachtlassung von Analysen. Erst in den Arbeiten von W. BRUHNS (1893 und 1896) und A. DANNENBERG (1897) wurde dies anders. Hatte man so angefangen, die Zusammensetzung der Gesteine zum größten Teil richtig zu bestimmen, so mangelte es aber noch an einer einheitlichen Nomenklatur. Es hat sich in den letzten Jahren immer mehr der schon lange von ROSENBUSCH ausgesprochene Gedanke von der grundsätzlichen Trennung der Alkali- und Alkalikalkprovinzen bestätigt. Seit dieser Zeit war es natürlich untunlich, annähernd gleiche Typen beider großen Magmengruppen mit demselben Namen zu belegen. Da aber nun diese Trennung erst in der neuesten Auflage von ROSENBUSCH's Mikroskopischer Physiographie der Gesteine (1907—1908) strenger vorgenommen wurde — ich erinnere an die Einführung der Trachyandesite und die strengere Durchführung der Trachydolerite —, da ferner im Westerwald als einer Alkaliprovinz z. B. Andesite schlechthin nicht vorkommen sollten, so war es eine Hauptaufgabe für mich, zu untersuchen, wie weit die einzelnen Gesteine des Westerwalds mit den von ROSENBUSCH für Alkaliprovinzen aufgestellten Typen übereinstimmen. Die Hauptschwierigkeiten bestanden hierbei einerseits darin, daß heute eine lückenlose Reihe der Alkalitypen noch nicht vorliegt, andererseits aber vor allen Dingen in der außerordentlichen Mannigfaltigkeit in Zusammensetzung und Struktur der Westerwaldgesteine. Die trachytischen, trachyandesitischen, phonolithischen und trachydoleritischen Gesteine des Westerwalds bilden nicht etwa nur eine oder auch nur mehrere ununterbrochene Linien, sondern es lassen sich heute schon einige Komplexe vollständig ineinander verschwimmender Typen aufstellen, in denen man vielleicht ein halbes Dutzend reinere Typen aussondern kann, wo die andern aber Zwischenglieder darstellen, deren Zurechnung zum einen oder an-

dern Typ immer eine Sache des persönlichen Geschmacks ist. Ich habe trotzdem versucht, streng an der Hand der Bezeichnungsweise Rosenbusch's, die Gesteine in meinem Arbeitsgebiet einzugliedern.

Die alte Einteilung in Phonolithe, Trachyte, Andesite und Basalte hat im Prinzip auch jetzt Gültigkeit. Doch ist Folgendes zu bemerken: Der Charakter der Phonolithe blieb, der Art wie der Ausdehnung des Gesteinsbegriffs nach, auch heute noch im wesentlichen derselbe wie früher. Seine Vertreter im Westerwald, wenigstens im vorliegenden Gebiet, wurden von jeher als Phonolithe angesprochen, wechselnd allein waren die Anschauungen über die Gesteinsgemengteile. — Der bloße Begriff »Trachyt« genügt heute nicht mehr, ebensowenig der gerade so viel besagende »Sanidinoligoklastrachyt«. Da die Trachyte hier mit Phonolithen zusammenvorkommen und die typischen Alkalimineralien führen, sind es Alkalitrachyte. Es war zu untersuchen, welcher der zahlreichen Kategorieen dieser sie einzuordnen waren, ob die phonolithischen Trachyte Dannenberg's sich mit denen Rosenbusch's decken, und wo nach Rosenbusch die »Andesittrachyte« Dannenberg's unterzubringen wären. — Das Alkaliäquivalent der Ergußformen dioritischer Magmen, der Andesite, sind die Trachyandesite, als Ergußformen eines bisher noch unbekannten Gliedes der foyaitischen Magmen. Wie sich dazu die früheren Hornblendeandesite stellen, ob des weiteren manche Hornblendebasalte, die z. T. schon von Sommerlad[1]) beschrieben sind, und die Augitandesite zu den Trachydoleriten zu stellen sind, dies zu untersuchen, war eine weitere Aufgabe. Die basaltischen Gesteine, die, wie Rosenbusch[2]) sagt, »die Ergußformen gabbroider Magmen darstellen sollten«, aber »vergesellschaftet sind mit . . . Trachyandesiten, Trachyten und Phonolithen«, wurden vorläufig unberücksichtigt gelassen.

## Phonolithe.

Die drei echten Phonolithe des Gebiets sind der Malberg,

[1]) Sommerlad 1882.

[2]) Rosenbusch 1908, II, 2, 1339.

der Breiteberg und das Vorkommen im Distrikt Haarweiden. Alle drei sind der Farbe wie auch dem Gesteinsbefund nach nephelinitoide Phonolithe. Es sind dichte, dunkel graugrüne, fettigglänzende Gesteine, die makroskopisch nur wenig Sanidintäfelchen erkennen lassen. Die Ansicht von ROSENBUSCH[1]) ist voll und ganz zu bestätigen, daß die westerwälder Phonolithe als Einsprenglinge reichlich Anorthoklas führen, nicht wie DANNENBERG angibt, bloß Sanidin. Die Anorthoklase sind am meisten vertreten in dem Gestein von Haarweiden, dann folgt der Breiteberg, wenig enthält der Phonolith des Malbergs. Sie geben sich zu erkennen durch ihren kleinen Axenwinkel, die Dispersion $\varrho > v$, den Auslöschungswinkel von 6—10° und durch die auf verborgener Zwillingslamellierung beruhende sehr stark undulöse Auslöschung. Zwillingslamellierung selbst wurde nie beobachtet. Mit dem Zurücktreten der Anorthoklase tritt reichlicher Sanidin ein. Von dunklen Gemengteilen ist Ägirinaugit vorhanden, auch wohl Ägirin, aber spärlich. Nephelin ist ohne Ätzung schwierig zu erkennen, mit der Färbemethode konnte er überall nachgewiesen werden, wenn auch sein relativ seltenes Auftreten bemerkenswert ist. Die Grundmasse ist im großen und ganzen holokrystallin, doch fehlt auch Gesteinsglas stellenweise nicht ganz. Ihre Struktur ist oft ausgezeichnet trachytisch. Sanidinleistchen, Nephelin, spärlicher Ägirin in unregelmäßigen zerfaserten Partieen und seltener Magnetit bilden die Bestandteile der Grundmasse. In dem Gestein von Haarweiden fehlt Magnetit vollständig.

Der Malberg bildet einen weithin sichtbaren steilen Kegel, der Breiteberg einen ausgedehnten, nach Süden und Westen ziemlich steilen Rücken, während der Phonolith von Haarweiden sich in der Geländeform garnicht andeutet. Das Gestein des Malbergs hat die Neigung, große, oft senkrechte Felsklippen zu bilden, die im Walde bis 40 m hoch werden, während am Breiteberg dies nicht zu bemerken ist. Die Absonderung ist, wie die großen Steinbrüche, die neben dem Gestein des Hülsbergs ausschließlich das Material für die Wirgeser Glasfabrik liefern, er-

[1]) ROSENBUSCH 1908, II, 2, 959.

kennen lassen, bei den 3 Vorkommen eine verschiedene. Das Gestein des Malbergs ist massig abgesondert, ohne besondere Regelmäßigkeit, nur an einzelnen Stellen ist eine schalige bis kugelige Klüftung vorherrschend. Manche Blöcke auf dem Berge, die mehr den Atmosphärilien ausgesetzt waren, springen beim Anschlagen in sehr dünne Platten, doch hält diese Plattung nie lange nach innen zu an. — Eine eigentümliche Absonderungsart zeigt der große Steinbruch an der südwestlichen Seite des Breiteberg. Dort herrschen 2 Kluftsysteme, die etwa aufeinander senkrecht stehen, von denen jedoch das eine, das von N. 50° O streicht, das »vollkommenere« ist und soweit überwiegt, daß es den Anschein hat, als ob der Phonolith in Platten abgesondert sei, die nun in der Mitte des Bruchs senkrecht stehen, nach Westen und Osten sich allmählich nach oben umlegen, bis sie etwa um 45° zur Horizontalen geneigt sind. Die Dicke der Platten schwankt von 3 cm bis $^1/_2$ m, noch dickere springen beim Anschlagen in dünnere. Die Trennungsrisse sind durchweg haarscharf, ohne Trennungsmittel. Sie behalten auf große Strecken hin einen völlig geraden Verlauf bei, denen dann quadratmetergroße, völlig ebene Trennungsflächen entsprechen.

Nach von Dechen[1]) finden sich »kleine Partien von Hornblendeandesit, deren Verbreitung und Grenzverhältnisse unbekannt sind, . . . am Breiteberg bei Ober-Ötzingen«. Über das Auftreten einer anderen Varietät konnte ich an Ort und Stelle nichts in Erfahrung bringen. Dagegen befanden sich unter den aus dem Bruch gesammelten Handstücken mehrere, die im Schliff eine trachyandesitische Natur erkennen lassen. Makroskopisch ist der ganze Gesteinshabitus fast genau derselbe, nur einige Hornblenden sind als Einsprenglinge zu sehen, und der fettige, phonolithische Glanz fehlt (s. S. 292 f.).

Eine dritte Absonderungserscheinung bietet der Steinbruch im Distrikt Haarweiden, nämlich die schalige. Mehrere Meter dicke Kugelschalen ziehen sich mit solcher Krümmung durch den

[1]) von Dechen 1878, 89—90.

Bruch, daß sie an der senkrechten Wand vollständige Kreissegmente bilden. Im einzelnen springen diese Schalen plattig.

Das Nebengestein ist an keinem der drei Vorkommen aufgeschlossen. Die Verwitterung ist die normale Phonolithverwitterung, deren helle, fast weiße, matte, erdige Rinde sich scharf vom dunklen, glänzenden Gestein abhebt.

Haarweiden. Die einzigen Einsprenglinge sind Anorthoklase mit ganz unregelmäßiger Begrenzung. Die stark undulöse Auslöschung ist hier besonders gut zu beobachten. Sie geht entweder so vor sich, daß beim Drehen des Objekttisches der verwaschene dunkle Streifen der Auslöschung parallel einer Spaltrichtung oder, seltener, auch schief dazu läuft, oder aber daß die Auslöschung an zwei gegenüberliegenden Ecken beginnt, sich gegenseitig nähert, in der Form, daß beim Zusammenstoßen in der Mitte noch ein sanduhrförmiger heller Raum übrig ist, der nicht auslöscht; beim weiteren Drehen wird dieser dann allmählich dunkel, während der vorher dunkle sich dann aufhellt. Im konvergenten Licht zeigen dann diese Schnitte den Austritt einer Mittellinie. Manchmal sind die Anorthoklase knäuelartig durchwachsen.

Weitere Einsprenglinge treten hier nicht auf.

In der holokrystallinen Grundmasse lassen sich 2 Generationen von Feldspäten unterscheiden. Einmal die gut idiomorphen Sanidinleistchen, die mancherorts so häufig werden, daß die Struktur direkt trachytisch wird. Sie liegen wieder in einer Zwischenmasse, die aus ganz allotriomorphem Feldspatkitt besteht, der durch Ätzung auch nephelinitoide Bestandteile in isometrischen Durchschnitten erkennen läßt. Der dunkle Gemengteil der Grundmasse ist Ägirin von $c : a = 0—4^0$ in kleinen zerfaserten Exemplaren. Magnetit fehlt vollständig.

Breiter Berg. Das phonolithische Gestein ist heller als das vorige und hat einen rein grauen Ton, sonst gleicht es ihm vollständig. U. d. M. spielt auch wieder Anorthoklas eine Rolle, daneben tritt aber in beinahe gleicher Verbreitung Sanidin auf. Weitere Einsprenglinge kommen nicht vor. Die Grundmasse ist noch mehr verfilzt, die Feldspäte sind nur noch zum geringen

Teil idiomorph leistenförmig ausgebildet. Nephelin ist sehr wenig zu erkennen und nur nach Ätzung und Tinktion. Das Auftreten des Augits ist ähnlich wie im vorigen Gestein, doch läßt ein kleineres $c : c < 90^0$ zum großen Teil auf Ägirinaugit schließen, wenn auch der Pleochroismus derselbe ist wie bei Ägirin. Magnetit ist spärlich im Gesteinsgewebe verbreitet. Glasbasis tritt keine auf.

Malberg. Der Phonolith des Malbergs ist bereits 1874 von Emmons[1]) vortrefflich, auch mikroskopisch beschrieben worden. Das Gestein ist etwas weniger fettig glänzend, weil dichter als die andern. Emmons nennt seinen Glanz recht treffend »resinous« (harzig); es ist dabei an den Ecken durchscheinend. Makroskopisch hervortretende Gemengteile sind nicht vorhanden. Auch mikroskopisch sind Sanidineinsprenglinge sehr spärlich, und immer unregelmäßig begrenzt. Die hypokrystalline Grundmasse besteht aus langen Sanidinleisten, die eine gute Fluidalstruktur erkennen lassen. Als Zwischenmasse tritt farbloses Glas auf, worin auch spärliche Nepheline sich befinden. Ägirin mit $c : c = 80—90^0$ in zerfaserten Skeletten und seltene Magnetitkörner bilden noch die einzigen Gemengteile.

## Trachyte.

Unter den trachytischen Gesteinen lassen sich zwei Haupttypen aussondern. Einmal die beiden Varietäten des Hülsberges: dichtes Gefüge, splittriger Bruch, Mangel an makroskopischen Einsprenglingen außer spärlichem Feldspat und seltener Hornblende charakterisiren sie. Dazu kommt mikroskopisch das starke Zurücktreten der idiomorphen Einsprenglinge, das Auftreten von Anorthoklas neben Sanidin, das fast ausschließliche Herrschen der Alkalipyroxene als dunkle Gemengteile, und schließlich das spärliche Vorkommen von Nephelin. Alle diese Eigenschaften sprechen dafür, das Gestein in die Reihe der phonolithoiden Trachyte Rosenbusch's[2]) zu stellen, wie es ja auch schon Dannenberg[3]) tat.

[1]) Emmons 1874, 22—23.
[2]) Rosenbusch 1908, II, 2, 923 ff.
[3]) Dannenberg 1897, 424 ff.

Drei andere hier behandelte Gesteine, die von Niederahr, des Trachyts inmitten des Trachydolerits der Oberahrer Berge, und des vom Forst zwischen Meudt und Ettinghausen, sind heller und stark porös; die Einsprenglinge treten noch mehr zurück wie beim Hülsberg und sind ausschließlich Anorthoklas. Daneben tritt aber auch ein Mineral auf, das, makroskopisch wie kleine Rostflecke aussehend, u. d. M. in tiefrotbraunen bis schwarzen verästelten Partieen ohne irgendwelche Krystallform erscheint. Stellenweise, aber nicht überall, ist Pleochroismus von dunkelrotbraun bis schwarz zu bemerken, ebenso konnte eine Doppelbrechung nicht sicher festgestellt werden, beides, weil das Mineral anscheinend in ganz dünnen Häuten zwischen die Feldspäte und die Magnetitkörner der Grundmasse sich einschiebt und es sich bei stärkerer Vergrößerung auch immer in kleinere Partikelchen auflöst. Ich konnte nicht mit Sicherheit entscheiden, ob es sich hier um ein ainigmatitähnliches Mineral, vielleicht dann noch am ehesten Ainigmatit selbst, handelt, oder um kolloidales Eisenhydroxyd, das dann nur als Zersetzungsprodukt des Magnetits angesprochen werden könnte. Für die Annahme, als sei es Eisenhydroxyd, spräche die unregelmäßig flockige Verteilung; Pleochroismus und Doppelbrechung ließe sich in diesem Fall durch darunter- oder darüberliegende andere Mineralien erklären. Für die Deutung als Ainigmatit spricht zunächst die chemische Analyse (vom Forst) sehr gut, deren großer Überschuß der Alkalien über Tonerde + Eisenoxyd + Eisenoxydul nach Osann gerade nur durch das Vorhandensein von Ainigmatit erklärt werden kann. Der Gehalt an Oxyden des Eisens ($FeO = 0{,}95\ \%$ + $Fe_2O_3 = 2{,}85\ \%$) wäre viel zu gering für eine derartig weite Verbreitung von Eisenhydroxyd. Schließlich wäre es sehr sonderbar, wenn eine derartige Verwitterungserscheinung sowohl an der äußersten Rinde wie tief im Innern des frisch gebrochenen Gesteins so vollständig gleichartig auftreten würde, wie dies tatsächlich der Fall ist. Alles in allem: Ich glaube wohl, daß dieses Mineral Ainigmatit ist. Dann würden diese Gesteine durch diese beiden Charakteristika Anorthoklas und Ainigmatit eine bemerkenswerte Ähnlichkeit mit

den pantelleritischen Trachyten Rosenbusch's[1]) erlangen. Da aber hinwiederum in der Grundmasse sowohl dunkle Gemengteile als auch durchweg Glasbasis gar nicht in größerer Verbreitung sich vorfinden, neigen sie dadurch wieder mehr zu den phonolithoiden Trachyten hin. Dannenberg[2]) reiht diese Gesteine seinen »Andesittrachyten« ein. Ich glaube, die geringe Anzahl genauer untersuchter derartiger Typen läßt es gegenwärtig noch unentschieden, welcher Gruppe von Alkalitrachyten sie endgültig zuzurechnen sind.

Endlich kommt innerhalb des Arbeitsgebietes noch ein trachytisches Gestein vor, das im übrigen Westerwald und besonders im Siebengebirge eine größere Verbreitung hat. Hauptgemengteil erster Generation ist neben Orthoklas und einigen Anorthoklasen Biotit, der häufig Korrosionserscheinungen zeigt, indem er randlich oder vollständig in eine ganz opake Masse umgewandelt ist. Das Achsenbild dieses Glimmers ist einachsig. Die Grundmasse besteht nur aus Orthoklas und wenig Magnetit, Glasbasis ist sehr spärlich vorhanden. Die Struktur ist rein orthophyrisch. Der einzige Repräsentant dieses Typus, der Ähnlichkeit mit dem Drachenfelstrachyt hat, ist ein Vorkommen ca. 700 m nördlich von Niederahr, das anstehend nicht bekannt ist, sondern nur in losen, schon sehr zersetzten Blöcken auf den Feldern am Ostabhange der Basaltkuppe vorkommt. Makroskopisch sind in dem hellgrauen Gestein bis 4 mm große Orthoklase und bis 3 mm große Biotite zu erkennen.

Hülsberg. Der Trachyt des Hülsberges ist in mächtigen, unregelmäßigen Pfeilern abgesondert, die eine schwache Konvergenz nach oben zeigen. Diese Pfeiler, die manchmal ähnliche Erscheinungen wie die sogenannten »Umläufer« des Stenzelbergs im Siebengebirge zeigen, haben einen Durchmesser von 2—3 m, gewöhnlich reichen sie durch die ganze Höhe des Bruches, 20—30 m. Das normale Gestein zeigt eine eigentümliche Bänderung, indem mehrere Millimeter breite, parallele dunkle Streifen in geringem Abstande voneinander durch die graue Grundmasse sich ziehen. Diese Bänderung ist horizontal,

[1]) Rosenbusch 1908, II, 2, 926 ff.
[2]) Dannenberg 1897, 432 ff.

senkrecht zur Pfeilerklüftung, was einen vorzüglichen Eindruck des Geflossenseins hervorruft. Diese Bänderung zeigt nicht eine andere Varietät, die am nördlichen Rande des Steinbruchs auf eine Breite von ca. 50 m ansteht, und die sonst fast genau der normalen Varietät gleicht. Nach Aussage der Arbeiter scheint es sich um einen Gang zu handeln, der etwa nordsüdlich sich hinzieht und in dieser Richtung stark nach Süden einfällt, sodaß er in der Mitte des Bruchs schon unter der Sohle verschwindet.

Von Interesse ist folgende Stelle bei von Dechen[1]) in seinem Vortrag über die Trachyte des Westerwalds:

»Von Wichtigkeit ist das Vorkommen eines Ganges von Hornblendeandesit am südwestlichen unteren Abhang des Hülsberges, der auch als Herz- oder Harzberg bezeichnet wird, gegen Wirges hin. Dieser Gang, 1,25—2,00 m mächtig, streicht in St. $8^1/_2$ und fällt mit $15^0$ gegen Südwesten ein und setzt in einer Abänderung von Basalt auf, die vielfach in dieser Gegend vorkommt, sich durch sehr dichtes Gefüge und durch eine dünnplattige Absonderung, ähnlich der des Phonoliths, auszeichnet. Nach der Untersuchung von Emmons ist kein Zweifel, daß diese Gesteine dem Plagioklasbasalt angehören.« Der Herzberg ist der Hügel 500 m nordöstlich von Wirges, südlich des Punktes 286 der Straße Wirges-Leuterod. Das Vorkommen ist heute nicht mehr aufgeschlossen, um diese Stelle weiter nachprüfen zu können. Angelbis 1891 erwähnt von dieser Angabe nichts.

Die Bänder erkennt man makroskopisch als fast schwarze glasige, bis einige Millimeter breite, scharf sich gegen die hellgraue Grundmasse absetzende Partieen, die, im allgemeinen immer dieselbe Richtung beibehaltend, untereinander parallel sind und in einem durchschnittlichen Abstande von $^1/_2$ cm auf einander folgen. Bei einem ca. 1 mm dicken Dünnschliff waren diese dunklen Bänder makroskopisch noch deutlich zu sehen, im auffallenden Licht ganz so wie am Handstück. Dagegen war im durchfallenden Licht und unter dem Mikroskop bei schwacher Vergrößerung die

[1]) von Dechen 1878, 89—90.

merkwürdige Tatsache zu constatieren, daß die vorher dunklen Bänder nun glashell durchsichtig wurden und nur aus unter sich parallelen Sanidinleisten bestanden, während die graue, helle Grundmasse bei diesem dicken Schliff noch völlig undurchsichtig war. Jedenfalls steht für die Natur der Schlieren soviel fest, daß ihre dunkle Farbe nicht auf eine Anreicherung etwa an Magnetit oder anderer dunkler Gemengteile zurückzuführen ist, sondern daß sie einfach nur als Farbe eines durchsichtigen Mediums vor dunklem Hintergrund zu erklären ist. Bei dünneren Schliffen verschwindet dann, auch bei auffallendem Licht, die Erscheinung der Bänderung vollständig.

Von Einsprenglingen sind makroskopisch Feldspattafeln und ganz vereinzelte Hornblendenädelchen zu sehen. Auch u. d. M. herrschen unter den Einsprenglingen Feldspäte bei weitem vor und zwar dreierlei Arten, Sanidine, Anorthoklase und Kalknatronfeldspäte. Sanidin und Anorthoklas sind sich an Menge etwa gleich, die Plagioklase treten zurück. Allen drei Arten gemeinsam ist die tafelförmige Ausbildung nach M (010), die verbunden mit einer Verlängerung der c-Richtung im wesentlichen langgestreckte Durchschnitte ⊥ Zone 010 liefert, was die Unterscheidung der 3 Feldspattypen sehr erleichtert. Es sind fast nur die Kanten M scharf ausgebildet, P ist oftmals korrodiert. In vielen Fällen sind aber auch die ganzen Individuen derartig zerbrochen und korrodiert, daß nur Spaltrisse und Albitlamellen Aufschluß über die Orientierung geben. Dabei ist oft eine Zuspitzung der Kanten T in Richtung der c-Achse zu bemerken, eine Tatsache, die mit der starken Zertrümmerung und der vorzüglich ausgeprägten Fluidalstruktur auf starke Bewegungen noch innerhalb des halberstarrten Magmas schließen läßt. Die größten Einsprenglinge von einigen Millimetern Länge gehören den Sanidinen an. Von ihnen unterscheiden sich die Anorthoklase einmal durch eine eigentümlich unruhige Auslöschung, die darin besteht, daß in einem Individuum ganz unregelmäßige Fetzen mit etwas von einander verschiedener optischer Orientierung mit meist ganz unregelmäßig gezahnter Grenze ineinander greifen und dann beim Drehen des Präparats

gegeneinander um einen kleinen Winkelbetrag verschieden auslöschen. Diese Grenzen sind aber keine Risse im Krystall, sie sind bei gewöhnlichem Licht auch bei stärkerer Senkung des Beleuchtungsapparates nicht sichtbar. Dann sind bei den Anorthoklasen die Albitlamellen sehr verwaschen und schmal, und sie vermehren dadurch noch das unruhige Bild beim Drehen des Präparats. Die Auslöschung auf Schnitten ‖ (100) ist diesen Lamellen gegenüber klein, 2—4°. Einen ähnlich geringen Auslöschungsbetrag haben die Plagioklase des Gesteins, doch geben diese sich sofort als solche zu erkennen durch die sehr scharfen Albitlamellen und durch ihre höhere Lichtbrechung, auch spräche der geringe Kalkgehalt der Analyse (s. Tabelle II, S. 306) gegen eine so große Anzahl von Kalknatronfeldspäten. Übrigens erwähnt schon ROSENBUSCH[1]) den »teilweisen Ersatz des Sanidins durch Anorthoklas (Hülsberg)«, während DANNENBERG[2]) nur »weitaus überwiegend Sanidin . . . daneben seltenere Plagioklase« als Hauptgemengteile des Hülsbergtrachytes anführt.

Der dunkle Gemengteil ist Ägirin, doch ist seine Verbreitung in erster Generation nicht sehr groß. Etwas reichlicher, aber immer noch weit zurücktretend gegen die Feldspäte, befindet er sich in der Grundmasse. Idiomorphismus ist ziemlich gut, Pleochroismus stark

a = blaugrün
b = grüngelb
c = goldgelb

c : a = 4—8°.

Selten kommt gewöhnliche braune Hornblende vor. Sie zeigt die normale Erscheinungsweise, auch in bezug auf Resorption.

Titanit in spitzrhombischen Durchschnitten, die oft schon makroskopisch erkennbar sind, kommt oft vor, ebenso Apatit in großen bestäubten Prismen, die sämtlich das Achsenbild zweiachsiger Körper zeigen.

---

[1]) ROSENBUSCH, 1908, II., 2, 917.
[2]) DANNENBERG, 1897. 431.

Die Grundmasse hat eine vorzüglich holokrystallin ausgebildete rein trachytische Struktur, die Feldspäte sind ausschließlich Sanidine. Die wenig hervortretenden augitischen Gemengteile scheinen teils auch diopsidischer Natur zu sein. Magnetit ist in kleinen Körnern mäßig häufig verbreitet. Eine Behandlung des Schliffes mit Salzsäure ergab auch das spärliche Vorhandensein von Nephelin in der Grundmasse in kleinen viereckigen Durchschnitten.

Die am Nordrande des Bruches anstehende Varietät (s. S. 271) unterscheidet sich von der normalen hauptsächlich durch das Fehlen der Bänderung. Untersucht man aber die beiden hellen, grauen Grundmassen genauer mit der Lupe, so läßt sich auch hier ein Unterschied konstatieren. Bei der gebänderten Varietät ist die Zwischenmasse feinkörniger und reicher an dunklen Gemengteilen. Auch die Farbe ist etwas anders. Sie ist hier ein stumpfes Grau, das sich besonders unter der Lupe scharf abhebt von den schwarzen Schlieren, die einen glasigen Glanz zeigen. Die Grundmasse der nördlichen Varietät dagegen ist grobkörniger, ärmer an dunklen Gemengteilen, hauptsächlich aber fällt ihr glasiger Glanz auf, der von größeren oder enger und regelmäßiger aneinander gelagerten Feldspatindividuen herrührt. Es sieht so aus, als hätten sich hier bei der nördlichen Varietät die beiden Bestandmassen der normalen Varietät, die glasigen Feldspatstreifen und die feinkörnige Grundmasse, ineinander verwoben und durcheinander gemischt — oder, wenn man es so auffassen will, sie hätten sich hier nicht differenziert. Es ist wieder bemerkenswert, wie dieser doch makroskopisch so deutliche Unterschied zwischen den beiden Varietäten mikroskopisch keinen Ausdruck findet. Ein etwas größerer Reichtum an Plagioklasen, das auch makroskopisch zu beobachtende Zusammentreten der Feldspäte zu knäuelartigen Verwachsungen und Durchdringungen, das ist es allein, was u. d. M. die nördliche von der normalen Varietät trennt. Umhüllungen von monoklinem Feldspat um Plagioklas sind häufig zu beobachten; der Plagioklas hat die Zusammensetzung $Ab_{85}An_{15}$, gehört also zu den sauren Oligoklasen. Anorthoklas

tritt hier etwas zurück, die Albitlamellen werden so fein, daß sie oft ihr Dasein nur mehr ahnen lassen. — Sonstige Einsprenglinge, ebenso Struktur und Gemengteile der Grundmasse sind dieselben wie bei der normalen Varietät.

Niederahr. Der Trachyt nordwestlich von Niederahr ist in 3 kleinen Schürflöchern aufgeschlossen, die eine grob säulige Absonderung erkennen lassen. Die Grenze gegen den Basalt ist nicht aufgeschlossen, doch handelt es sich wohl um eine Kuppe, die den Basalt durchbrochen hat. 1865 rechnet von Dechen[1]) das Gestein zu den Oligoklastrachyten, 1878[2]) zu den Sanidinoligoklastrachyten, Dannenberg[3]) stellt es zu den Andesittrachyten. — In dem graublauen Gestein sind ziemlich stark zersetzte Feldspäte, ganz spärliche Hornblenden und unregelmäßige braune Flecken zu erkennen. Die seltenen größeren Feldspäte erweisen sich u. d. M. als Sanidine, denen eine idiomorphe Umgrenzung fehlt, einige Anorthoklase, Magnetitanhäufungen als Reste von Hornblenden, größere Magnetitfetzen und unregelmäßige dunkelbraune Fetzen bilden dann noch die einzigen Einsprenglinge. Dieses dunkelrotbraune bis ganz opake Mineral, dessen einzelne ganz allotriomorphe Individuen sich nesterweise zusammendrängen, hat etwas Pleochroismus und eine scheinbar schwache Doppelbrechung. Das Fehlen jeder Spaltrisse und Krystallkanten verhinderte die Festlegung der Schwingungsebene, überhaupt konnten die optischen Verhältnisse wegen der sehr dunklen Farbe und der Kleinheit der einzelnen Individuen nicht genauer bestimmt werden. In mäßig konzentrierter HCl ist es löslich. Allem Anschein nach handelt es sich hier um Ainigmatit (siehe S. 269).

Die Grundmasse besteht aus langen Feldspatleisten, die manchmal radialstrahlig angeordnet sind. Zum geringeren Teile bilden sie Anorthoklase. Augitische Elemente fehlen fast vollständig; Magnetit ist reichlich vorhanden, ebenso eine sehr feinkörnige Glasbasis.

[1]) von Dechen, 1865, 90.
[2]) von Dechen, 1878, 92.
[3]) Dannenberg, 1897, 440.

Forst bei Ettinghausen. Bereits 1831 von Stifft[1]) erwähnt: ». . östlich von Niederahr am Forst, in der Gemarkung des südöstlich liegenden Dorfes Meudt, kommt abermals Trachyt vor, und zwar hier ebenso, wie an den bereits beschriebenen Punkten, nur wenig sich erhebend. Er besteht aus dem bekannten weichen aschgrauen, ins Perlgraue fallenden Teig, enthält nur wenige und kleine, glasige zum Teil schon angegriffene Feldspatkrystalle und noch seltener schmale Hornblendenadeln, meistens schon braun. Magneteisen findet sich nur in wenigen Spuren. Das Gestein ist auch hier in Platten abgesondert, und die Absonderungsflächen nicht nur, sondern selbst das Innere ist mit schönen Dendriten von Manganoxyd überzogen. — Als man diese Felsart zuerst fand, erregte ihr abweichendes Äußeres, da man nur Basalt zu finden gewohnt war, die Aufmerksamkeit und Neugierde mehrerer dortigen Einwohner. Man brachte sie in ein Schmiedefeuer, wo sie erweichte und sich wie Wachs ziehen ließ«. Soweit Stifft. In der Folgezeit muß der Aufschluß wieder verfallen sein, denn nur ein einziges Mal wird der Forst noch in der Literatur erwähnt, indem von Dechen[2]) 1878 meint: »die Angaben über Trachyte am Forst zwischen Meudt und Ettinghausen . . . müssen noch näher geprüft werden.« Angelbis läßt auf Blatt Westerburg den ganzen Forst aus Basalt bestehen. 1906 wurde nun am Südabhange ein Bruch angelegt, der das eigentümlich feinkörnige, poröse Gestein wieder bloßlegte. Die Leute in dortiger Gegend wollten es durchaus für Quarzit ansehen.

Es ist plattig abgesondert und zeigt, wie Stifft sehr richtig bemerkte, durch seine ganze Masse hin kleine braune bis braunschwarze Flecken, die aber nicht Manganoxyd, sondern wohl Ainigmatit sind. Im übrigen hat die makroskopische Beschreibung Stifft's ihre volle Gültigkeit. — Über die Grenzverhältnisse zum Basalt ist nichts bekannt. Nördlich des Forstes, in dem Tal östlich von Ettinghausen, ist eine Bohrung auf Braunkohle niedergebracht worden mit folgendem Profil, das ich der Güte des Direktors

[1]) Stifft, 1831, 190—191, 512.
[2]) von Dechen 1878, 92.

der Braunkohlengruben in dortiger Gegend, Herrn Dipl. Bergingenieur Baron von der Roop verdanke:

| | | |
|---|---|---|
| 0,00 | m | grauer Lehm mit Geröllen |
| 1,50 | » | brauner Basalttuff |
| 15,00 | » | rötlich-gelbes, zersetztes Basaltmaterial |
| 23,50 | » | braunes » » |
| 27,00 | » | rotes » » |
| 41,00 | » | Basalt |
| 57,60 | » | roter Basalttuff |
| 61,50 | » | grauer Basalt |
| 71,00 | » | rotes zersetzes Basaltmaterial |
| 76,00 | » | gelbes » » |
| 89,50 | » | Basaltkonglomerat (fest) |
| bis 92,60 | » | . |

Unter dem Mikroskop bietet das Gestein des Forst einen ähnlichen Anblick wie das von Niederahr. Die Feldspäte der Grundmasse sind isometrischer ausgebildet und sind durch eine stark undulöse Auslöschung und einen hohen Brechungsindex zum Teil als Anorthoklas anzusprechen. Eine Glasbasis tritt hier reichlich auf, Magnetit ebenfalls. Die schon makroskopisch hervorgehobenen dunklen Flecken bieten u. d. M. dieselben Erscheinungen dar wie die entsprechenden Bildungen bei dem Gestein von Niederahr und sind wohl auch hier Ainigmatit.

Trachyt inmitten der Oberahrer Berge. Es wurde dort im Sommer 1908 unter $^1/_2$ m mächtigem Lehm mit einzelnen Trachydoleritstücken darin auf eine Länge von 12 m ein heller poröser Trachyt freigelegt[1]), der stellenweise plattig abgesondert und schon stark zersetzt ist. Die Grenzen rechts und links nach dem Trachydolerit der Oberahrer Berge, der hier ganz mürb und rötlich zersetzt ist, stehen senkrecht; dieser selbe stark zersetzte trachydoleritische Grus steht im Graben eines Weges an, der einige Meter tiefer dem ersten parallel läuft. Der darüber lagernde Lehm ist wohl Gehängeschutt. Weiter oben und unten im Wald konnte ich auch kein Bruchstück dieses Trachyts mehr finden. Vielleicht ist das Vorkommen als letzter Rest eines Durchbruches, als Schlot, zu deuten.

[1]) Die Kenntnis von diesem Vorkommen verdanke ich Herrn Förster Weimar in Niederahr.

Makroskopisch sind in dem hellgraublauen, porösen Gestein nur einzelne Feldspäte und dunkle unregelmäßige Häufchen zu erkennen, die opacitischer Natur zu sein scheinen.

U. d. M. stellt sich das Gestein als eigentümlich körnig dar. Es ist vollständig holokrystallin, kleine Anorthoklas- und Sanidineinsprenglinge, die fast nie Krystallkanten haben und manchmal in dichten Knäueln zusammenstehen, sowie nesterweise Anhäufungen von Augit mit $c:c = 50^0$ und Magnetitkörnern liegen in einer Grundmasse, die aus nur wenig kleineren vollständig allotriomorphen Sanidinen und Anorthoklasen besteht. Magnetit und reichlich Augit sind darin zerstreut, außerdem kommt nur noch Ainigmatit in selteneren, kleinen Partieen und spärlicher Apatit in dicken, bestäubten Prismen vor.

Der glimmerhaltige Trachyt nördlich Niederahr wurde schon auf S. 270 beschrieben.

### Trachyandesite.

Die Anorthoklase verschwinden nun ganz, eine führende Rolle spielen Kalknatronfeldspäte, und die dunklen Einsprenglinge nehmen an Größe und Zahl zu. Der Kalknatronfeldspat schwankt zwischen Labradorbytownit und Oligoklas, mittlere Glieder der Oligoklas-Andesinreihe sind häufiger. Sanidin ist meist noch da, kann aber auch ganz verschwinden. Braune basaltische Hornblende ist ein durch Größe und Zahl ausgezeichneter Gemengteil, ebenso, nur etwas weniger, Augit, der einmal als Diopsid und Titanaugit, dann aber als Ägirinaugit auftritt. Titanit und Apatit sind weit verbreitet. Die Grundmasse ist mehr orthophyrisch wie trachytisch. Eine eigentümliche Erscheinungsweise zeigt der Apatit in den Westerwälder Gesteinen, in besonderer Deutlichkeit in den Trachyandesiten. Er ist überall und in sehr großen Exemplaren von 0,5 mm Länge und 0,2 mm Breite durchschnittlich verbreitet und stets erfüllt von Einschlüssen, die die Form länglicher Stäbchen haben, oft an einem Ende verdickt, die in der Längsrichtung mit der des Apatits übereinstimmen und oft Veranlassung geben zu einem Pseudodichroismus von bläulich zu bräunlich. Begrenzende Flächen sind Prisma, Basis, seltener einige Pyramiden.

Doppelbrechung ist gering, Auslöschung gerade. Alle untersuchten Exemplare zeigen das Achsenbild zweiachsiger Körper, der Achsenwinkel schwankt in sehr weiten Grenzen, ist aber immer sehr deutlich wahrzunehmen[1]).

Der Übergang zu den trachydoleritischen Typen, mit dem ein Dunklerwerden der sonst gewöhnlich hellgrauen bis gelblichgrauen Farbe verbunden ist, vollzieht sich durch Eintritt basischerer Feldspäte, besonders aber durch reichliches Vorherrschen von augitischen Gemengteilen und Magnetit in der Grundmasse.

Ich rechne zu den Trachyandesiten:

1. Bergfeld, zwischen Moschheim und Bannberscheid, helle und dunkle Varietät.
2. Das Vorkommen an der Straße Moschheim-Wirges.
3. » » » » » Leuterod-Wirges.
4. » » inmitten des Phonoliths des Breiten Berges.

**Das Bergfeld zwischen Moschheim und Bannberscheid.**

Das Gestein der Kuppe zwischen Moschheim und Bannberscheid, die im Volksmunde und in der älteren Literatur »das Bergfeld« heißt, wird 1865 von von Dechen[2]) als »Trachyt von Konglomerat umgeben« erwähnt. Mit dem Konglomerat sind wohl die Quarzschotter gemeint. F. Sandberger[3]) zählt »das Gestein von Moschheim, sowie vom Buschert (— Bergfeld? —) bei Bannbergscheid« zu den Sanidinoligoklastrachyten. Das Auftreten zweier Gesteinsvarietäten erkannte bereits 1878 von Dechen[4]): »Bergfeldkuppe und oberer Bruch zwischen Moschheim und Bannbergscheid« sind Hornblendeandesite, aber »das Bergfeld . . . liefert ein Beispiel von dem nahen Zusammenvorkommen von Hornblende-

[1]) Nachdem meine Beobachtungen schon abgeschlossen waren, erhielt ich Kenntnis von der Mitteilung R. Löffler's: »Über optische Anomalien des gesteinsbildenden Apatites« (Centralbl. f. Min. Geol. Pal. 1909, Nr. 21, 666—667), der dieselbe Erscheinung der Zweiachsigkeit an eingewachsenen Apatiten beobachtet hat. Die »zu c schief verlaufenden Spaltrißsysteme, die vielleicht einer Spaltbarkeit nach einer Pyramide entsprechen«, konnte ich auch bei einer nachträglichen Revision meiner Schliffe einigemale beobachten.

[2]) von Dechen 1865, S. 90.

[3]) F. Sandberger 1873, S. 123.

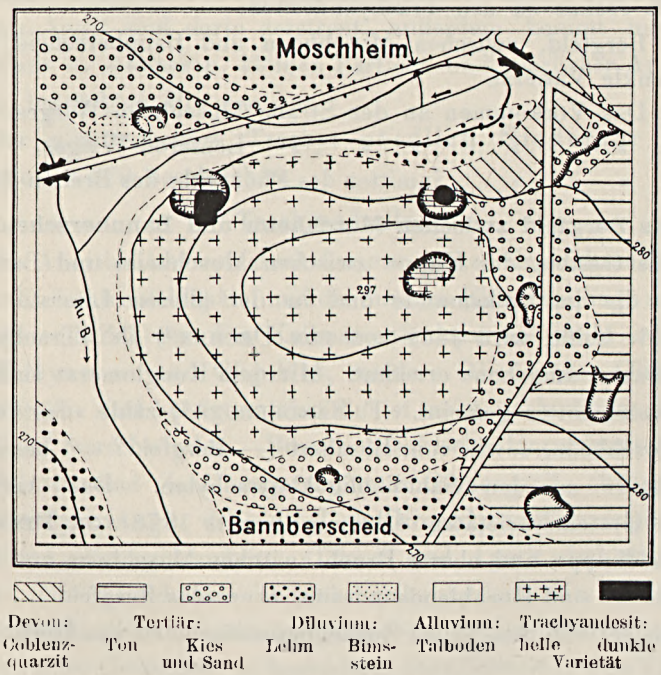
[4]) von Dechen 1878, S. 91—92.

andesit und Sanidinoligoklastrachyt, welch letzterer an einigen am tieferen N.-Abhange gegen Moschheim hin gelegenen Steinbrüchen aufgeschlossen ist«. Die genauere Verbreitung und das gegenseitige Verhältnis dieser beiden Varietäten in geologischer wie petrographisch-chemischer Hinsicht wurde seitdem nicht mehr berührt; weder erwähnt von Dechen[1]) in den Erläuterungen zur Übersichtskarte

Figur 3.

**Geologische Skizze des Bergfelds zwischen Moschheim und Bannberscheid.**

1 : 10000.




von Rheinland und Westfalen etwas davon, noch Angelbis[2]) in der Erläuterung zu Blatt Girod, noch endlich Dannenberg[3]), der »das Gestein von Moschheim« als Hornblendeandesit auffaßt.

Das Bergfeld (siehe Fig. 3) bildet einen flachen elliptischen Hügel von ca. 500 m Länge und 400 m Breite. Seine Kuppe liegt

[1]) von Dechen 1884, S. 41.
[2]) Erläuterung zu Blatt Girod S. 17 ff.
[3]) Dannenberg 1897, S. 450 ff.

297 m hoch, 32 m über dem Aubach, wo er die Straße Moschheim-Wirges kreuzt. Den O.- und S.-Rand umgeben Quarzschotter (s. S. 283 f.); die von ANGELBIS dort angegebenen Bimssteinsande waren nicht zu finden. Weiter östlich schließt sich ein ausgedehntes Tonfeld an, das wohl von den Quarzschottern überlagert wird, die auch allem Anschein nach auf dem Trachyandesit des Bergfeldes liegen.

Im westlichen Steinbruch an der Straße Moschheim-Wirges (s. Taf. 12, Fig. 1) ist die Absonderung ganz ausgezeichnet säulig. Durch die ganze Ausdehnung des Bruches ziehen sich nach beiden Seiten von der Mitte weg stark gekrümmte, bis $^1/_2$ m Durchmesser habende, sehr regelmäßig sechskantige Säulen, die stark nach oben konvergieren. Nach O. zu legen sie sich fast horizontal, auch keilen einige aus. Die mittleren Säulen, die am meisten sich der Vertikalen nähern und nachher plötzlich den scharfen Knick nach O. zu machen, so daß sie fast horizontal liegen, bestehen aus einem anderen, dunkleren Gestein — der dunklen Varietät — als die rechts und links davon befindlichen — der hellen Varietät. Die Grenze zwischen den beiden Varietäten verläuft beiderseits zu den Säulen verschieden. Während sie links (nach O. zu) genau mit einer Grenze zwischen 2 Säulen zusammenfällt, läuft sie rechts (nach W. zu) quer über die Säulenreihe hin, so daß einige Säulen oben aus dunkler, unten aus heller Varietät bestehen. Es ist nun wichtig, daß im östlichen Bruch, direkt südlich von Moschheim, unter der jetzigen Sohle bei einer Tieferbohrung diese dunkle Varietät ebenfalls angetroffen wurde. Es ist die Vermutung nicht von der Hand zu weisen, daß dies die direkte Fortsetzung der im westlichen Bruche genau in dieser Richtung einfallenden dunklen Varietät ist. Die Absonderung in diesem östlichen Bruche ist etwas verschieden von der im westlichen. Eine nach oben konvergente Säulung ist ganz schwach angedeutet, aber lange nicht so regelmäßig als dort, vielmehr ziehen nach allen Richtungen Klüfte durch, und keine Richtung dominiert auf eine größere Strecke hin. An dem östlichen Rande dieses Steinbruches ist ziemlich zersetzter Coblenzquarzit aufgeschlossen, der ostwestlich streicht; die Trennungszone mit dem Trachyandesit fällt ca. 30° nach N. ein. Er ist auf etwa 1 m

nach dem Kontakt stark gebräunt, der Trachyandesit selbst ist an dieser Seite ganz zu einer weißen, lockeren, kaolinischen Masse verwittert.

In dem Bruche endlich auf der Höhe des Bergfeldes tritt nur die helle Varietät zutage. Die nach oben konvergente Säulung ist hier wieder vorzüglich zu bemerken, einzelne Säulen sind in Kugeln zerfallen, die selbst schalig springen, an den Trennungszonen der Schalen hat sich Brauneisen angereichert.

Sowohl die helle wie die dunkle Varietät enthält im Gegensatz zu anderen Westerwald-Gesteinen (mit Ausnahme des Gesteines von Weidenhahn[1]) zahlreiche Ausscheidungen und Einschlüsse, über die ich aber die Untersuchungen noch nicht abgeschlossen habe.

Auf zahlreichen Klüften und Hohlräumen sind schöne sekundäre Mineralien ausgeschieden:

Chabasit in gut ausgebildeten, 2—3 mm großen, durchsichtigen Rhomboedern R$(10\bar{1}1)$ und Durchkreuzungszwillingen nach der Basis.

Natrolith in weißen, langen, strahligen Nadeln, große Flächen überziehend, oder auch in dichten traubigen Aggregaten.

Kalkspat in durchsichtigen, gut spaltbaren Massen. Er bildet meist die innere Ausfüllung einer Druse, deren Rand nach dem Gestein zu von dichten Natrolithnadeln besetzt ist, die auf der Drusenwand und auf dem Kalkspat senkrecht stehen.

Makroskopisch unterscheiden sich die beiden Varietäten nur durch die Farbe der Grundmasse. Die erkennbaren Mineralien sind an Zahl und Größe dieselben.

Die helle Varietät hat eine hellbläulichgraue Farbe und ein etwas rauheres Äußere als die dunkle Varietät', die makroskopisch dichter erscheint und eine fast phonolithähnliche, dunkelgraublau gefärbte Grundmasse hat.

Makroskopisch erkennbare Einsprenglinge sind in beiden Varietäten: Plagioklase, bis 4 mm lang, mit guten Krystall-

[1]) Dannenberg 1897, S. 444—445.

kanten und Zwillingslamellierung; Hornblenden, die gewöhnlich eine Größe von 6—8 mm haben, mitunter kommen auch Exemplare bis 10 cm Länge vor. Sie zeigen gute Spaltbarkeit, wodurch sie sich von Augit unterscheiden, der nicht so groß wird, und auch makroskopisch viel weniger reichlich auftritt. Titanit und Magnetit sind eben nicht selten.

Der Übergang zwischen den beiden Varietäten ist scharf (s. Tafel 12, Fig. 2) und stets markiert durch eine $^1/_2$—1 mm breite braune Linie von Eisenhydroxyd. Etwas setzt eine ganz schwache gelbbraune Färbung noch in die hellere Varietät fort, in der dunklen tritt diese wohl ebenfalls vorhandene Erscheinung wegen der Eigenfarbe des Gesteins nicht hervor.

Nicht so deutlich tritt der Unterschied zwischen beiden Varietäten u. d. M. hervor.

Die dunkle Varietät besitzt eine hypokrystallinporphyrische Struktur. Einsprenglinge sind: Plagioklas, Sanidin, Hornblende, diopsidischer Augit, Ägirinaugit, spärlich Glimmer, akzessorisch Titanit nebst Ilmenit, Apatit und Magnetit.

Die Feldspäte sind zum größten Teil gut idiomorph ausgebildet. Von ihnen bilden weitaus den größten Teil die Plagioklase, kenntlich nicht so sehr an den Albitlamellen, die gerade hier weniger häufig auftreten, als vielmehr durch die gut erkennbare hohe Lichtbrechung. Als vorzügliche Ausbildung herrscht die langleistenförmige vor, taflig nach M (010) und gestreckt nach der c-Achse; bei kleineren Exemplaren und in der Grundmasse nähert sich die Erstreckung nach a mehr der nach b, so daß bei Schnitten ∥ (100) mehr isometrische Formen resultieren. Die auftretenden Albitlamellen sind öfters verwaschen, doch fehlen auch nicht vorzüglich scharf ausgebildete. Sonstige Zwillingsbildungen sind die stets mit Albitlamellen zusammen auftretenden nach dem Periklingesetz und die Karlsbader, die besonders häufig in der Grundmasse sind. Zonarbau ist weit verbreitet, und fast stets ist ein ziemlich kontinuierlicher Übergang vorhanden von einem größeren, ziemlich allgemein einheitlichen Kern zu einer breiteren, wiederum einheitlichen Randzone. Sprunghafte Änderung der

Zusammensetzung kommt wohl auch vor, doch seltener, und dann ist stets die Trennungszone markiert durch eine schmale Reihe kleiner Einschlüsse von Glas, Augit, Erz usw., die übrigens auch oft, ohne mit einer Substanzänderung verbunden zu sein, in den Feldspäten zonar angeordnet sind. Immer ist bei den zonar gebauten Individuen der Kern basischer als die Schale, so z. B. waren bei einem Durchschnitt ziemlich genau ∥ (100) die Auslöschungswinkel

Kern $+29^0 = Ab_{46}An_{54}$[1]) = Labrador
Schale $+16^0 = Ab_{66}An_{34}$ = Andesinoligoklas.

In anderen Fällen betrug der Unterschied der beiden Schalen nur 7—10 % Ab-gehalt, doch durchgängig war die eine äußere Schale ein Andesinoligoklas mit 60—70 % Ab, auch die einheitlich gebauten Plagioklase gehörten zum größten Teil der Oligoklas- bis Andesinreihe an, schwanken also um 78—56 % Ab.

Sanidin wurde im Schliff kaum beobachtet, doch gelang es unter den nach dem von Rosenbusch[2]) angegebenen Verfahren isolierten Spaltblättchen bei einigen Feldspäten ein spez. Gew. von 2,550—2,567, sowie einen Br.-Exp. von 1,52 (in Monochlorbenzol, nach Schroeder van der Kolk) nachzuweisen. Die mikrochemische Reaktion auf Kali bestätigte, daß es sich hier um Sanidin handelte. Im übrigen brachten die Messungen von Auslöschungswinkeln an derartigen Spaltblättchen von Plagioklasen nur eine Bestätigung des im Dünnschliff gewonnenen Resultates; es sind Glieder der Oligoklas- bis Andesinreihe, zu denen sich vereinzelt auch Labradore gesellen. Etwas, was schon im Dünnschliff hervortrat, kam jetzt bei der Einbettung dieser Spaltblättchen in Monobrombenzol ($n = 1{,}559$) erst recht zur Geltung: Die basischen Andesine und Labradore waren voll von Einschlüssen, während je saurer die Feldspäte, desto reiner die Substanz wurde, bis der Sanidin gar keine Interpositionen erkennen ließ. Es hängt dies mit der Ausscheidungsfolge zusammen, indem die früher zur Gestaltung kommenden kalkreicheren Feldspäte an den ersten Ausscheidungen

[1]) Nach der Tabelle Fig. 191 bei Rosenbusch, 1905, I., 2, 354.
[2]) Rosenbusch, 1905, I., 2, 353.

des Magmas, den kleinen Augiten, Erzen usw., ihre Krystallisationspunkte fanden, und, sie umschließend, gewissermaßen das Magma von ihnen reinigten.

Braune basaltische Hornblende tritt reichlich auf in stets stark resorbierten Individuen, deren gut idiomorphe Krystallkanten noch erhalten sind. Der Pleochroismus ist stark, gewöhnliches Schema:

a = hellockergelb
b = hellbräunlich mit Stich ins Olivgrüne
c = dunkelbraun mit Stich ins Olivgrüne.

$c:c = 10-14^0$.

Die Resorptionsphänomene sind ziemlich stark. Entweder ist um einen unregelmäßigen, gerundeten Kern aus intakter Hornblendesubstanz, (die öfters nochmals wieder einen dunkler gefärbten Kern erkennen läßt), zunächst ein schmaler unregelmäßiger Saum klaren Glases, in dem dann, sich allmählich nach außen anreichernd, Augitprismen, die untereinander und mit der Hornblende orientiert sind, und Magnetitoktaeder zerstreut sind. Oder aber es schwimmen in der Grundmasse unregelmäßige Fetzen und Lappen Hornblende ohne Opacitrand, was vielleicht auf Strömungen im Magma auch noch nach der Resorption zurückzuführen ist. Eine andere sonst noch selten beobachtete Art der Resorption, die ich nur bei Sommerlad[1]) beschrieben fand, tritt hier recht häufig auf. Sie besteht darin, daß die Hornblendesubstanz nach außen hin in kleine »Subindividuen« sich fortsetzt, die teils unregelmäßig lappig gerundete Formen, teils Krystallformen aufweisen und entweder gesondert, oder fest verbunden mit der eigentlichen Hornblende sind[2]). In allen Fällen sind diese Gebilde hier im Gegensatz zu denen Sommerlad's gleichmäßig um das ganze Mineral herum verteilt; sie haben einen rötlichbraunen Ton bei starker Absorption $\parallel$ b und c, und einen blaßrosa Ton bei schwacher Absorption $\parallel$ a, wenn das übrige Mineral hellockergelb erscheint. Auslöschung und Interferenzfarbe ist in nichts von der normalen Hornblende

[1]) Sommerlad, 1882, 149.
[2]) Vergl. Sommerlad, 1882, Tafel III, Fig 1.

verschieden. Nach außen setzt sich dann bei solchermaßen resorbierten Individuen der normale Opacitrand fort. Die Erklärung Sommerlad's, es handle sich hier um eine Neubildung von Hornblende bei den Resorptionsvorgängen, wird wohl stichhaltig sein. — Als sekundäres Produkt innerhalb des Opacitrandes ist ein radialstrahliges, dichtes, blaßgrünes Aggregat zu betrachten, welches anscheinend nur in Pseudomorphosen vorkommt. Es ist schwach pleochroitisch, hat wechselnde Interferenzfarben, wandernde Auslöschung, und positiven optischen Charakter der Hauptzone. Ein Achsenbild konnte nicht erhalten werden, stellenweise trat im parallelen polarisierten Licht ein Interferenzkreuz auf. Nach allem liegt wohl ein Serpentinmineral vor, vermutlich Chrysotil, der durch etwas chloritische Substanz grün gefärbt ist, worauf der Pleochroismus hindeutet.

Augit kommt weniger häufig wie Hornblende vor, und vor allem nicht in so großen Exemplaren. Umgrenzung ist meist idiomorph, manchmal auch ganz unregelmäßig. Zwillingslamellen nach (100) sind häufig. Es treten 2 Typen auf:

Titanaugit: Farbe blaßgelblich, Stich ins Violette, mit violetten Rändern und Zonen, Pleochroismus kaum wahrnehmbar, unvollkommene Auslöschung (geneigte Dispersion), Interferenzfarben sehr lebhaft, $c:c = 50—60^0$.

Ägirinaugit: Farbe gelbgrün bis saftgrün, stets pleochroitisch.

$c$ = gelblich
$b$ = gelbgrün
$a$ = grasgrün.

Interferenzfarben weniger lebhaft, $c:c$ = ca. $70^0$. Achsenwinkel stets größer als $60^0$, einmal wurde gemessen $2V = 64^0 44'$; Charakter des Minerals positiv.

Resorptionsphänomene treten nur bei Titanaugit auf, und zwar so, daß in einzelnen unregelmäßigen Krystallstücken, die meist buchtenartig ins Innere gehen, manchmal auch zonenweise, die Augitsubstanz in einzelne rundliche Stücke zerfallen ist, die eine hellere Farbe haben, bei +N. aber dasselbe Verhalten zeigen wie die intakte Augitsubstanz. Einzelne Magnetitkörner befinden sich

auch darunter, und den Zwischenraum füllt entweder klares isotropes Glas aus, oder eine hellbraune, doppelbrechende Substanz in ganz unregelmäßigen, verworrenen Aggregaten. Es ist wohl irgend ein Serpentinmineral.

Glimmer trat nur einige Male auf in ganz kleinen Stückchen, die sich im Innern sehr ausgedehnter Opaciträume befanden. Er ist also noch viel mehr resorbiert, als es bei der Hornblende der Fall ist.

Titanit ist ein recht häufiger Gemengteil und wird oft bis 2 mm groß. Fast immer von Ilmenit umgeben, kommt er in spitzrhombischen Querschnitten, oder meist in unregelmäßigen Körnern in der Grundmasse, oder als Einschluß in allen Gemengteilen vor.

Apatit ebenso, in großen Säulen, die voll von Interpositionen sind.

Die Grundmasse besitzt im großen und ganzen eine orthophyrische Struktur. Nur um die größeren Einsprenglinge herum nähert sie sich mehr der trachytischen. Daraus resultiert dann mancherorts eine stark ausgeprägte Fluidalstruktur. Glasbasis ist in der dunklen Varietät vorhanden, wenn auch in viel geringerem Maße als in der hellen. Befremdend ist es, wenn ANGELBIS[1]) angibt: »Von einer Glasbasis . . . ist keine Spur vorhanden.« Das Glas ist vollständig klar, farblos und isotrop und bewirkt, daß die orthophyrische Struktur stellenweise sehr deutlich hervortritt. Doch ist es nicht in der Menge vorhanden, daß die Feldspäte der Grundmasse alle idiomorph wären; viele störten sich gegenseitig in der Ausbildung. Diese Grundmassefeldspäte bestehen zum kleineren Teil aus gerade auslöschenden, nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingten Sanidinen. Der größte Teil hat eine schiefe Auslöschung von etwa $10^0$ und ist mehrfach verzwillingt, gehört also der Oligoklasreihe an. Augitnädelchen treten in mäßiger Anzahl in farblosen bis ganz hellgrünen, scharfen Exemplaren auf, die Mehrzahl mit $c:c = 35-40^0$, was auf Diopsid hindeutet. Mit dem Auftreten einer intensiveren Farbe und eines schwachen Ple-

[1]) Erl. zu Blatt Girod, 19.

ochroismus wächst dann c:c bis 75°. Gleichzeitig sind dann auch diese Ägirinaugite schärfer ausgebildet als die Diopside. Ziemlich viel Magnetit ist in der Grundmasse in isometrischen Durchschnitten und kleinen Körnern und Partieen vorhanden.

Die Struktur der hellen Varietät ist dieselbe, die Einsprenglinge sind auch die nämlichen. Von der dunklen Varietät unterscheidet sie sich u. d. M. durch folgende Merkmale:

Sanidin wurde unter den Einsprenglingen nicht gefunden, die Plagioklase sind, soweit einheitlich, basischer als Oligoklas, im Durchschnitt etwa $Ab_1An_1$. Bei den zahlreichen zonar gebauten Individuen treten auch basischere und saurere Glieder auf. Die äußere Umrahmung besteht gewöhnlich aus Oligoklasandesin, der Kern aus Labradorbytownit. Im allgemeinen sind also die Feldspäte basischer als in der dunklen Varietät. Einschlüsse, besonders von körniger Glassubstanz, waren ebenfalls viel häufiger als dort.

Die Hornblenden, deren Resorption etwas weniger weit vorgeschritten ist, die aber im übrigen dieselben Verhältnisse darbieten wie bei der hellen Varietät, treten etwas mehr zurück. Dafür tritt aber Glimmer reichlicher ein, der hier ebenfalls noch nicht sehr, wenn auch mehr als die Hornblenden, von der Resorption ergriffen ist, deren Produkte Augit und reichlich Magnetit sind. Bei den Pyroxenen macht sich wieder die Tatsache bemerkbar, daß überall die Titanaugite und Diopside weniger gut idiomorph ausgebildet sind als die Ägirinaugite. Zur Ausscheidung des reinen Ägirins scheint es auch hier nicht gekommen zu sein, da überall, wo er gemessen wurde, der optische Charakter noch positiv war.

Den Hauptunterschied dieses hellen Gesteins dem dunklen gegenüber bietet die Beschaffenheit der Grundmasse, nicht sowohl was Struktur, als vielmehr was den Grad der Krystallisation angeht. Hier ist nämlich ein großer Teil des Magmas glasig erstarrt und liegt in einzelnen Flecken und Partieen mitten zwischen den ausgeschiedenen Mineralien. Das farblose Glas, wie wir es bei der dunklen Varietät bemerkten, kommt hier auch vor, tritt aber sehr zurück hinter einer körnigen Basis, die bei stärkster Vergrößerung winzige Krystallite, langgestreckte Mikrolithe und sonstige Ent-

glasungsprodukte erkennen läßt, die zum großen Teil opak und, wenn durchsichtig, manchmal eine höhere, manchmal eine niedere Lichtbrechung haben und anscheinend nur selten doppelbrechend sind. In den Feldspäten zweiter Generation tritt sowohl dieses, wie auch das klare Glas als Einschluß auf. Dagegen bildet in den dunklen Gemengteilen neben Apatit und Titanit ausschließlich dieses körnige Glas viele und große Einschlüsse. — Von den Feldspäten der Grundmasse treten naturgemäß Sanidine mehr in den Hintergrund; die Kalknatronfeldspäte sind nicht sehr viel basischer als Albitoligoklas. Die anderen Bestandteile der Grundmasse sind dieselben wie bei der dunklen Varietät und treten auch ebenso auf.

Es ist wichtig, daß alle Daten, die geologischen sowohl, wie die chemischen und physikalischen, den Satz bestätigen, daß die dunkle Varietät zur hellen in demselben Verhältnis steht wie ein Tiefengestein zu seinem entsprechenden Ergußgestein, womit ich natürlich nun nicht gesagt haben will, daß ich die dunkle Varietät als direktes Tiefengestein auffasse. Dagegen spricht die typische hypokristallinporphyrische Struktur und der wenn auch geringe Gehalt an Glasbasis. Immerhin ist aber die dunkle Varietät viel holokrystalliner erstarrt als die helle. Auch die Tatsache, daß in der dunklen Varietät die Resorption viel weiter vorgeschritten ist — Glimmer fehlt ja fast vollständig, Hornblende zum größten Teil — spricht für ein langsameres Erkalten dieser im Gegensatz zur hellen Varietät, die so rasch erkaltete, daß die Einwirkung des Magmas auf die bestandsunfähigen Mineralien nicht lange andauern konnte. Ferner ist der Gehalt an Oxyden der zweiwertigen Metalle FeO, CaO, MgO, bei der dunklen Varietät viel größer als bei der hellen, nämlich 14,77 % zu 10,97 % Schließlich sind die spezifischen Gewichte beachtenswert:

Dunkle Varietät: 2,637.
Helle » 2,477.

Daß die geologischen Verhältnisse dem obigen Satz nicht widersprechen, sondern sogar dazu auffordern, ist nach dem S. 281 gesagten klar.

U. d. M. zeigt sich an der Grenze der beiden Varietäten zunächst, daß der braune Saum (vergl. S. 283) sekundäres, kolloidales Eisenhydroxyd ist; es greift kein großer Einsprengling aus einer Varietät in die andere über. Dagegen ist der Konnex hergestellt durch lange Feldspatleistchen der Grundmasse, die eng miteinander verfilzt und verflochten sind.

Zur Erklärung des ganzen Vorkommens dürfte nach allen Beobachtungen die Anschauung gerechtfertigt erscheinen, daß es sich hier um einen Nachschub flüssigen Magmas aus demselben Eruptionsherd in das schon halberstarrte, zuerst vorhandene Gestein handelte. Ob dieser wirklich noch zum Ausbruch gekommen ist, oder als »Lakkolith« in der Kuppe stecken blieb, ist wegen der starken Erosion nicht mehr zu entscheiden. Jedenfalls bürgt seine doch typische Ergußgesteinsstruktur dafür, daß er im letzteren Falle wenigstens sehr nahe der Oberfläche erkaltet ist. Auf alle Fälle werden durch diese Erklärung sowohl die geologische Erscheinungsform — die gleichmäßig durchgehende säulige Absonderung ohne Rücksicht auf die Gesteinsbeschaffenheit — als auch die chemischen und physikalischen Verschiedenheiten gedeutet, was durch die Annahme von Schlierenbildung oder einem später nach der Erstarrung erfolgten Durchbruch nicht der Fall wäre.

**Straße Wirges-Leuterod und Straße Moschheim-Wirges.**

Die beiden Gesteine sind von allen bisherigen Beobachtern als Hornblendeandesit gedeutet worden. Die starke Zersetzung, in der sich beide Gesteine befinden, erschwert eine genaue Festlegung des Gesteinscharakters. Die Absonderung ist säulig; die Säulen sind in Kugeln aufgelöst. Soweit zu sehen ist, handelt es sich um 2 Küppchen. Dannenberg[1]) verbindet beide Vorkommen zu einem Gang, »der hier an der Grenze von Trachyt und Tuff aufgebrochen ist .... die Übereinstimmung des Gesteins von beiden Punkten läßt ungezwungen einen Zusammenhang konstruieren«. Ich möchte mich dieser Ansicht nicht anschließen. Einmal ist, wie unten gezeigt wird, die Übereinstimmung der beiden Gesteine

[1]) Dannenberg, 1897, 319.

garnicht so groß. Dann ist auch der ganze Zwischenraum von Tuff ausgefüllt, und der Trachyt beginnt erst viel weiter oben, sodaß ein Gang »an der Grenze von Trachyt und Tuff« einen großen Bogen machen müßte. Für einen Gang im Tuff sind auch gar keine Anzeichen vorhanden. Es handelt sich bei beiden Vorkommen wohl um gesonderte Küppchen bezw. getrennte Schlotreste.

Das Gestein an der Straße Moschheim-Wirges ist rein hellgrau, mit großen Feldspäten und matten schwarzen Flecken, die ganz resorbierte Hornblende darstellen. U. d. M. tritt die Zersetzung stark hervor, die besonders die Grundmasse sehr angegriffen hat. Große Feldspateinsprenglinge — Oligoklase bis Oligoklasandesine — sind häufig, Glasmasse tritt reichlich als Einschluß auf, und auf Spaltrissen haben sich Zersetzungsprodukte angereichert. Etwas weniger häufig als die Feldspäte erscheint umgewandelte Hornblende, bei deren Resorption nur Magnetit entstand, Augit fehlt. Manchmal ist noch ein Fetzen stark pleochroitischer Hornblende im Innern zu erkennen. Der spärliche Augit ist diopsidischer Natur.

Die Struktur der Grundmasse ist nicht mit Sicherheit zu erkennen, weil Zersetzungsprodukte die Verhältnisse verschleiern. Der Grundmassefeldspat scheint zum großen Teil Sanidin zu sein, der öfters leistenförmig — trachytisch — ausgebildet ist, doch kommen auch mehr isometrische Formen — orthophyrisch — vor. Reichliche Glasbasis verkittet die einzelnen Individuen der Grundmasse, unter denen viel Magnetit sowie farbloser Augit eine Rolle spielen.

Das Gestein östlich der Straße Wirges-Leuterod befindet sich zwar in einem höheren Zersetzungsstadium als das vorige, allein die Verhältnisse lassen sich hier doch leichter übersehen, da sich die serpentinartigen und chloritischen Zersetzungsprodukte, auch Eisenhydroxyde und Carbonate, mehr an einzelnen Stellen angereichert haben und nicht wie bei dem vorigen Gestein das Gesteinsgewebe gleichmäßig durchziehen.

Das Gestein neigt in allem mehr zu den Trachydoleriten. Die Feldspäte sind basischer, $Ab_{70}$—$Ab_{60}$; der Grundmassefeldspat ist

oft mehrfach verzwillingt. Die holokrystalline Grundmasse zeigt eine Hinneigung zur pilotaxitischen Struktur. Die Hornblende ist merkwürdig frisch, kaum daß ein schmaler Saum Magnetitkörner sie umgibt. Diopsidischer Augit tritt als Einsprengling mehr zurück, während er sich in der Grundmasse häufiger findet. Magnetit ist in großen Partieen als Einsprengling und in der Grundmasse recht reichlich. Weshalb der Titanit, wie Dannenberg[1]) meint, ein Einschluß sein soll, vermag ich nicht einzusehen.

**Trachyandesit inmitten des Phonoliths des Breiten Berges.**

Wie schon S. 266 erwähnt, läßt sich das Gestein makroskopisch von dem Phonolith des Breiten Berges sehr schwer unterscheiden. Es zeigt manchmal im Gegensatz zu diesem eine eigentümliche Fleckung, indem 1—2 mm große, helle, fast weiße, unregelmäßige Partieen in einer dunkleren, grauen »Grundmasse« liegen, die im übrigen außer einigen kleinen gestreiften Feldspäten und seltenen Hornblenden und Augiten keine Mineralien makroskopisch erkennen läßt. Eine genauere Untersuchung der hellen Flecke mit der Lupe ließ diese als eine Folgeerscheinung der überaus großen Splittrigkeit des Gesteins erkennen: Jeder helle Fleck ist ein Gesteinsstückchen, das durch eine dünne Luftschicht vom Gesteinsverband getrennt ist und infolge Totalreflexion an dieser Luftschicht sehr hell erscheint. Die mineralogische Zusammensetzung dieser Flecken erwies sich auch unter dem Mikroskop als durchaus inhomogen und als dieselbe wie die der grauen Grundmasse. Bei dem Phonolith des Breiten Berges tritt diese Splitterungserscheinung auch auf, wenn auch seltener und weniger scharf ausgeprägt.

U. d. M. herrschen unter den Einsprenglingen erster Generation Plagioklase vor. Ihre Lichtbrechung schwankt von wenig unter bis etwas über die des Kanadabalsams, woraus, ebenso wie aus den Messungen der Auslöschungswinkel, besonders auf Schnitten ‖ (001), zu entnehmen ist, daß es Oligoklase bis Oligoklas-Andesine sind. Die meisten sind nach c gestreckt und

[1]) Dannenberg 1897, 449.

nach a und b isometrisch. Albitzwillinge sind immer vorhanden. Oft treten die Feldspäte zu Nestern und knäuelförmigen Durchwachsungen zusammen.

Der Grundmassefeldspat ist stets einfach verzwillingt. Ebenso deutet die durchweg gerade Auslöschung auf den betr. Schnitten überall auf Sanidin. Er ist sehr gut idiomorph ausgebildet. — Von farbigen Einsprenglingen kommt braune Hornblende und Ägirinaugit in ziemlich gleicher Verteilung vor. Der Pleochroismus der Hornblende bewegt sich dem Schema $\mathfrak{a} > \mathfrak{b} = \mathfrak{c}$, wobei $\mathfrak{a}$ = hell gelbbraun, $\mathfrak{b} = \mathfrak{c}$ = dunkel braunschwarz ist. Die Resorption ist ziemlich weit vorgeschritten, derart, daß die größeren Exemplare noch einen Kern unangegriffener Hornblendesubstanz enthalten, die kleineren aber völlig resorbiert sind. Ihre äußere Begrenzung wird dabei durch einen Kranz von Magnetitkörnern markiert, die in einer klaren Glasmasse orientierte diopsidische Augite, Sanidine, Apatite und vereinzelt auch Magnetitkörner umschließen. Rhönit oder ein ähnliches Mineral tritt im Resorptionshof nicht auf. Die Ägirinaugite sind sehr gut idiomorph, ihre Größe ist beträchtlich, bis zu einigen Millimetern. Pleochroismus $\mathfrak{a}$ = grasgrün, $\mathfrak{b} = \mathfrak{c}$ = hellgoldgelb, $\mathfrak{c} : \mathfrak{c} = 50^0$, Charakter positiv. Oft sind um einen stark pleochroitischen Kern eine oder mehrere Zonen mit schwachem oder gar keinem Pleochroismus, die violette Farbentöne zeigen. Da die Auslöschung dieselbe ist, ist es zweifelhaft, ob es sich hier um Titanaugit handelt. Die Struktur ist rein andesitisch. Da in der Grundmasse keine Spur von Glasbasis zu bemerken war, könnte man nach Rosenbusch[1]) die Struktur als pilotaxitisch bezeichnen. Der starke Gehalt an Magnetit und diopsidischem Augit verweist das Gestein in die Abteilung der Trachyandesite, die schon stark zu den Trachydoleriten neigt. Die Zugehörigkeit zu den Trachyandesiten ist indes zweifellos durch die sauren Plagioklase, durch die nur Sanidin als feldspatigen Gemengteil enthaltende Grundmasse und durch den Mangel an Rhönit unter den Resorptionsprodukten der Hornblende.

[1]) Rosenbusch, Mikr. Phys. II, 2, 1062.

## Trachydolerite.

Die basaltischen Gesteine im südwestlichen Westerwald können vorläufig in 2 große Gruppen eingeteilt werden. Einmal sind es die gewöhnlichen Feldspatbasalte, wie sie an zahllosen Stellen Mitteldeutschlands als dichte bis körnige, dunkle Gesteine vorkommen, mineralogisch hauptsächlich durch große Olivine und lediglich trikline, stark basische Feldspäte und durch Intersertalstruktur gekennzeichnet. Zum zweiten verbinden die sogenannten Hornblendebasalte mit dem Auftreten großer porphyrischer Amphibole und Pyroxene noch andere Charakteristika, vermöge deren sie von Rosenbusch zu den Trachydoleriten gerechnet wurden, wie Rosenbusch bekanntlich die Alkaliäquivalente der gabbroiden Basalte bezeichnet, die also Ergußformen essexitischer Magmen und der problematischen Zwischenformen zwischen diesen und den Elaeolithsyeniten sind. Ein Teil der früheren Augitandesite muß ebenfalls zu den Trachydoleriten gerechnet werden. Die Feldspatbasalte petrographisch und auf ihre systematische Stellung zu untersuchen, lag außerhalb des Rahmens dieser Arbeit. — Die hier als Trachydolerite ausgeschiedenen Typen gliedern sich hier fast in allem unmittelbar an die Trachyandesite und nie an andere Typen, etwa an die Phonolithe, an. Deshalb spielt z. B. auch Nephelin in ihnen nie eine Rolle. Makroskopisch ist der Schnitt zwischen ihnen und den Trachyandesiten schärfer zu markieren als mikroskopisch. Es sind nämlich alle Trachydolerite tief dunkle, fast schwarze Gesteine von durchaus basaltischem Habitus, wenn man von den den eigentlichen Basalten fehlenden großen Augiten und Hornblenden absieht. Feldspäte treten makroskopisch nicht hervor, Olivin nur in einzelnen Vorkommen, z. B. im Gestein des Steimel, das aber gegenüber dem in meinem Arbeitsgebiet verbreitetsten Trachydolerittypus auch andere Unterschiede aufweist, die es wohl in eine andere Reihe stellen. Zur Entscheidung dieser genaueren systematischen Feststellungen müssen eben sämtliche entsprechenden Westerwaldgesteine untersucht werden. — U. d. M. fällt zunächst der große Reichtum der Grundmasse an Diopsid und Magnetit auf. Die Struktur ist durch die lang leistenförmigen Plagioklase öfters fast trachytisch, stellen-

weise auch mehr orthophyrisch, in einigen Vorkommen aber tritt eine typisch pilotaxitische Struktur hervor. Die ausschließlich vorhandenen Plagioklase sind sehr basisch, Labrador- bis Bytownitreihe durchschnittlich. Sie treten sehr zurück, sind wenig idiomorph und sind fast immer schon stark zersetzt. Die Hauptgemengteile erster Generation bilden Augite und Hornblenden. Augite sind vorwiegend, darunter hauptsächlich Diopsid und Titanaugit, Ägirinaugit ist spärlicher. Die Hornblende ist der wesentliche Gemengteil; in den untersuchten Vorkommen wird sie bis 1 cm lang, während von Härtlingen im Westerwald noch größere bekannt sind. Was ihnen ein besonderes Gepräge verleiht, sind Resorptionserscheinungen, wie sie seither nur von trachydoleritischen Gesteinen bekannt sind. Es tritt nämlich außer den bekannten Mineralien noch ein Mineral als Umwandlungsprodukt auf, das vollständig mit dem Rhönit Soellner's[1]) übereinstimmt. Gerade hier kann ich die Ansicht von Rosenbusch[2]) sehr schön bestätigen, »daß es eine Art Leitmineral für die Effusivformen der essexitischen Magmen« darstellt, denn in keinem der untersuchten Trachyandesite ist unter den Resorptionsmineralien der doch auch reichlich vorhandenen und stark resorbierten Hornblende Rhönit vorhanden, ebenso wie er keinem Trachydolerit fehlt.

Einen ganz vorzüglichen Trachydolerit fand ich zwar nicht anstehend, aber in zahlreichen Bruchstücken im Walde 1 km nordwestlich von Niederahr, bei Punkt 382,6. Dort lagen die Bruchstücke des schwarzen, dichten Gesteins mit zahlreichen und großen, ausgezeichnet idiomorphen Hornblenden in einem schmalen Streifen mitten unter dem gewöhnlichen Feldspatbasalt. Mehr konnte ich über das geologische Vorkommen nicht in Erfahrung bringen. Vielleicht handelt es sich um einen Gang oder eine kleine Kuppe von Trachydolerit in Feldspatbasalt. Wie makroskopisch, so treten auch u. d. M. die Feldspateinsprenglinge

[1]) J. Soellner, Über Rhönit, ein neues, änigmatitähnliches Mineral und die Verbreitung desselben in basaltischen Gesteinen. N. Jahrb., B. XXIV, 1907, 475—547.

[2]) H. Rosenbusch, Mikr. Phys. II, 2, 4. Aufl., 1343.

sehr zurück, sie sind ziemlich klein, nicht immer idiomorph, stets mit Albitzwillingen, sehr basisch, Labrador- bis Bytownitreihe. Im Gegensatz zu den meisten der anderen untersuchten Trachydolerite sind sie noch sehr frisch. Orthoklas fehlt wie überall in den untersuchten Vorkommen. Die Diopside treten ebenfalls nach Anzahl und Größe zurück, sie sind stets gut idiomorph. Olivin kommt selten vor, und zwar in großen, ganz gerundeten, vollständig klaren, frischen Stücken ohne Spur eines Resorptionsrandes.

Der Haupteinsprengling aber ist eine braune Hornblende mit sehr geringem Auslöschungswinkel von höchstens $6-8^0$ und normalem Pleochroismus. Sie zeigt besonders schön die Resorptionserscheinungen (siehe Tafel 13). Die beiden Mineralien, die hauptsächlich als Neubildungen vorkommen, sind Diopsid und Rhönit. Letzterer tritt in scharfen, dunkel rotbraunen Kryställchen auf, die bis zu 0,8 mm lang werden. Von Flächen wurden beobachtet: (100) (010) (110) (111) (001). Spaltrisse waren selten zu bemerken, Zwillingsbildungen nicht mit Sicherheit. Der Pleochroismus bewegt sich in den Farben, die Soellner angibt, nur war die Stärke der Absorption öfters nicht nach dem Schema: $c > b \geqslant a$, oft schien mir die Absorption $\parallel a$ »braun mit einem Stich ins Grünliche« die stärkere Absorption zu sein als $\parallel c$ »rotbraun bis schwarz«. Soweit es die unter den gewöhnlichen Verhältnissen in bezug auf Schliffdicke und Beleuchtung angestellten Beobachtungen erlaubten, schienen die Auslöschungsrichtungen mit den Angaben Soellner's übereinzustimmen. Die Hornblende befindet sich hier in den verschiedensten Stadien der Resorption. Immer besteht der äußerste Rand der stets sehr gut idiomorphen Exemplare aus einem mäßig breiten Saum reihenförmig dicht aneinander stoßender Magnetitkörnchen, die etwa so aussehen, wie Eisenfeilspäne am Stabmagneten. Dann folgt in den meisten Fällen scharf abgesetzt ein Stück intakter Hornblende, oft, je nach Lage des Schnittes, mit Zufuhrkanälen nach außen für die Resorptionsprodukte, die sich gewöhnlich im Innern befinden und scharf gegen die Hornblendesubstanz abgesetzt sind. Sie liegen in einem allotriomorphen, schwach doppelbrechenden Teig, der aus Glasmasse und

Plagioklassubstanz besteht. Der Augit ist fast stets unter sich und mit der Hornblende orientiert, Rhönit meist, wenn er nicht, wie es auch SOELLNER hervorhebt, radial strahlig angeordnet ist. Rhönit durchspießt den Diopsid, der demnach jünger als dieser ist und fast nie eigene Krystallkanten zeigt. Apatite, die ebenso wie die früher aus Trachyandesiten erwähnten Zweiachsigkeit zeigen, sind ebenfalls zahlreich im Resorptionshof. Diese so beschriebene Art der Resorption ist die gewöhnliche, weit verbreitetste, auch in den anderen Vorkommen. Sie modifiziert sich nur quantitativ, einerseits von fast völliger Unversehrtheit der Hornblende bis andererseits zu vollständiger Ersetzung dieser durch die Resorptionsmineralien. Bei kleineren Individuen tritt diese letztere Art häufiger auf, und gewöhnlich ist es dann fast nur Magnetit, der sich gebildet hat, der in einem Teig von Glasmasse und allotriomorpher Feldspatsubstanz liegt.

Die Grundmasse ist holokrystallin. An ihrem Aufbau beteiligen sich viel Diopsid und Magnetit. Die Feldspäte sind sämtlich mehrfach verzwillingt, hauptsächlich sind es Andesine. Die Struktur ist ein Zwischenglied zwischen der trachytischen und der pilotaxitischen.

Fast genau dasselbe Bild bietet das Gestein der Oberahrer Berge. Die Plagioklase sind schon sehr zersetzt und fast immer wenig idiomorph. Pyroxene kommen etwas häufiger vor als im vorigen Gestein, und zwar treten neben Diopsiden hier auch Ägirinaugite auf, kenntlich an den grünen Farbentönen, dem starken Pleochroismus und größerem $c:c$. Die Pyroxene sind alle wenig gut idiomorph. Hornblende ist nach Art, Auftreten und Resorptionsphänomenen genau wie beim vorigen Vorkommen, nur sind die Rhönit-Krystalle nicht so scharf und so groß ausgebildet. Die Grundmasse ist trachytisch struiert, stellenweise orthophyrisch. Sie enthält wenig Glas, viel Diopsid und Magnetit, die Feldspäte sind stets gestreift.

Das Gestein der Kuppe auf dem Felde zwischen Ötzingen und dem Schremberg wurde von ANGELBIS 1891 als Hornblendeandesit, von DANNENBERG 1897 als Augitandesit

bezeichnet. Es unterscheidet sich aber fast garnicht von den soeben beschriebenen Trachydoleriten, weshalb ich es diesen beizähle. Plagioklase sind als Einsprenglinge äußerst selten, als solche treten allein Diopsid, korrodierte braune Hornblende und Magnetit in größeren Partieen auf. Der Augit ist ein blaßgelbgrauer bis farbloser, sehr scharf ausgebildeter Diopsid mit lebhaften Interferenzfarben und $c : c = 40^0$. Zwillinge nach (100) sind sehr häufig. Seine Achsendispersion ist beträchtlich. Er ist oft von einer äußeren Zone umgeben, die sich durch lebhaftere Interferenzfarben hervorhebt sowie dadurch, daß ihre Substanz in einzelne Körner zerfallen ist, zwischen denen sich oft Magnetitkörner eingeschoben haben, das ganze erweist sich wohl als die Folge einer korrodierenden Einwirkung. Die Art und Korrosion der Hornblende ist genau so wie bei dem Trachydolerit N.W. von Niederahr. Die Struktur der Grundmasse ist durch die langleistenförmigen Oligoklase fast trachytisch, Glasbasis tritt selten auf, Diopsid und Magnetit reichlicher.

Der Trachydolerit direkt südlich des Breiten Berges gleicht dem gleich n. des Schrembergs so, daß beide wohl zusammenhängen. Er ist wohl identisch mit dem »Hornblendebasalt von Ober-Ötzingen« von Sommerlad[1]), der nach ihm »in losen Blöcken am Fuße des Malbergs aufgefunden« wurde. Am ganzen Malberg fand ich nur Phonolith. Plagioklase und Diopside sind seltener wie bei den anderen Gesteinen dieses Typus. Dagegen treten neben korrodierten Hornblenden auch Glimmer auf, die in derselben Art und demselben Umfang und zu denselben Mineralien resorbiert sind wie die Hornblenden. In ihnen sitzen auch noch innerhalb des unresorbierten Teils längs der sehr scharfen Spaltrisse kleine Magnetitkörner. In der Grundmasse, deren Struktur wieder mit der trachytischen Ähnlichkeit hat, tritt in völlig allotriomorphen, oft zerfaserten, stark pleochroitischen Blättchen Glimmer in zweiter Generation auf. Oft liegt er allein in der Grundmasse, manchmal gesellen sich einige Magnetitkörner um ihn, ohne daß aber direkte

[1]) Sommerlad 1882, 169.

Spuren von Korrosion zu bemerken wären. Das Achsenbild ist das sehr stark doppelbrechender einachsiger Krystalle, ohne die geringste Öffnung des Kreuzes. Einige dieser Glimmer sind ganz zerdrückt und zerquetscht, die Spaltrisse gebogen, bei gekreuzten Nicols zeigen sie ein fleckiges Aussehen.

Das Gestein des Steimel n. von Wirges bildet den Übergang zu einer anderen Gruppe von Trachydoleriten. An Stelle der sehr zurücktretenden Hornblenden, die in derselben Weise resorbiert sind wie bei den vorigen Vorkommen, tritt neben dem Augit reichlicher Olivin ein. Der Augit ist ein farbloser, bis ganz schwach gelblichgrauer, nicht pleochroitischer Diopsid, der öfters zonar gebaut ist und dann violette Töne annimmt, ohne daß aber dadurch Pleochroismus oder eine Änderung des Auslöschungswinkels einträte. Nächst Augit ist Olivin an Menge und Größe das verbreitetste Mineral erster Generation. Er ist zum großen Teil umgewandelt in eine sehr stark pleochroitische Substanz von glimmerähnlich vollkommener Spaltbarkeit mit oft klaffenden Spaltrissen. Ein Achsenbild konnte nirgends erhalten werden; die Doppelbrechung ist sehr groß, die Form ist immer die des Olivins, Auslöschung stets gerade. Augenscheinlich ist es Iddingsit[1]), die Spaltungstracen gehen demnach nach (100). Er wird als rhombisch aufgefaßt, der Pleochroismus ist demnach:

$$\mathfrak{c} = \mathfrak{b} = \text{dunkelgelbbraun bis dunkelgrünbraun}$$
$$> \mathfrak{a} = \text{leuchtendgoldgelb}$$

$\mathfrak{a} = a$; $\mathfrak{b} = b$; $\mathfrak{c} = c$.

Kleinere Olivine sind vollständig in dieses Mineral umgewandelt, größere haben nur eine randliche Zone. Auch dringt es ganz nach Art des Serpentins auf den Spaltrissen des Olivins nach innen. Daneben sind dieselben Olivinexemplare noch in eine blaßgrüne, nicht pleochroitische, chlorithaltige Serpentinsubstanz umgewandelt, die auch vielen Iddingsitpseudomorphosen nach Olivin nicht fehlt. Vielleicht ist der Iddingsit nur ein Zwischenprodukt bei der Verwandlung des Olivins in Serpentin. Auch in der Grundmasse

[1]) Rosenbusch 1905, I., 2, 159.

kommen viele kleine Iddingsitkörnchen vor, daneben wenige Plagioklase; den Hauptteil machen Diopsid und Magnetit aus. Stellenweise herrscht chloritische Substanz so vor, daß die eigentlichen Mineralien ganz verschwinden. Die Struktur ist andesitisch, Glasbasis ist spärlich vorhanden.

Die übrigen Vorkommen basaltischer Gesteine innerhalb des Arbeitsgebietes weisen keinerlei Merkmale auf, die sie befähigen, in die Reihe der Trachydolerite, und damit sicher in die Alkalireihe gestellt zu werden. Es ist eben auch im Westerwald »zurzeit wohl die wichtigste Aufgabe für die Erforscher der Eruptivgesteine und insbesondere der Basalte, die Merkmale für eine sichere Unterscheidung der Basalte und Trachydolerite aufzusuchen und festzustellen« [1]).

## Chemischer Teil.

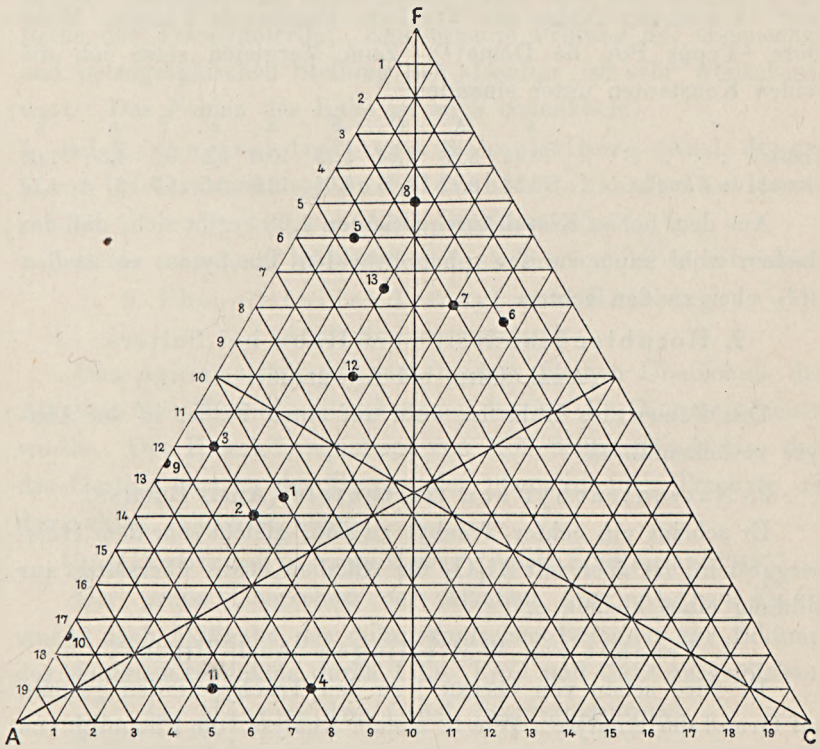
Bei der Zusammenstellung der chemischen Daten von Westerwaldgesteinen wurden auch die früheren Analysen von den Westerwälder Eruptivgesteinen berücksichtigt, die nicht in mein Arbeitsgebiet fallen. Ich habe in Tabelle I alle früheren Analysen, die ich finden konnte, zusammengestellt. Tabelle II gibt die Resultate der von mir ausgeführten Analysen. In Tabelle III sind die Molekularprozente und Osann'schen Konstanten sämtlicher Bauschanalysen berechnet. Die erhaltenen Werte wurden in Osann'sche Dreiecksprojektion, Fig. 4, eingetragen.

Die Analysen Tabelle II wurden von mir z. T. im chemischen Laboratorium des Mineralogischen Instituts der Universität Gießen ausgeführt, zum größeren Teil aber im Chemischen Untersuchungsamt für die Provinz Rheinhessen in Mainz, dessen Direktor, Herrn Prof. Dr. Mayrhofer, ich auch an dieser Stelle herzlichen Dank abstatte für die Liebenswürdigkeit, womit er mir erlaubte, die Einrichtungen und Räumlichkeiten des Untersuchungsamtes in Mainz zu benützen.

[1]) Rosenbusch 1908, II., 2, 1159.

Zur Ausführung der Analysen wurde die »Gesteinsanalyse von Max Dittrich, Leipzig 1905« benutzt. Die Gesteine wurden mit $Na_2CO_3$ aufgeschlossen, Kontrollbestimmungen mit H Fl-Aufschluß wurden bei den Gesteinen des Hülsbergs, vom Forst und (zum Teil) von Haarweiden vorgenommen. Die Alkalien wurden alle nach

Figur 4.




der Methode von Lawrence Smith mit $NH_4Cl$ und $CaCO_3$ bestimmt, der Wassergehalt nach Penfield, FeO nach Cooke und Pebal-Dölter. Bei dem Hornblendebasalt südlich des Breiten Berges unterließ ich die Alkalibestimmung, da das Gestein nach anderen Daten der Analyse schon zu zersetzt war, als daß diese zur genauen Bestimmung des Charakters des Gesteins hätte benützt werden können.

POLITECHNIKA GDAŃSKA · ZAKŁAD GEOLOGII

Zur Diskussion der einzelnen Werte ist zu bemerken:

1. Phonolithischer Trachyt vom Arzbacher Kopf (Anal. Gümbel).

Das auffallendste an der Analyse, was dieses Gestein ganz aus der Reihe der westerwälder Gesteine wirft, ist das Vorherrschen des Kalis vor dem Natron: $n = 4{,}3$. Die Analyse wird daraufhin wohl revidiert werden müssen. Der Projektionspunkt liegt in nächster Nähe des Trachyts Plateau de l'Angle, Mont Dore (Typus Puy de Dôme)[1]. Zum Vergleich setze ich die beiden Konstanten unter einander:

| | s | A | C | F | a | c | f | n | k |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Arzbach . . . . . | 70,45 | 8,83 | 2,94 | 5,79 | 10,0 | 3,5 | 6,5 | 4,3 $\gamma$ | 1,09 |
| Plateau de l'Angle . . | 73,38 | 8,92 | 2,85 | 5,08 | 10,0 | 3,5 | 6,5 | 8 $\beta$ | 1,17 |

Aus dem hohen Kieselsäurequotienten 1,09 ergibt sich, daß das Gestein wohl kaum zu den phonolithoiden Trachyten zu stellen ist[2], eher zu den echten.

2. Hornblendeandesit vom Hahn bei Selters (Anal. Ohl, bei Angelbis).

Das Fehlen des Kalis ist wohl auf einen Fehler in der Analyse zurückzuführen.

3. Natrontrachyt von Hartenfels (Anal. Bruhns).

Er scheint ein echter Trachyt zu sein, gleicht sehr dem Hülsberggestein, ist aber mit $Al_2O_3$ für Alkalien etwas übersättigt zur Bildung eines kleinen c.

4. Trachyt von Wölferlingen (Anal. Hilger).

Er wird schon von Osann[3] zu den Trachydoleriten gestellt, auf Grund der Analyse. Wie in meiner Analyse vom Phonolith von Haarweiden, so ist auch hier $Al_2O_3 > \Sigma$(Alkalien + CaO). Osann führt dieses Verhältnis zurück auf tonerdereiche Pyroxene oder auf unrichtige Analyse. Eine zweite Bestimmung von $SiO_2$, $Fe_2O_3 + FeO$ und CaO ergab für das Gestein von Haarweiden dieselben Werte.

---

[1] Osann 1901, 411.
[2] Osann 1901, 417.
[3] Osann 1901, 462.

5. Augitandesit von Hartenfels
(Anal. Noellner bei Angelbis)

Das dunkle Gestein innerhalb des Natrontrachytes von Hartenfels, das schon die mannigfachsten Umdeutungen erfuhr. Es wird wohl zum Schluß irgendwo bei den Trachydoleriten landen.

6. Isenit des Sengelbergs (Anal. Bertels).

Die Stellung der Isenite ist noch ganz zweifelhaft. Rosenbusch[1]) verwahrt sich ausdrücklich gegen ihre Einordnung in die Reihe der Trachydolerite. Eine erneute Prüfung der chemischen und petrographischen Stellung der »Isenite« ist sehr wünschenswert. Das Fehlen des Kalis ist auch bedenklich.

7. und 8. Augitandesit vom Schenkelberg (Anal. Jungeblodt bei Dannenberg) und Hornblendebasalt von Härtlingen (Anal. Sommerlad).

Beide schon von Rosenbusch[2]) als Trachydolerite betrachtet.

9. Phonolithoider Trachyt vom Hülsberg
(Anal. Schneiderhöhn).

Das Ägirinmolekül gibt sich in dem kleinen Überschuß der Alkalien über Tonerde zu erkennen, der mit $Fe_2O_3$ ausgeglichen wurde. Der Kieselsäurequotient von 1,03 deutet darauf hin, daß das Gestein hart an der Grenze der phonolithoiden Trachyte zu den echten Trachyten steht.

10. Alkalitrachyt vom Forst (Anal. Schneiderhöhn).

Der große Überschuß der Alkalien über $Al_2O_3 + Fe_2O_3$ wurde nach Maßgabe des mikroskopischen Befundes zur Bildung des Ainigmatitmoleküls durch $TiO_2$, $FeO$ und $CaO$ ausgeglichen.

11. Haarweiden (Anal. Schneiderhöhn).

Siehe unter 4.

12. und 13. Die beiden Varietäten des Trachyandesits vom Bergfeld (Anal. Schneiderhöhn).

Die Analyse unterstützt den mikroskopischen Befund, daß die helle Varietät etwas reicher ist an Kalknatronfeldspäten, und ärmer an Sanidinen. Im übrigen s. S. 289.

---

[1]) Rosenbusch El. d. Gesteinslehre 1898, 340.
[2]) Rosenbusch 1908, II., 2, 1361—1362.

**Tabelle I. Übersicht der bisher veröffentlichten Analysen.**

| Nr. d. Bauschanalysen | Bezeichnung des Gesteins | Ort | $SiO_2$ | $TiO_2$ | $Al_2O_3$ | $Fe_2O_3$ | FeO | MnO | MgO | CaO | $Na_2O$ | $K_2O$ | $H_2O$ | Glühverlust | $P_2O_5$ | Sonstiges | Sa. | Spez. Gew. | Analytiker | Quelle | Bemerkungen |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | Phonolith. Trachyt | Gr. Arzbacher Kopf | 60,26 | | 17,12 | 4,34 | 1,95 | 0,27 | 0,75 | 2,85 | 3,37 | 6,71 | 0,80 | | | $CO_2$ 1,55 | 99,97 | | v. Gümbel | Sitz.-Ber. d. Münch. Akad. d. Wiss. 1882, II | |
| | | » » » | 22,81 | | 9,69 | 30,48 | 15,24 | | | 10,49 | 1,46 mst. $K_2O$ | | 1,57 | | | $CO_2$ 8,23 | 99,97 | | » » | | Lösl. i. HCl = 9,535 % |
| 2 | Hornblendeandesit | Hahn bei Selters | 63,50 | | 19,10 | | 4,08 | | 0,12 | 3,00 | 9,12 | Sp. | 0,74 | | | | 99,66 | | Ohl | Erl. z. Bl. Selters | |
| | | » » » | 63,41 | | | | | | | | | | | | | | | | Dannenberg | Tsch. Min. Petr. Mitt. XVII. 480 | |
| 3 | Natrontrachyt | Hartenfels I | 60,89 | | 17,16 | 3,60 | 3,18 | | 0,49 | 3,07 | 6,88 | 4,23 | 0,37 | | | | 99,87 | | Bruhns | Verh. naturhist. Ver. 1896 | |
| 4 | Trachyt | Wölferlingen | 59,87 | | 22,52 | 0,32 | 2,52 | 0,13 | 0,46 | 2,50 | 5,87 | 4,42 | 2,24 | | | | 100,76 | | Hilger | Ann. Chem. CLXXXV | |
| | | » | 64,25 | | | | | | | | | | | | | | | | Dannenberg | Tsch. Min. Petr. Mitt. XVII. 481 | |
| 5 | Augitandesit | Hartenfels II | 49,569 | | 13,338 | 16,624 | | | 2,673 | 9,217 | 4,291 | 2,496 | 1,695 | | | | 99,903 | | Noellner | Erl. z. Bl. Selters | |
| | | » | | | | | | | | | | | | | 1,62 | | | | Emmons | Emmons: On some phonolites etc., Leipzig 1874 | |
| | | » | 45,88 | | | | | | | | | | | | | | | | Dannenberg | Tsch. Min. Petr. Mitt. XVII 478 | |
| | | » | 32,85 | | 16,91 | 16,62 | | 4,08 | 5,12 | 10,68 | 5,24 | 3,64 | | 3,28 | 1,37 | Sp. F, Cl, NiO | 99,79 | | » | desgl. 478 | Lösl. i. HCl = 53,96 % |
| | | » | 32,23 | | | | | 2,39 | 5,52 | 10,22 | | | | 3,28 | | » | | | » | desgl. 478 | » » » = 51,89 » |
| 6 | Hornblendeandesit | Sengelberg | 48,02 | 0,15 | 16,92 | 11,63 | 4,70 | 2,44 | 1,45 | 8,58 | 2,36 | | 1,78 | | 1,55 | $SO_3$ 0,56 Cl 0,53 | 100,67 | | Bertels | Verh. Würzb. Ges. VIII | |
| 7 | Augitandesit | Schenkelberg | 44,50 | 0,31 | 20,31 | 2,27 | 8,84 | 0,50 | 3,90 | 11,44 | 3,70 | 1,64 | | 1,40 | 1,22 | Sp. $CO_2$ | 100,03 | 2,885 | Jungeblodt | Tsch. Min. Petr. Mitt. XVII. 480 | |
| | | » | 44,23 | | | | | | | | | | | | | | | | Thaddéef | desgl. 479 | |
| 8 | Hornblendebasalt | Härtlingen | 44,14 | 1,34 | 14,67 | 13,07 | 4,78 | | 7,23 | 10,86 | 3,25 | 1,54 | 1,87 | | 0,80 | | 101,41 | 2,797 | Sommerlad | N. J. B. B. II | |
| | Trachyt | Hülsberg | 61,35 | | 20,41 | | 2,39 | | 0,45 | 2,46 | 6,81 | 4,98 | | | | | 98,85 | | Chm. Prf.-Stat. f. Hand. u. Gew. Darmstadt. | [1]) | |
| | | Dalheim b. Montabaur | 67,68 | | | | | | | | | | | | | | | 2,7022 | Abich | Abich, Vulk. Ersch. 1841, 31 | |
| | Phonolith | Saynerholz | 58,43 | | | | | | | | | | | | | | | 2,583 | Dannenberg | Tsch. Min. Petr. Mitt. XVII. 475 | |
| | | » | 11,65 | | 6,83 | 0,65 | | 0,11 | 0,16 | 1,25 | 4,25 | 0,30 | | 0,96 | | Rckst. 73,18 $SO_3$ 0,13 | 99,47 | 2,583 | » | desgl. 475 | Lsl. i. HCl = 26,82 % |
| | | » | 43,43 | | 25,54 | 2,42 | | 0,43 | 0,59 | 4,66 | 15,86 | 1,11 | | 3,60 | | $SO_3$ 0,50 | 98,14 | 2,583 | » | desgl. 475 | |
| | Phonolith | Breiterberg | 61,27 | | | | | | | | | | | | | | | 2,554 | » | desgl. 475 | |
| | | » | 6,65 | | 3,76 | 0,49 | | 0,07 | 0,05 | 0,47 | 2,07 | 0,61 | | 0,94 | | Rckst. 84,62 $SO_3$ 0,14 | 99,87 | 2,554 | » | desgl. 475 | Lsl. i. HCl = 15,38 % |
| | | » | 43,25 | | 24,46 | 3,19 | | 0,51 | 0,35 | 3,05 | 13,45 | 3,95 | | 6,25 | | $SO_3$ 0,76 | 99,22 | 2,554 | » | desgl. 475 | |

[1]) Diese Analyse verdanke ich einer freundlichen Mitteilung von Herrn Dr. Carl Bleibtreu in Bonn.

Tabelle II. **Neue Analysen.**

| Nr. | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | Hülsberg | Forst | Haarweiden | Bergfeld | | Hornblendebasalt s. Breiteberg |
| | | | | hell | dunkel | |
| $SiO_2$ | 63,45 | 68,09 | 62,15 | 57,90 | 58,98 | 40,84 |
| $TiO_2$ | 0,44 | 0,41 | 0,14 | 0,92 | 1,63 | 4,04 |
| $Al_2O_3$ | 15,87 | 11,15 | 20,97 | 16,56 | 13,07 | 12,11 (+ $P_2O_5$) |
| $Fe_2O_3$ | 1,81 | 2,85 | 1,68 | 3,05 | 3,39 | } 17,47 |
| FeO | 0,77 | 0,95 | 1,01 | 2,93 | 4,35 | |
| MgO | 0,72 | 1,10 | 0,41 | 2,90 | 1,79 | 5,68 |
| CaO | 4,08 | 1,98 | 1,56 | 5,14 | 8,63 | 11,33 |
| $Na_2O$ | 6,84 | 7,42 | 7,88 | 5,07 | 3,70 | — |
| $K_2O$ | 4,31 | 5,16 | 3,02 | 2,10 | 1,61 | — |
| $H_2O$ | 1,08 | 0,56 | 1,02 | 2,34 | 1,41 | 5,14 |
| $P_2O_5$ | 1,16 | 1,11 | 0,58 | 0,62 | 0,53 | $CO_2$ 1,19 |
| | 100,53 | 100,78 | 100,42 | 99,53 | 99,09 | — |

Tabelle III. **Molekularquotienten und Typenformeln der Analysen in Tabelle I und II.**

(Berechnet nach der Osannschen Methode).

| Nr. | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 70,45 | 70,27 | 68,91 | 68,64 | 59,52 | 59,09 | 51,43 | 49,68 | 71,84 | 75,26 | 71,03 | 66,03 | 66,24 |
| $TiO_2$ | — | — | — | — | — | 0,14 | — | 1,13 | 0,38 | 0,34 | 0,12 | 0,79 | 1,37 |
| $Al_2O_3$ | 11,77 | 12,44 | 11,42 | 15,19 | 9,42 | 12,26 | 13,73 | 9,71 | 10,57 | 7,25 | 13,98 | 11,09 | 8,03 |
| $Fe_2O_3$ | 1,90 | — | 1,53 | 0,14 | 7,29 | 5,37 | 0,98 | 5,52 | 0,77 | 1,18 | 0,72 | 1,31 | 1,43 |
| FeO | 1,90 | 3,76 | 3,00 | 2,41 | — | 4,82 | 8,47 | 4,48 | 0,73 | 0,88 | 0,96 | 2,79 | 4,07 |
| MnO | 0,24 | — | — | 0,12 | — | 2,53 | 0,48 | — | — | — | — | — | — |
| MgO | 1,31 | 0,20 | 0,83 | 0,79 | 4,81 | 2,67 | 6,73 | 12,20 | 1,22 | 1,82 | 0,70 | 4,96 | 3,01 |
| CaO | 3,57 | 3,56 | 3,72 | 3,07 | 11,86 | 10,31 | 12,86 | 12,63 | 3,88 | 1,70 | 1,58 | 5,91 | 10,07 |
| $Na_2O$ | 3,82 | 3,77 | 7,53 | 6,41 | 4,99 | 2,81 | 4,12 | 3,54 | 7,49 | 7,93 | 8,72 | 5,60 | 4,02 |
| $K_2O$ | 5,01 | — | 3,06 | 3,23 | 1,92 | — | 1,20 | 1,11 | 3,12 | 3,64 | 2,20 | 1,53 | 1,15 |
| s | 70,45 | 70,27 | 68,91 | 68,64 | 59,52 | 59,23 | 51,43 | 50,81 | 72,22 | 75,26 | 71,15 | 66,82 | 67,61 |
| A | 8,83 | 9,77 | 10,59 | 9,64 | 6,91 | 2,81 | 5,32 | 4,65 | 10,61 | 11,57 | 10,92 | 7,13 | 5,17 |
| C | 2,94 | 2,67 | 0,83 | 5,55 | 2,51 | 9,45 | 8,41 | 5,06 | 0,00 | 0,00 | 3,06 | 3,96 | 3,46 |
| F | 5,79 | 4,85 | 8,10 | 1,07 | 20,90 | 15,85 | 21,01 | 29,22 | 6,49 | 1,60 | 0,89 | 10,88 | 14,98 |
| a | 10,0 | 11,0 | 11,0 | 12,0 | 4,5 | 2,0 | 3,0 | 2,5 | 12,5 | 17,5 | 14,5 | 6,5 | 4,5 |
| c | 3,5 | 3,0 | 1,0 | 7,0 | 1,5 | 6,5 | 5,0 | 2,5 | 0 | 0 | 4,5 | 3,5 | 3,0 |
| f | 6,5 | 6,0 | 8,0 | 1,0 | 14,0 | 11,5 | 12,0 | 15,0 | 7,5 | 2,5 | 1,0 | 10,0 | 12,5 |
| n | 4,3 $\psi$ | 10 $\alpha$ | 7,1 $\beta$ | 6,6 $\beta$ | 7,2 $\beta$ | 10 $\alpha$ | 7,8 $\alpha$ | 7,6 $\alpha$ | 7,0 $\beta$ | 6,8 $\beta$ | 7,9 $\alpha$ | 7,8 $\alpha$ | 7,7 $\alpha$ |
| k | 1,09 | 1,02 | 0,94 | 1,02 | 0,88 | 1,17 | 0,74 | 0,75 | 1,03 | 1,06 | 0,98 | 1,08 | 1,28 |
| m | 8,0 $v$ | 8 2 $v$ | 6,9 | 10 $v$ | 5,6 $\varphi$ | 9,4 $v$ | 7,9 $v$ | 7,4 $\varphi$ | 4,0 $\psi$ | 10 $v$ | 10 $v$ | 8,2 $v$ | 5,6 $\varphi$ |

## Schlussbemerkung.

Die behandelten Gesteine sind sämtlich Alkaligesteine. Viele von ihnen ließen sich als bereits von Rosenbusch und anderen genügend herauspräparierte Typen erkennen. Von anderen, z. B. den ainigmatitführenden Trachyten, ist dies nicht zu sagen. Diese und die anderen, hier nicht beschriebenen Eruptivgesteine des Westerwalds in gegenseitige Beziehung zur »petrographischen Provinz« und in Beziehung zu anderen Provinzen zu bringen, dürfte neben der Untersuchung der Stellung der Basalte als nächstliegendste petrographische Aufgabe im Westerwald zu bezeichnen sein.

---

## Literatur.

1786. J. Ph. Becher, Mineralogische Beschreibung des Westerwalds. Berlin 1786.

1789. J. Ph. Becher, Mineralogische Beschreibung der Oranien-Nassauischen Lande. Marburg 1789, 2. Auflage Dillenburg 1902.

1831. C. E. Stifft, Geognostische Beschreibung des Herzogtums Nassau. Wiesbaden 1831.

1835. Erbreich, Über das Braunkohlengebirge des Westerwalds. von Dechen's und Carsten's Archiv für Mineralogie usw. 1835, VIII, 1.

1841. Abich, Über die Natur und den Zusammenhang der vulkanischen Bildungen. Braunschweig 1841.

1847. F. Sandberger, Übersicht der geologischen Verhältnisse des Herzogtums Nassau. Wiesbaden 1847.

1849. Grandjean, Die tertiären Gebirgsbildungen des Westerwalds. Jb. V. N. 1849, IV, 143—164.

1849. F. Sandberger, Tertiärbildungen, Eisenerze, fossile Pflanzen im Westerwalde. L. J. 1849, 44.

1852. R. Fresenius, Chemische Untersuchung der wichtigsten nassauischen Tone. Jb. V. N. 1852, VIII, 145—162.

1858. A. v. Humboldt, Kosmos IV.

1859. C. Koch, Über die Flora und Fauna der Braunkohlenformation des Westerwaldes und über das Alter der betreffenden Schichten. Jb. V. N. 1859, XIV, 458—460.

1861. R. Ludwig, Fossile Pflanzen aus dem tertiären Spateisenstein von Montabaur. Palaeontographica 1861, 8. Lief., 6, 160—181.

1861. C. O. Weber, Pflanzen in der Westerwälder Braunkohle. Verh. N. V. 1861, XVIII, Sitz.-Ber. 20—21.
1865. H. v. Dechen, Die Eruptivgesteine der Eifel und des Westerwaldes. Zeitschr. der D. geol. Ges., XVII, 1865.
1865. F. Odernheimer, Das Berg- und Hüttenwesen im Herzogtum Nassau. Wiesbaden 1865.
1866. H. Laspeyres, Beiträge zur Kenntnis der vulkanischen Gesteine des Niederrheins. Zeitschr. der D. geol. Ges. 1866, XVIII, 311.
1866. K. Selbach, Geologische Beschaffenheit des Westerwalds. Jb. V. N. 1866, XIX/XX, 522—523.
1867. K. Selbach, Geologische und bergmännische Beschreibung des hohen und östlichen Westerwaldes. In: F. Odernheimer, Das Berg- und Hüttenwesen im Herzogtum Nassau. Schlußheft 1867, 1—108.
1871. Kosmann, Über die Produkte der jüngsten eruptiven Formation des Westerwaldes. Zeitschr. der D. geol. Ges. 1871, XXIII, 272.
1872. G. Rose, Brief an A. von Humboldt, betreffend Einteilung der Trachyte. Zeitschr. der D. geol. Ges. 1872, XXIV, 424—425.
1873. F. Sandberger, Krystallinische Gesteine in Nassau. Tagebl. der 46. Vers. D. Naturf. und Ärzte zu Wiesbaden 1873, V, 53.
1873. H. Möhl, Glimmerbasalte. Tagebl. der 46. Vers. D. Naturf. und Ärzte zu Wiesbaden 1873, VIII, 119—120.
1873. H. Möhl, Über vulkanische Siebengebirgs- und Westerwaldgesteine. Tagebl. d. 46. Vers. D. Naturf. und Ärzte zu Wiesbaden 1873, VIII, 122—123.
1874. A. B. Emmons, On some phonolites from Velay and the Westerwald. Inaug.-Diss. Leipzig 1874. Ref. N. J. 1875, 197—199.
1874. H. Möhl, Noseanandesite des Westerwaldes. N. J. 1874, 704—710.
1874. F. Sandberger, Die krystallinischen Gesteine Nassaus. Würzb Ges. 1874, N. F. V, 233—238. Ref. N. J. 1874, 314—318.
1875. G. A. Bertels, Ein neues vulkanisches Gestein. Würzb. Ges. 1875, N. F. VIII, 149—178. Ref. N. J. 1874, 873—875.
1875. G. v. Rath, Über merkwürdige Sanidinkrystalle auf Drusen einer doleritischen Lava von Bellingen, Westerwald. Monatsber. der Kgl. Akademie der Wissensch. zu Berlin 1875, 532—534. Ref. N. J. 1876, 202.
1875. F. Wenkenbach, Übersicht über die in Nassau aufgefundenen einfachen Mineralien. Jb. V. N. 1875, XXXI/XXXII, 167.
1876. C. Koch, Geognostische Übersichtskarte des Regierungs-Bezirks Wiesbaden. Mit Bemerkungen und Erläuterungen. Statistische Beschr. des Reg.-Bez. Wiesbaden. Wiesbaden 1876, I, 50—53.
1876. Stein, Geologische Verhältnisse des Regierungs-Bezirks Wiesbaden. Statist. Beschr. des Reg.-Bez. Wiesbaden. Wiesbaden 1876, I, 26—44.
1877. A. Hilger, Mineral- und Gesteinsanalysen. Annalen der Chemie 1877, 185, 205—210.
1878. H. v. Dechen, Die Trachyte des Westerwalds. Verh. N. V. 1878, XXXV, Corr.-Bl. 89—93.

1879. G. Angelbis, Über die vulkanischen Gesteine des Westerwalds. Verh. N. V. 1879, XXXVI, Corr.-Bl. 102—103.
1880. C. Koch, Über die Gliederung der rheinischen Unterdevon-Schichten zwischen Taunus und Westerwald. Jb. pr. Ld. f. 1880, 190—242. Ref. N. J. 1881, II, 383—386.
1881. G. Angelbis, Über die Bimssteine des Westerwalds. Jb. pr. Ld. f. 1881, 393—411. Ref. N. J. 1883, I, 64—66.
1881. H. v. Dechen, Über die Räume, in denen die Trachyte des Siebengebirges, Westerwalds usw. vorkommen. Verh. N. V. 1881, XXXVIII, Sitz.-Ber. 129—130.
1881. H. v. Dechen, Bemerkungen über den Bimsstein im Westerwalde. Verh. N. V. 1881, XXXVIII, Sitz.-Ber. 185—187.
1881. H. v. Dechen, Über Bimssteine im Westerwalde. Z. der D. geol. Ges. 1881, XXXIII, 442—453. Ref. N. J. 1883, I, 64—66.
1881. H. Sommerlad, Vorläufiger Bericht über hornblendeführende Basalte. Ber. der Oberhess. Ges. für Natur- und Heilkunde 1881, XX.
1882. H. Sommerlad, Über hornblendeführende Basaltgesteine. N. J. B. B., II, 1882, 139.
1882. Voss, Über das Unterdevon zwischen Taunus und Westerwald. Verh. N. V. 1882, Corr.-Bl. 97—102.
1882. G. Angelbis, Über die Kartierung des Blattes Montabaur. Jb.. pr. Ld. f. 1882, XLIV—XLV.
1882. G. Angelbis, Das Alter der Westerwälder Bimssteine. Jb. pr. Ld. für 1882, 1—9.
1882. G. Angelbis, Über die Entstehung des Neuwieder Beckens. Jb. pr. Ld. für 1882, 10—28.
1882. G. Angelbis, Das Alter der Westerwälder Bimssteine. Verh. N. V. 1882, XXXIX, 308—316.
1882. F. Sandberger, Über die Bimssteingesteine des Westerwalds. Zeitschr. der D. geol. Ges. 1882, XXXIV, 146—150. Ref. N. J. 1883, I, 64—66.
1882. F. Sandberger, Das Alter der Bimssteingesteine des Westerwalds und der Lahngegend. Zeitschr. der D. geol. Ges. 1882, XXXIV, 806 - 811. Ref. N. J. 1884, I, 334—236.
1882. C. W. Gümbel, Geologische Fragmente aus der Umgegend von Ems. Sitz.-Ber. der Münchener Akademie der Wissensch., Math.-naturw. Kl. 1882, II, 197—239. Ref. N. J. 1882, II, 228—230.
1884. H. v. Dechen, Erläuterung zur geologischen Karte der Rheinprovinz und Westfalens, 1884, II.
1884. F. Sandberger, Über den Bimsstein und den Trachyttuff von Schöneberg auf dem Westerwalde. Zeitschr. der D. geol. Ges. 1884, XXXVI, 122.
1885. E. Frohwein, Beschreibung des Bergreviers Dillenburg. Bonn 1885.
1887. J. Roth, Allgemeine und chemische Geologie 1887, II.
1887—92. R. Lepsius, Geologie von Deutschland. Bd. I, 1887—1892, Stuttgart.
1891. G. Angelbis, Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Preußen und den thüringischen Staaten. 1891, Bl. Selters, Montabaur, Westerburg, Girod.

1893. W. Bruhns, Einschluß im Plagioklasbasalt von Lotzenbeck bei Nordhofen, Westerwald. Verh. N. V. 1893, L, Sitz.-Ber. 9.
1893. W. Bruhns, Über einige Westerwälder Gesteine. Verh. N. V. 1893, L, Sitz.-Ber. 79.
1894. F. Zirkel, Lehrbuch der Petrographie. 1894, II.
1896. W. Bruhns, Petrographische Mitteilungen I. Verh. N. V. 1896, LIII, 39–56.
1897. A. Dannenberg, Die Trachyte, Andesite und Phonolithe des Westerwalds. Tschm. Min.-Petr. Mitt. 1897, XVII, 301–330, 421–484.
1905. H. Behlen, Das Alter und die Lagerung des Westerwälder Bimssandes und sein rheinischer Ursprung. Jb. V. N. 1905, 1–61.
1908. F. Loos, Zur Hydrographie des Westerwalds. Geogr. Mitt. aus Hessen. 1908, Heft IV, 1–66. Dissertation Gießen 1904.
1908. (1) C. Mordziol, Über das jüngere Tertiär und das Diluvium des rechtsrheinischen Teiles des Neuwieder Beckens. Jb. pr. Ld. für 1908, XXIX, I, 2, 348–430. Dissertation Gießen 1908.
1908. (2) C. Mordziol, Beitrag zur Gliederung und Kenntnis der Entstehungsweise des Tertiärs im Rheinischen Schiefergebirge. Monatsber. der Deutsch. geol. Ges. 1908, 270–284.

Abkürzungen.

L. J. Leonhards Jahrbuch für Mineralogie usw.
N. J. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie.
Verh. N. V. Verhandlungen des naturhistorischen Vereins der preußischen Rheinlande, Westfalens und des Regierungsbezirks Osnabrück.
Jb. V. N. Jahrbücher des Vereines für Naturkunde im Herzogtum Nassau; von 1867 an: Jahrbücher des nassauischen Vereins für Naturkunde.
Jb. pr. Ld. Jahrbuch der Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt und Bergakademie.
Würzb. Ges. Verhandlungen der Würzburger physikalisch-medizinischen Gesellschaft.

# Das Faltungsgebiet des Flämings bei Wittenberg und Coswig i. Anhalt und der Nachweis seiner zweimaligen Vereisung.

Von Herrn **Erich Meyer** in Berlin.

Hierzu Tafel 14 u. 15.

Über meine geologischen Aufnahmen im Fläming habe ich einige kleinere Mitteilungen in diesem Jahrbuch[1]) und im Handbuch für den Deutschen Braunkohlenbergbau von G. Klein[2]) veröffentlicht. Die Einzelheiten der Aufnahme auf den vier Meßtischblättern: Hundeluft, Straach, Coswig und Wittenberg während der Jahre 1903—1906 sind in den betreffenden Erläuterungen der geologischen Karte von Preußen niedergelegt. Hier möchte ich nach vorläufigem Abschluß der dortigen Aufnahmen diejenigen Ergebnisse zusammenfassen, die allgemeineres Interesse haben, und die sich hauptsächlich auf den Bau der dortigen Tertiär- und Diluvial-Schichten beziehen, also auf deren teilweise Faltung, die Ursachen dieser Faltung und die Schlüsse, die man daraus auf das Alter der gefalteten und der ungefalteten Diluvialschichten ableiten kann.

[1]) E. Meyer, Aufnahmeergebnisse aus dem südlichen Fläming, Bericht über die Aufnahme der Blätter Straach und Hundeluft in den Jahren 1903 und 1904. Dieses Jahrbuch für 1904, Bd. XXV, S. 688—696, Berlin 1906.

[2]) E. Meyer, Die jüngeren Braunkohlenvorkommen im östlichen Teile des Regierungsbezirks Merseburg, Handbuch für den Deutschen Braunkohlenbergbau, herausgeg. von G. Klein, Halle a. S., 1907, Verlag Wilh. Kopp. S. 156—162 und II. Auflage 1910. S. 179—187: Die Braunkohlenvorkommen im östlichen Teile usw. wie oben.

Um das eigentümliche Faltungsgebiet klarer zur Anschauung zu bringen, habe ich die streifenförmige Anordnung des an die Oberfläche tretenden Tertiärs (mitteloligocäner Septarienton, Miocän-Sand, -Ton und -Kohle) und gewisser mitgefalteter Diluvialbildungen, die ich für älteres Diluvium halte (Geschiebemergel, Tonmergel und Mergelsand, sowie einheimische Kiese), auf einer Karte, Tafel 14, für sich allein dargestellt, indem ich von der teilweisen geringen Bedeckung durch jüngere Bildungen absah. Die in der Karte dargestellte Kohle steht, abgesehen von 2—3 unbedeutenden Vorkommen, nirgends zu Tage an, sondern ist nur in Gruben und flachen Bohrungen aufgeschlossen. Von jüngeren Bildungen sind nur die Endmoränenzüge und teilweise die größeren Talsysteme (einschließlich der diluvialen Talsande und des Alluviums) dargestellt, um zu zeigen, wie das Tertiär vielfach an deren Rändern zu Tage tritt.

## Überblick über die Schichtenfolge.

Ein kurzer Überblick mag noch einmal an die Verteilung der Formationen erinnern.

Über den tieferen Untergrund gibt allein das Tiefbohrloch bei Zieko Auskunft[1]). Es durchsank folgende Schichten:

| | | |
|---|---|---|
| 0 | — 24 m | Diluvium mit eingeknetetem Tertiär. |
| 24 | — 57,4 » | Untermiocäne Braunkohlenformation. |
| 57,4 | —102,1 » | Oberoligocän (?). |
| 102,1 | —200 » | Mitteloligocäner Septarienton. |
| 200 | —211 » | Unteroligocän (Eocän?). |
| 211 | —218 » | ? |
| 218 | —240 » | Unterrotliegendes. |
| 240 | —371 » | Wettiner Schichten. |
| 371 | —377,6 » | Wettiner oder Mansfelder Schichten. |

Nach v. Linstow's Zusammenstellung[2]) der Tiefbohrungen der weiteren Umgebung ist es wahrscheinlich, daß Palaeozoicum den Untergrund des ganzen Gebietes vom nördlichen Talrande der Elbe

[1]) Vergl. Franz Beyschlag und Karl v. Fritsch, Das jüngere Steinkohlengebirge und das Rotliegende in der Provinz Sachsen und den angrenzenden Gebieten. Abh. der Kgl. Preuß. Geol. Landesanst., N. F., Heft 10, S. 247—249, Berlin 1899.

[2]) v. Linstow, Beiträge zur Geologie von Anhalt, A. v. Koenen-Festschrift, III, S. 51 ff. und Taf. 3, Schweizerbart, Stuttgart 1907.

fast bis zum Nordrande der Blätter Straach und Hundeluft bildet, daß also Kalibohrungen in diesem ganzen Gebiete aussichtslos sind.

Die miocäne Braunkohlenformation gehört ins Untermiocän und erstreckt sich nach O. bis in die Niederlausitz. Sie ist gekennzeichnet durch die fast weißen Flaschentone, welche die Kohlenflöze begleiten. v. Linstow identifiziert diese Bildung mit der »subsudetischen Braunkohlenformation« im Sinne Berendt's[1]). Die märkische Braunkohlenformation würde dann ins Hangende unserer Bildung zu setzen sein. Dabei ist es aber wahrscheinlich, daß die 2 oder 3 geringmächtigen Kohlenflözchen, welche bei Dobien im Hangenden des Flaschentons auftreten, mit diesem und den liegenden Flözen in unmittelbarem Bildungszusammenhange stehen, also nach v. Linstow's Nomenklatur wohl noch zur »subsudetischen Braunkohle« zu rechnen sind. Über die Schichtenfolge im Miocän habe ich mich an den zu Anfang erwähnten Orten ausgesprochen, ich will hier nur wiederholen, daß im Hangenden und Liegenden des normal etwa 5—6 m mächtigen Flaschentons eine Reihe von dünnen, vielfach wechselnden Schichten aufzutreten pflegen: Quarzsand, Glimmersand (Formsand), Letten in jeder Schattierung von weiß, violettgrau bis braun und schwarz und in jedem Grade der Sandführung bis zum reinen Ton, daneben im Hangenden bis 3 Flöze von 0,1 bis etwa 1,50 m Mächtigkeit; im Liegenden vielfach ein Flöz — zuweilen mehrere von 2 und mehr m Mächtigkeit. Ob jene groben Braunkohlensande und feinen Kiese, die blank polierte, oft bunte Quarzkörner und weiße, halb und halb zu Kaolin verwitterte Plagioklase enthalten, nur im Liegenden des Flaschentons oder zuweilen auch im Hangenden auftreten, konnte nicht entschieden werden, da man bei der sonstigen Gleichheit der Schichten unter und über dem Ton und bei ihrer steilen Aufrichtung nur ausnahmsweise erkennen kann, ob man das Hangende oder das Liegende vor sich hat. Näheren Aufschluß über die Folge der tieferen Schichten und über die Zahl der Flöze kann man erst erwarten, wenn die Coswiger Braunkohlenwerke ihre sämtlichen Bohrungen nebst deren Ansatzpunkten zur wissenschaftlichen Be-

[1]) v. Linstow, ebendaselbst II, S. 37.

arbeitung freigeben. Einstweilen war über die Schichtenfolge in den tieferen Lagen kaum etwas zu ermitteln, da bei 60 vorliegenden Bohrungen[1]), die eine Tiefe von 20—30 und mehr Metern erreichten, die Schichtenfolge kaum in zweien übereinstimmte. Erwähnen möchte ich noch, daß in der Beutel'schen Tongrube nördlich vom Teuchler Exerzierplatz (Fig. 1) in fein geschichtetem, feinsandigem braunem Letten von mir Blattabdrücke in größerer Zahl, doch in mangelhafter Erhaltung gefunden sind, die noch der Bearbeitung harren.

Die Zusammensetzung des Diluviums ist an den angeführten Orten von mir ebenfalls eingehend geschildert worden.

## Die Verteilung der geologischen Bildungen an der Oberfläche.

Die Verteilung aller dieser Bildungen an der Oberfläche ist nun in Kürze die folgende:

Im S. zieht sich von O. nach W. das Elbtal mit alluvialen und diluvialen Talbildungen über den größten Teil der Blätter Wittenberg und Coswig. Daran schließt sich im N. der Südabhang des Flämings Zunächst verläuft dicht am Talrande in einem etwa eine geographische Meile breiten Streifen eine Zone gefalteter Tertiär- und Diluvialschichten annähernd von der Mitte des Blattes Zahna (im O. von Straach) quer über die Blätter Straach und Hundeluft, erreicht aber nicht den Westrand des letztgenannten Blattes.

### Lehmplateau und Endmoränen.

Weiter nördlich verdeckt mächtigeres Diluvium plateauartig das Tertiär, und am Nordrande der Blätter ragt noch ein Stück des großen Endmoränenzuges des Flämings in unser Gebiet herein. Dieser Endmoränenbogen entspricht der Staffel III in v. Linstow's Karte der »Eisrandlagen von Mitteldeutschland«[2]). Südlich vorgelagert ist diesem Moränenbogen im W. ein Sandr und ein diluviales Tal

[1]) K. Keilhack, Ergebnisse von Bohrungen. Grad.-Abt. 58, Bl. 1, 2, 7 u. 8. Dieses Jahrbuch für 1906, Bd. 27, Heft 4, S. 611 ff. und für 1907, Bd. 28, Heft 4, S. 895 ff.

[2]) v. Linstow, Über die Ausdehnung der letzten Vereisung in Mitteldeutschland. Dieses Jahrbuch für 1905, Bd. XXVI, Heft 3.

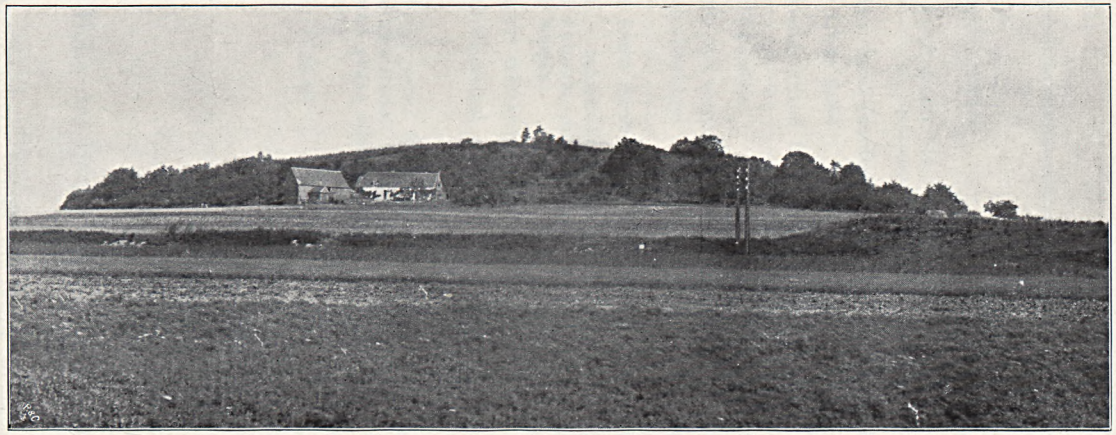
(auf der Übersichtskarte, Tafel 14, nicht dargestellt), im O. dagegen ein größeres Geschiebelehmplateau, das mit seinem Südrand unser Faltengebiet begrenzt.

Von diesem Plateau zieht sich nun im W. des Blattes Straach, also etwa in der Mitte unserer Übersichtskarte, eine schmale bei Möllensdorf unterbrochene Plateauzunge südwärts hinab bis zum Elbtal. Über diesem Lehmplateau hat wahrscheinlich schützend eine Eiszunge gelegen und hier noch Sedimente angehäuft, als in der Umgebung schon Erosion herrschte. Es deuten hierauf eigentümliche diluviale Gebilde hin, die am SW.-Rande des Lehmplateaus als gerade verlaufender Hügelzug genau quer zum Streichen der Faltung sich vom Hubertusberg (142 m) zum Apollensberg (127 m) hinziehen — unterbrochen freilich durch das Erosionstal des Grieboer Baches — und die ich als Rest eines Endmoränenzuges gedeutet habe[1]). (Fig. 2.) Der Hügelrücken besteht aus streifenweise durch einander gelagertem Sand und Geschiebemergel mit Partieen reinen Kalkes. Diesem Hügelrücken sind im Apollensberg und den benachbarten Spitzen Kuppen aufgesetzt, die rein nordischen, sehr kalkigen und steinigen Kies enthalten. Auf dem Apollensberg hat sich — wohl dieses Kalkgehaltes und der Schonung wegen, die sie dort erfährt — eine reiche und von den andern Teilen des Aufnahmegebietes recht abweichende Flora (*Primula veris*, *Potentilla alba*, *Vincetoxicum*, *Salvia* usw.) erhalten.

In ihrem Anfangs- und Endpunkte, dem Hubertusberg und Apollensberg, erhebt sich die Hügelreihe am höchsten, etwa 40 m über ihre Umgebung. Auf dem Hubertusberg ist unmittelbar an der Nordseite des Turmes am Jagdschloß ein Brunnen bis auf 28 m abgeteuft; ein Schichtenverzeichnis und Proben wurden 1908 durch Herrn Forstmeister Huth-Coswig der Geol. Landesanstalt eingesandt und von mir durchgesehen (Profil A). Später wurde ein Verzeichnis eines bis 45 m unter Tage hinabreichenden Bohrprofils durch die Firma Hildebrandt & Co., Charlottenburg, eingesandt, das sich offenbar auf dieselbe Stelle oder eine eng benachbarte

[1]) Vergl. Erläuterung zu Blatt Wittenberg.

Figur 2.



**Der Apollensberg.**

Blick von der Wittenberger Chaussee auf den Südabsturz der Endmoräne.

Zu S. 316.

bezieht (Profil B). Die Resultate weichen, soweit man sie vergleichen kann, nur wenig von einander ab und sind im Folgenden zusammengestellt:

| Profil A. Brunnen Schloß Hubertusberg. Ansatzpunkt 141,5 m über N. N. | | Profil B. Bohrung Schloß Hubertusberg (nach Angabe des Bohrmeisters) | | Geologische Deutung |
|---|---|---|---|---|
| 0 — 3 m | Gelber kiesiger Sand (nordisch) | 1— 3 m | »Grober Kies« | Diluvialsand |
| 3 — 5 » | » sehr feiner Sand | 3— 7 » | »Scharfer Sand« | |
| 5 — 7 » | » feinkiesiger Sand (nordisch) | | | |
| 7 — 8 m | Gelber Geschiebemergel | 7— 8 m | »Lehm« | Jüngster Geschiebemergel des Gebietes |
| 8 — 9 » | » kiesiger, etw. mergeliger Sand | 8 — 9 » | »Sand« | |
| 9 —12 » | » Geschiebemergel | 9 —10 » | »Scharfer Sand, Lehm« | |
| 12 —16 m | Gelber, sehr feiner Sand | 10—12 m | »Feiner Sand« | Diluvialsand |
| 16 —16,50» | Kalkfreier, schwärzlichbrauner Sand mit Lettenbrocken (aufgearbeitetes Miocän) | 12—13 » | »Lehm« | |
| | | 13—14 » | »Sand und Lehm« | |
| | | 14—20 » | »Lehm« | |
| 16,15—20 » | Weißlichbrauner Geschiebemergel | | | Geschiebemergel zweifelhaften Alters (mit mehr Tertiärmaterial) |
| 20 —21 » | Gelber Geschiebemergel | 20—22 » | »Löß« | |
| 21 —22 » | Fehlt | | | |
| 22 —28 » | Schwärzlichbraungrauer Geschiebemergel mit viel Lettenmaterial, bei 28 m mit feinem Sand und etwas Kies (Milchquarz und Feuerstein) | 22—23 » | »Löß, Feuerstein« | |
| | | 23—27 » | »Löß, kalkhaltig« | |
| | | 27—28 » | »Löß, etwas Granit« | |
| | (bis hierher kein Wasser) | 28—30 » | »Löß, Sand und Ton« | |
| | | 30—36 » | »Sandiger schw. Löß« | |
| | | 36—42 » | »rötlicher, sandiger Löß« | |
| | | 42—43 m | »rötl. Schwemmsand« | Sand diluvialen od. tertiären Alters |
| | | 43—45 » | »grauer Schwemmsd.« | |

Die ganze Höhe des Berges über dem Gelände besteht also aus Diluvium.

Mit dem Apollensberg bricht die Kuppenreihe ziemlich schroff am diluvialen Elbtal ab, und ihre Fortsetzung ist nicht zu ermitteln. Nach NW. hin mag der Eisrand auf Wörpen hingewiesen und das nur ganz lokal abweichende Streichen des Tertiärs bei Wörpen

sekundär durch Pressung veranlaßt haben, er mag dann weiterhin durch den jetzigen Rand der Geschiebemergelfläche bezeichnet sein, die gegen den Westrand des Blattes Hundeluft hin in Sand übergeht (diese Grenze entspricht hier etwa der der nordischen und südlichen Kiese); auch zeigt sich ja hier, südlich von Köselitz, wieder das Faltensystem im Auftreten von Kiesrücken und Tertiärsätteln. Abgesehen von der Verschiedenheit des Vor- und Hinterlandes war in dem Hügelzug selbst die bei Endmoränen gewöhnliche Asymmetrie nicht zu erkennen.

Nachdem die Eiszunge dann etwas weiter zurückgewichen war, scheint der Rand noch einmal in der Gegend des Gallunberges nördlich der Sprengstoffabrik Reinsdorf auf kurze Zeit stationär geworden zu sein, denn hier findet sich eine Reihe kleinerer Kies- und Steinkuppen, deren Bogen sich ungefähr dem Faltensystem einfügt und zum Gorrenberg, nördlich Dobien, hinüberweist. Gemeinsam ist allen diesen Kieskuppen und denen am Apollensbergplateau die rein nordische Zusammensetzung der Kiese und ein auffälliger Gehalt an nordischen palaeozoischen Kalken, die sonst in den Kiesen des Gebietes nur spärlich vertreten sind.

Beide Rückzugslagen würden der weiter westlich liegenden Staffel II v. Linstow's (l. c.) entsprechen.

Nachdem das Eis also in dieser Lage noch eine Weile Sedimente abgesetzt, während ringsum, im O., S. und W. wahrscheinlich schon eine Erosion herrschte, welche die Miocänfaltung bloßzulegen begann, zog es sich in die Stillstandslage (Staffel III) nördlich von Göritz und Berkau zurück.

Außer dem eben besprochenen im S. von Endmoränenresten begrenzten Lehmplateau finden sich im Faltengebiet selbst noch mehrere kleinere, besonders das von Schmilkendorf. Sie scheinen alle das Faltensystem nur oberflächlich zu bedecken und einzuebnen.

### Nordische und südliche Kiese.

Soweit sich diese mächtigere Decke von Geschiebelehm und Geschiebesand erstreckt, ist die Kiesbestreuung und Kiesbeimischung in keiner Weise abweichend von dem gewöhnlichen

nordischen Kies, den das Diluvium im norddeutschen Flachlande überall verbreitet hat.

Da jedoch, wo die diluviale Decke sehr dünn wird, wo das Tertiär überall in flachen Faltenzügen durchbricht und dazwischen sich lange schmale Bänder und Rücken mitgefalteten Diluviums hinziehen, fällt die vorherrschend einheimische oder besser »südliche« Beimischung im Kies auf, die sich durch das stärkere Hervortreten von Milchquarzen und Kieselschiefern, sowie durch ein Zurücktreten der nordischen Feuersteine kennzeichnet; besonders auffällig sind kopfgroße und über kopfgroße Milchquarze und Kieselschiefer, die östlich Dobien, nördlich Vorwerk Gallun und bei Grabo, kurz überall da, wo die Faltungsrücken ausgeprägt und unverhüllt hervortreten, vielfach an der Oberfläche umherliegen. Die südlichen Kiese sind auch im Faltungsgebiet sehr ungleichmäßig verteilt, d. h. es gibt auch hier überall einzelne Kieskuppen, in denen sie ganz zurücktreten, aber dazwischen finden sie sich über dieses ganze Gebiet verteilt, in allen Übergängen von fast reinem südlichem bis fast reinem nordischem Kies. Einzelne Kiesrücken, z. B. bei Grabo, Buko und bei Dobien, enthielten, abgesehen von einer sehr dünnen nordischen Rinde, fast reinen südlichen Kies, aber es fanden sich darin, soweit die Aufschlüsse ins Innere reichten — also bei Buko bis 4 m tief — immer wieder hier und da Knollen von echt nordischem Kreidefeuerstein und zuweilen ganze Nester davon.

Muß also der südliche Kies auch als ein in langer Festlandsperiode entstandenes Verwitterungsprodukt der nächsten einheimischen Gebirge angesehen werden, das sich in vordiluvialer oder interglazialer Zeit von Süden her über unser Gebiet ausbreitete, so ist es doch sicher, daß diese Kiese in unserem Gebiet wenigstens eine Umlagerung während der Diluvialzeit erfahren haben und mit nordischem Kies sich vermischten. Die Grenze der Verbreitung nordischer und südlicher Kiese an der Oberfläche ist in der Karte durch eine blaue Linie angedeutet. Besonders im östlichen Teile der Karte konnte sie aber nicht genau wiedergegeben werden, da sich nordischer Kies in inselartigen Partieen auch zwischen südlichem findet und umgekehrt.

## Das Faltungsgebiet.

Über den Bau des Faltungsgebietes mag, da Einzelheiten bereits (a. a. O.) mitgeteilt sind, der folgende Überblick genügen. Einige Profile, die für die Deutung besondere Wichtigkeit haben, sollen bei der Besprechung des Faltungsvorganges und des Alters der gefalteten Diluvialschichten folgen.

An der Faltung nehmen folgende Schichten teil:

| | |
|---|---|
| Geschiebemergel<br>Tonmergel und Mergelsand<br>Diluvialkiese (und Sande?) | Sehr wahrscheinlich ein älteres Diluvium. |
| Alle Miocänschichten<br>Septarienton (teilweise?) | Tertiär. |

Die Faltung, welche im ganzen eine sehr regelmäßige und wohl meist auch ziemlich symmetrische ist, streicht von O. her, von dem noch nicht aufgenommenen Blatte Zahna, in dessen westlicher Hälfte bis zur Mitte sie noch gut erkennbar ist, und erstreckt sich im ganzen ziemlich streng in ONO.—WSW.-Richtung über Blatt Straach und Wittenberg hinweg nach dem Blatte Hundeluft hin, besonders deutlich da zutage tretend, wo an den Quertälern starke Erosion gewirkt hat. Am West- und Südwestrande des Faltengebiets auf Blatt Hundeluft ist überall ein Umbiegen der Faltung nach SSW. zu beobachten; besonders scheint der Septarienton hier am Westrande sich in diesem Streichen (SSW.—NNO.) anzuordnen. Freilich handelt es sich nur um zerstreute Vorkommen, die wohl als Schollen im Diluvium aufzufassen sind; doch deutet auch die Anordnung der neuen Kohlenmutungen von Schlutius zwischen Düben und Zieko auf ein solches Streichen, das hier scharf mit dem gewöhnlichen ONO.—WSW.-Streichen zusammentrifft. Weiter im Osten, bei Ziegelei Zieko und bei Pülzig, ordnet sich der Septarienton regelrecht zwischen die ONO.—WSW. streichenden Miocänfalten ein und dürfte hier noch mit dem Anstehenden zusammenhängen.

Die Septarientonvorkommen reichen am weitesten nach W., etwa bis 2 km westlich Düben. Die Kohle ist erst 1—2 km

weiter östlich nachgewiesen, der Flaschenton etwa noch weitere 2 km weiter nach O. Ob die Kohle westlich vom Flaschenton den Flözen im Hangenden oder Liegenden des Tons entspricht, ist nicht mit Sicherheit zu sagen. Für wahrscheinlicher halte ich es, daß sie den unteren Flözen angehört, einmal, weil diese noch bei der Göritzer Chaussee auftreten, dann weil im W. ja auch der noch ältere Septarienton ansteht.

Bemerkenswert ist es, daß auch die zerstreuten diluvialen Mergelsandvorkommen bei Buko und Köselitz und bei Schmilkendorf sich etwa in ONO.—WSW.-Richtung anordnen, d. h. in Gebietsteilen, wo die dickere diluviale Decke es schon fast gänzlich verhindert, von der Faltung der älteren Schichten etwas wahrzunehmen.

Die diluvial-alluvialen Talrinnen durchqueren streckenweise diese Faltung, streckenweise schließen sie sich ihr an, so daß öfters ähnliche Knickungen der Wasserläufe entstehen, wie sie aus anderen Gründen das gesamte Flußsystem unseres norddeutschen Tieflandes zeigt.

Die Sattellinien laufen ziemlich streng parallel und haben im Mittel je 200—300 m Horizontalabstand.

Am Teuchler Exerzierplatz in der SO.-Ecke des Blattes Straach kommen bis zur Beutel'schen Tongrube 6 Sättel auf eine Quererstreckung von 1200 m. Bis Straach mögen es etwa 25 Sättel auf 7500 m sein. Die letzte Zahl ist jedoch nicht bestimmt zu ermitteln, da man durchaus nicht überall entscheiden kann, ob an einer Stelle wirklich ein Sattel hinzieht, oder ob nur Schichtenköpfe eines aufgerichteten und abgetragenen Sattelflügels zur Oberfläche durchbrechen. Sehr deutlich kennzeichnen sich die Sättel und Mulden am Teuchler Exerzierplatz und die Mulden bei Grabo, in deren Muldenlinie einheimische Kiesrücken verlaufen, an deren Fuß beiderseits erst oberer Sand der miocänen Braunkohlenformation, dann nach außen Flaschenton zutage tritt. Dieser Bau bildet überhaupt die Regel: Ein diluvialer Kies- oder Sandrücken verläuft in der Muldenlinie, darunter kommt beiderseits am Abhange Miocänsand, dann unreine Lettenschichten und meist in

der Talsohle der Miocänton zum Vorschein, der als Sattel sehr oft durch eine lange schnurgerade Tongrube aufgeschlossen ist. An anderen Stellen bleibt das Miocän in der Tiefe und diluvialer Bänderton zeigt sich als aufgebrochener Sattel; oder es tritt zwischen Miocän- und Diluvialsand ein dünner Streifen diluvialen mitgefalteten Geschiebemergels am Abhange zu Tage (so ganz deutlich mehrfach am Teuchler Exerzierplatz). Die in der Muldenmitte zusammengepreßten, nachweislich zum Teil über 50 m mächtigen Kiese und Sande führen oft einen tiefen Grundwasserstrom, der von der Lehm- oder Tonfalte getragen wird. So hat eine Bohrung der Stadt Wittenberg an dem Wasserwerk bei Dobien, die in einer der vom Exerzierplatz her streichenden Mulden angesetzt war, von 7 m an bis 51 m sehr reines Wasser in lauter diluvialen Kiesen und Sanden erbohrt, während das meist über Tage sich ansammelnde Wasser in den Satteltälern, das an den unreinen Miocänschichten herabrinnt oder durch sie hindurchsickert, schwefelsäure- alaun-, und kohlenstaubhaltig ist.

Da, wo die Faltenzüge und mit ihnen die Kiesrücken an Quertälern abbrechen, vereinigen sich in diesen die mächtigen Grundwasserströme der Mulden und die Tageswässer der Sättel und gehen vereint in die Quertäler über. Wo die Tonschichten an den Gehängen der Längstäler ausstreichen, quillt das Wasser der Mulden seitlich über und schafft alluviale Moore in den Satteltälern; am Ende eines Kieszuges östlich der alten Bruchfelder bei Dobien hängt ebenfalls ein kleines Quellmoor gewissermaßen am Giebel des hier plötzlich abbrechenden Rückens. Zuweilen brechen die Kiesrücken scheinbar unmotiviert ab, und die an ihren Seiten sich hinziehenden Täler vereinigen sich an der Abbruchstelle. (Fig. 3a und b.)

Die über 50 m tiefe Brunnenbohrung an dem Wasserwerk zeigt, daß die Mulden bis zu bedeutender Tiefe hinabgehen und mit mächtigem Diluvium erfüllt sind. Dasselbe beweist das steile Einfallen (oft 50—70°) vieler mitgefalteter diluvialer Schichten und die oft fast senkrechte Aufrichtung des Flaschentons und einzelner Kohlenflöze. 1906 fand bei Nudersdorf ein Tiefbau auf Kohle in dem Südflügel eines Sattels statt (Fig. 4). Die Abbildung zeigt

Figur 3a.

**Kiesrücken am Wege Dobien-Grüntalmühle.**

1 km ostnordöstlich Dobien.

Der Rücken erhebt sich aus Talsand und bricht steil gegen die Gabelung der Täler ab.



Längserstreckung des Rückens, von der SSO.-Seite gesehen.

Figur 3b.

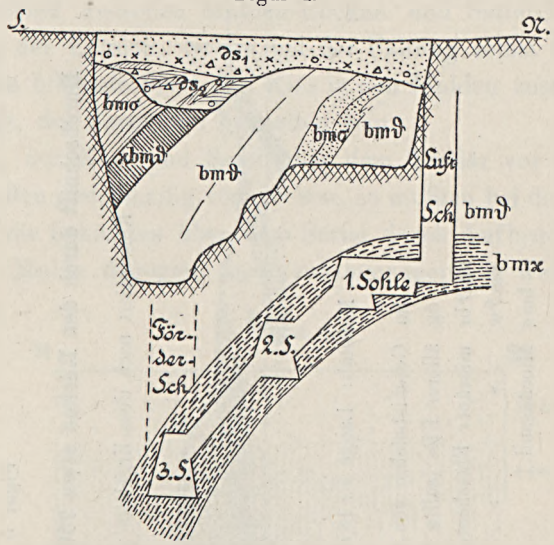


Blick gegen den Abbruch des Rückens an dessen WSW.-Ende.

Zu S. 392.

das steile Einfallen des Flözes, das sich bei ca. 20 m Tiefe noch in keiner Weise mildert. Die mächtigen Grundwasser in den Mulden über den Flözen bilden ein meist unüberwindliches Hindernis für Abbau in größerer Tiefe.

Figur 4.




**Röbbelensche Ton- und Kohlengrube, Nudersdorf 1906.**

Maßstab 1:250.

Diluvium

$Os_1$ Geschiebesand der jüngsten Vereisung des Gebietes,

$Os_2$ Vorschüttungssande dieser Vereisung.

Miocän

bmσ Miocänsand in verschiedener Ausbildung,

bmϑ Flaschenton,

xbmϑ Flaschenton, stark kohlig,

bmx Braunkohle.

Das Profil der in ihrem Längsverlauf etwas gekrümmten Grube und der Schächte ist in eine Ebene projiziert.

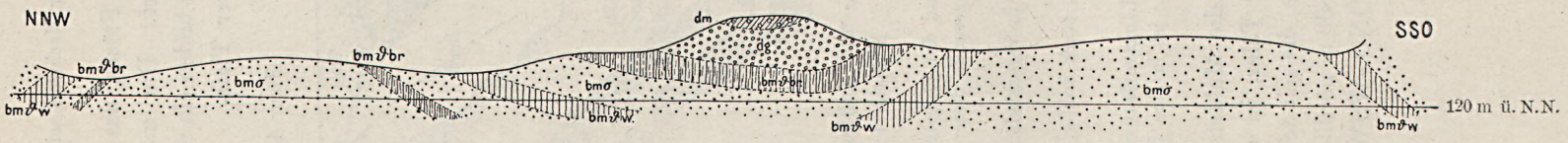
Die Tatsache, daß die Mulden heute Rücken bilden, die aufgebrochenen Sättel aber Täler, ist ein Zeichen für die bedeutende Tätigkeit der Denudation, die seit der Auffaltung hier geherrscht hat.

Durch den Wald, 800 m nördlich von Vorwerk Gallun bei Nudersdorf, zieht ein etwa ONO.-WSW. verlaufender doppelter damm-

Figur 5.

**Durchschnitt durch den Rücken etwa 750 m nördlich von Vorwerk Gallun.**

Konstruiert nach dem Ergebnis von Zweimeterbohrungen.




Maßstab: Länge 1 : 1875, Höhe 1 : 938.

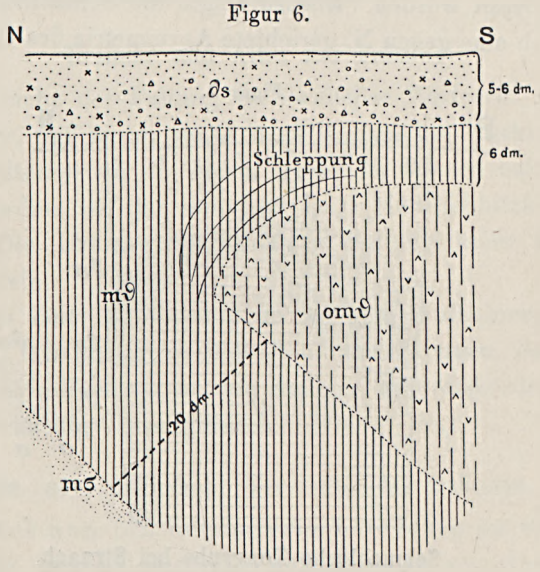
dm Geschiebelehm von zweifelhaftem Alter
dg älterer Kies (sollte δg heißen)
bmϑbr miocäner Flaschenton, braun
bmϑw » » , weiß
bmσ Miocänsand.

artiger Rücken von eigentümlich regelmäßigem Querschnitt durch den Wald. Er erwies sich als Rest einer durch die Denudation scharf herausgemeißelten Mulde von Miocän, bedeckt von einheimischem Kies und Lehm. (Fig. 5.)

Allerdings halte ich im allgemeinen nicht den ganzen Vertikalunterschied zwischen Mulden-Rücken und Sattel-Tal für eine Wirkung der Erosion. Schon bei der Faltung selbst mag der die Oberfläche bildende Sand und Kies in den Mulden zusammen- und aufgepreßt, der Sattel tief gespalten sein.

Falls der Kies und Sand über dem Tertiär vor der Faltung einigermaßen gleichmäßig verteilt war, so mußten bei dem Faltungsvorgang die Schichten über dem Sattel durch Aufbruch gelockert, über der Mulde dagegen stark zusammengepreßt werden, wahr-

Figur 6.



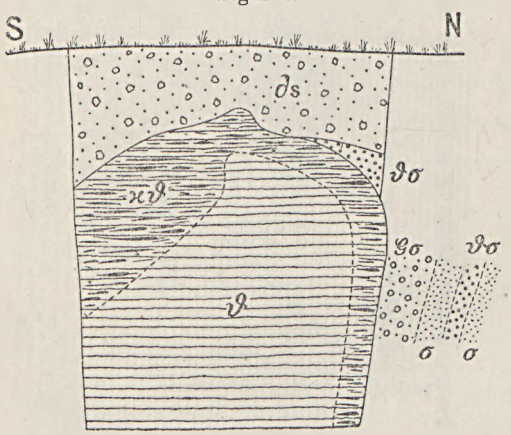

**Tongrube der Ziegelei Zieko**
unmittelbar an der Landstraße nach Grochewitz.
(Überkippung des Tertiärs.)

∂s Diluvialer Geschiebesand
mϑ Miocäner Flaschenton
mσ » Quarzsand
omϑ Mitteloligocäner Septarienton.

scheinlich ist dies die Ursache dafür, daß die Erosion dann auch zuerst und am stärksten in die Sättel eingriff und deren Spalten noch tiefer ausfurchte. Vielleicht liegt aber der Grund z. T. auch darin, daß die obersten Tertiärschichten (Formsand, sandige Kohle und feiner Sand) da, wo sie aufgebrochen waren, sich besonders leicht wegschwemmen ließen, denn in meinem Aufnahmegebiet ist der Flaschenton selbst meist nicht mehr von der Erosion zerstört worden, sondern bildet die Sohle der Täler.

Die Auffaltung dürfte, wie gesagt, meist eine ungefähr symmetrische sein, doch konnte bei Ziegelei Zieko eine Überfaltung nach N. nachgewiesen werden (Fig. 6). Der Septarienton ist dort von S. her über Flaschenton gelegt, letzterer aber dann wieder von N. her — wahrscheinlich durch das Eis — über den Septarienton geschleppt worden. Ebenso zeigte die Schmohlsche Tongrube bei Straach eine gegen N. gerichtete Asymmetrie des Sattels (Fig 7).

Figur 7.




**Schmohlsche Tongrube bei Straach.**

Maßstab 1 : 100.

Diluvium

∂s Oberer Geschiebesand

Miocän

ϰϑ Kohliger Miocänton

ϑ Reiner Flaschenton

σ Weißer Miocänsand, rein

Gσ Desgl. grob mit Quarzkies

ϑσ Toniger Miocänsand.

An der BEUTEL'schen Tongrube bei Exerzierplatz Teuchel ist umgekehrt eine dachförmige Falte mit ihrer First unsymmetrisch nach S. verschoben worden (Fig. 1).

Die 1904/05 durch Tongewinnung aufgeschlossene Tonaufsattelung bei Nudersdorf, die ich anfangs ebenfalls für einen nach N. überkippten Tertiärsattel hielt (Aufnahmebericht l. c.), sehe ich jetzt für einen nach S. einfallenden Sattelflügel an, da ich inzwischen erkannte, daß im Liegenden des Tons auch sonst fast überall die gleichen unreinen Schichten wiederkehren wie im Hangenden. Auch soll nach Angabe des Geschäftsführers von Herrn ROEBBELEN etwa 150 Schritt weiter nördlich der nach N. einfallende Gegenflügel erbohrt worden sein. (Diese Angabe ist allerdings wegen des sehr verwickelten und nur schwer deutbaren Baues der Schichten nicht beweiskräftig.)

## Ursache und Alter der Faltung.

Die Ursache der Faltung ist zweifellos Eisdruck. Das geht daraus hervor, daß weiter im O. des Flämings bei Muskau ein ganz ähnliches Faltensystem in einem gegen N. offenen halben Kreisbogen angeordnet ist, der sich über zwei Meßtischblätter hinwegschwingt. Die Ursache der dortigen Faltung kann also keine tektonische sein.

Daß die Zeit der Faltung in meinem Aufnahmegebiet das Diluvium ist, läßt sich unzweifelhaft daraus erkennen, daß ein Teil des Diluviums mitgefaltet ist, ein anderer aber diskordant als ungefaltete Decke über dem gefalteten Miocän liegt.

## Ein- oder mehrfache Vereisung des Gebietes.

Es bietet nun ein besonderes Interesse zu ermitteln, ob die hier geschilderten Verhältnisse vereinbar sind mit der Annahme nur einer einzigen Vereisung des aufgenommenen Gebietes, oder ob man deren mehrere zu ihrer Erklärung annehmen muß.

Ich bin zu dem Resultat gekommen, daß nur bei überaus gekünstelten Voraussetzungen die vorhandenen Erscheinungen sich durch eine einzige Vereisung würden

erklären lassen, daß sie also eine zweimalige Vereisung für unser Gebiet ganz außerordentlich wahrscheinlich machen. Es würden dann die gefalteten diluvialen Schichten einer älteren, die ungefaltet und diskordant über den Falten liegenden diluvialen Schichten der jüngsten Vereisung des Gebietes angehören. Diese jüngste Vereisung entspricht dann wohl der letzten Vereisung Norddeutschlands.

Meine Gründe sind die folgenden:

Zunächst war es überhaupt wahrscheinlich, daß Spuren mehrerer Vereisungen am Südabhange des Flämings nachzuweisen sein würden, nachdem sogar noch südlich der Elbe zwei Vereisungen festgestellt worden sind.

Bei Halle haben Siegert und Weissermel mehrere Eiszeiten festgestellt [1]).

Ich selbst habe auf einer Begehung im Herbst 1906 in Muldenstein bei Bitterfeld folgende Verhältnisse in einem zusammenhängenden Aufschluß am Südhange der Porphyrkuppe gegenüber der Bahn Wittenberg-Bitterfeld gesehen:

Über miocänen Flaschenton legte sich ein Geschiebemergel (etwa 4 m, die obersten 0,5—1,3 m entkalkt); darüber etwa 5 m Sande mit Kreuzschichtung in ziemlich horizontalen Bänken; darüber folgte ein typischer, einem zweiten Geschiebemergel entsprechender Geschiebesand mit großen Geschieben, bis etwa 2 m mächtig, der nesterweise noch in einen sehr stark ausgelaugten wirklichen Geschiebelehm überging.

Diese auf einer flüchtigen Begehungstour gemachte Beobachtung bedarf freilich noch weiterer Stütze durch die demnächst zu erwartende geologische Aufnahme des betreffenden Blattes.

Ferner ist nun aber in unserem Gebiete selbst bei Klieken am nördlichen Rande des Elbtals Interglazial nachgewiesen worden, und zwar Eisenocker und Diatomeenerde, wovon letztere auf Diluvialsand ruht, z. T. diluvial aufgearbeitet ist und bedeckt wird

[1]) L. Siegert und W. Weissermel, Die Gliederung des Diluviums zwischen Halle und Weißenfels, Februar-Protokoll der Deutsch. Geol. Ges., Jahrg. 1906.

von mächtigen Geschiebesanden in unregelmäßiger Lagerung, die einem Geschiebemergel entsprechen [1]).

Ebenso fand ich unter dem Ocker am Olbitzbach, nördlich von Klieken, Diluvialsand und darüber Geschiebesand und stellenweise dem Geschiebelehm ähnliche Bildungen.

Nach all diesen Beobachtungen ist es von vornherein schon sehr wahrscheinlich, daß zwei Vereisungen unser Gebiet erreicht haben, und es ist danach bei zweifelhaften diluvialen Bildungen mindestens ebenso gerechtfertigt, sie der älteren wie der jüngeren Vereisung zuzurechnen.

Fragt man sich nun, wo man in unserem Gebiet erwarten kann, Reste eines älteren Diluviums nachzuweisen, so ist es klar, daß dies nur an wenigen Stellen zu hoffen ist.

Wo die Decke jüngeren Diluviums noch mächtig ist, d. h. auf den Hochflächen, da sind die älteren Schichten überhaupt nicht aufgeschlossen; wo die Decke geringmächtig wird — also im Faltungsgebiet — da ist über den aufgebrochenen und gut aufgeschlossenen Sätteln die diluviale Bedeckung oft überhaupt verschwunden, oder sie ist nur wenige Dezimeter mächtig. Wir dürfen deshalb nicht erwarten, hier die Ablagerungen zweier Eiszeiten noch übereinander lagernd zu sehen, so daß sich ihr Altersunterschied direkt feststellen ließe, was übrigens schon wegen der starken Faltung schwer in einwandfreier, eindeutiger Weise zu konstatieren wäre.

Wenn also überhaupt noch älteres Diluvium übrig und nicht durch die zweite Vereisung völlig abgetragen ist, so kann es nur in den Taschen des gefalteten Untergrundes liegen und stellenan den Rändern dieser Taschen (den aufgebrochenen Sätteln) zu Tage treten.

Über den Untergrund der Hochflächen würden uns nur Bohrungen Auskunft geben können. Doch sind die Kohlenbohrungen meist dort angesetzt, wo man Spuren von Tertiärsand wahrnahm, und durchbohren selten mächtigeres Diluvium; auch dann handelt es sich meistens nur um Sand und Kies, in dem höchstens eine

[1]) Vergl. Erläuterung zu Blatt Coswig i. Anh.

Geschiebemergelschicht angetroffen wurde. Nur das Bohrloch: Apollensdorf 18 F. der Schlutius'schen Bergverwaltung in Coswig in Anhalt, das etwa 500 m nordnordöstlich vom Apollensberge dicht bei der anhaltinischen Grenze angesetzt ist, macht eine Ausnahme. Es durchsank folgende Schichten:

| | | |
|---|---|---|
| 0— 6 m | Gelber, sehr sandiger Geschiebelehm | Jüngeres Diluvium |
| 6— 8 » | Mittelkörniger und grober Sand | |
| 8—10 » | Sandiger Kies | |
| 10—13 » | Feinerer Sand (in allen Schichten wiegen nordische Bestandteile vor) | |
| 13—15 » | Dunkelgrauer Geschiebemergel | Älteres Diluvium? |
| 15—17 » | » staubiger Tonmergel | |
| 17—18 » | » Geschiebemergel | |
| 18—19 » | » Tonmergel | |
| 19—20 » | » Geschiebemergel | |
| 20—21 » | » Tonmergel und Mergelsand | |
| 21—25 » | » Tonmergel | |

Freilich kann man aus dieser einzigen Bohrung um so weniger einen sicheren Schluß ziehen, als die ohnehin verworrene Lagerung hier noch durch die Nähe der Endmoräne Störungen erfahren haben mag.

Es bleibt also nur übrig, die Lagerung im Faltengebiet selbst sorgfältig zu studieren, und hier, in den Muldentaschen eingeklemmt, finden sich allerdings gewisse diluviale Bildungen, die als älteres Diluvium anzusehen dringende Gründe vorliegen; es sind:

1. die vorwiegend einheimischen Kiese, die meistens Rücken in der Mitte der Mulden bilden, und wahrscheinlich auch ein Teil der Sande daselbst,
2. Tonmergel und Mergelsande,
3. echter Geschiebemergel.

Diese Bildungen verraten ihre Teilnahme an der Faltung vielfach nur durch ihre Anordnung im Gelände in schmalen Bändern streng parallel dem Streichen der Faltung. In selteneren Fällen, so bei den Bändertonen von Nudersdorf und bei dem Geschiebemergel am Teuchler Exerzierplatz, ließ sich die Aufrichtung konkordant dem Miocän direkt erkennen. Als gefalteten (älteren) Geschiebemergel habe ich fast nur diesen Lehm und Mergel am

Exerzierplatz kartiert, weil alle anderen Vorkommen nach dieser Seite zweifelhaft erschienen.

Wir kommen nun zu der Frage, ob man diese gefalteten diluvialen Schichten nicht auch allenfalls der jüngsten Vereisung zurechnen kann.

Wenn man dies tun will, so kommt man zu folgenden Konsequenzen:

Wo der Geschiebemergel mitgefaltet ist, da könnte diese Faltung nur beim Rückzug des Eises entstanden sein, da er ja doch erst einmal abgelagert werden mußte, ehe er gefaltet wurde. Sollte die gesamte Faltung nun beim Rückzuge entstanden sein — und die Gleichmäßigkeit und Parallelität der Falten deutet auf einen zeitlich und ursächlich eng zusammenhängenden Vorgang — so mußte da, wo der Geschiebemergel ein ebenes Plateau bildet, auch das Tertiär darunter eben und ungefaltet liegen.

Falls es sich aber nachweisen ließe, daß der ungefaltete Geschiebelehm stellenweise diskordant über gefaltetes Tertiär weggeht, so kämen wir in eine große Schwierigkeit, denn dann müßte das Eis die Faltung teils beim Vorrücken, teils beim Rückzug bewirkt haben, und es wäre sehr schwer zu erklären, warum die Faltung beidemal ganz in gleicher Richtung und so überaus gleichartig erfolgt wäre, daß die Sättel fast überall gleiche Abstände zeigen.

Hiernach widersprechen nun folgende Tatsachen der Annahme einer einzigen Vereisung:

1. Es ist überall ein Gegensatz zu beobachten zwischen der mächtigen ungefalteten Decke jüngeren Diluviums und dem Faltungsgebiet. Der Gegensatz ist:

a) Ein petrographischer.

b) Besteht er in einer Diskordanz.

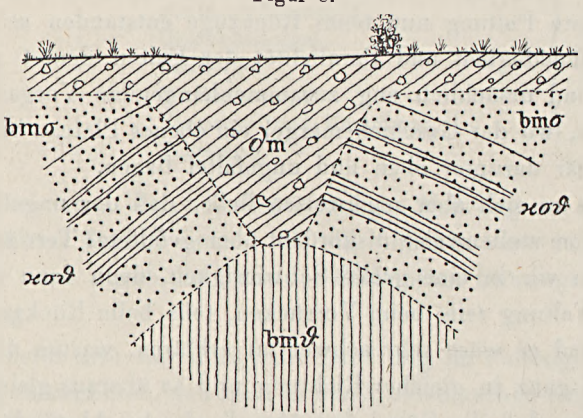
a) Wo die junge ungefaltete Decke mächtig ist, da herrscht Lehm vor, und die Kiesbeimengung und Bestreuung ist überall eine rein nordische.

Wo die Falten zutage treten, da herrschen Sande, Kiese, Tonmergel und Mergelsande vor, und die Kiesbeimischung ist eine vorwiegend oder doch merkbar südliche.

b) Eine Diskordanz offenbart sich folgendermaßen:

Die Faltenzonen liegen meist in Gebieten relativ stärkerer Denudation, z. B. treten sie an den Rändern der Quertäler zutage, sie ziehen sich bis an die Geschiebelehmplateaus heran, und es kann nicht nachgewiesen werden, daß sie sich hier ausflachen, sondern sie scheinen ruhig darunter fortzustreichen und an der andern Seite wieder vorzukommen; so z. B. am Schmilkendorfer Plateau, das die Ackerländereien dieser Gemeinde trägt. Hier weist die Anordnung von Mergelsandvorkommen am südlichen Abhange auf eine unter dem Lehm fortlaufende Faltung hin. Auch

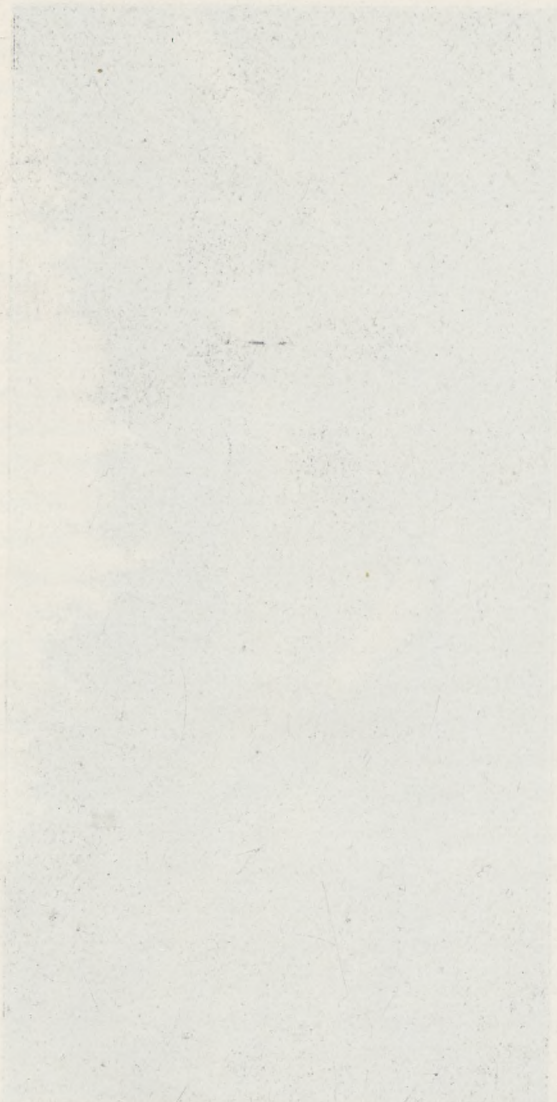
Figur 8.




**Schematisches Profil**
**durch einen aufgebrochenen Miocänsattel nördlich von Nudersdorf,**
in den sich jüngster Geschiebemergel (∂m) hineingelegt hat.
bmσ Quarzsand
κσϑ unreine Lettenstreifen
bmϑ Flaschenton.

die Tonmergelvorkommen bei Teuchel liegen etwa in der Faltungsrichtung und mögen hier vielleicht Mulden ausfüllen, während der jüngere Lehm die Sättel abgeschnitten hat.

Bei kleineren weniger mächtigen Lehmplateaus kann man direkt beobachten, daß die Tertiärfaltung darunter ungestört weggeht, und daß der Lehm, dessen Oberkante ganz eben ist, sich nur an seiner Basis in die aufgebrochenen Tertiär-Sättel mächtiger hineinlegt. Es sind besonders die Aufschlüsse in den alten Tongruben nördlich von Nudersdorf (Fig. 8), die dies deutlich zeigen.

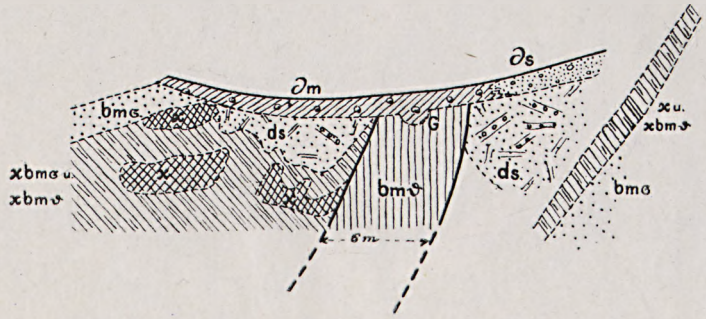


Figur 9.



**Tongrube der Ziegelei Nudersdorf, Herbst 1904.**

Zu S. 333.



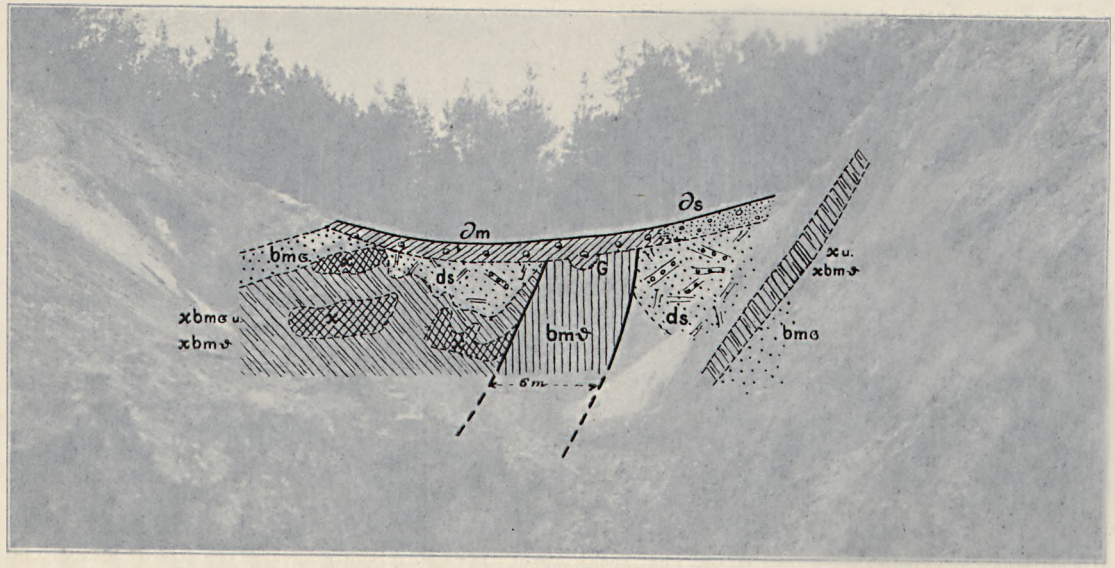

**Miocän:**

| | |
|---|---|
| bmσ | Weißer Miocänsand |
| bmϑ | Hellgrauer Flaschenton |
| xbmσ, xbmϑ | Unreiner Formsand und Ton |
| x | Braunkohle |

**Diluvium:**

| | |
|---|---|
| ∂s | Geschiebesand |
| ∂m | Geschiebemergel } der letzten Vereisung |
| ds | Vorschüttungssande dieser Vereisung? |
| G | Gletschertopf im Flaschenton mit Geschiebemergelausfüllung. |

Figur 9.




Tongrube der Ziegelei Nudersdorf, Herbst 1904.

Miocän:

bmσ Weißer Miocänsand
bmϑ Hellgrauer Flaschenton
xbmσ } Unreiner Formsand und Ton
xbmϑ }
x Braunkohle

Diluvium:

∂s Geschiebesand } der letzten Vereisung
∂m Geschiebemergel }
ds Vorschüttungssande dieser Vereisung?
G Gletschertopf im Flaschenton mit Geschiebemergelausfüllung.

Zu S. 333.

Die schmale Erstreckung der Grube zeigt unzweifelhaft, daß das Tertiär seine schmale Sattelstellung beibehält — plötzlich legt sich der Lehm aber bis zum Grunde der Grube 6 m mächtig hinein —, während er beiderseits oft nur 1 m mächtig als flaches Plateau sich ausbreitet.

Eine ebensolche Diskordanz, bei der der Lehm jedoch flach über aufgerichtete Schichtenköpfe des Miocäns (und über diluviale Sand mit Kreuzschichtung) hinwegzieht, war 1904 und 1905 in dem besten Aufschluß der Gegend, der Nudersdorfer Tongrube, sichtbar, die ca. 700 m nordnordwestlich von Ziegelei Nudersdorf auf Mühle Straach zustreicht (Fig. 9).

Man sah hier eine ebene Oberfläche, gebildet durch eine kleine 1 m mächtige Lehmplatte, die ringsum flammenförmig in Geschiebesand überging; sie schnitt einen unter 50° nach S. einfallenden Miocäntonflügel ab, zu dessen beiden Seiten kohlig-sandige und tonige Miocänschichten gleichfalls steil in die Tiefe einschossen. Beiderseits des Tonflügels waren zwischen dem kohligen Miocän und der diskordanten diluvialen Decke sehr helle Diluvialsande mit Kreuzschichtung eingeschaltet, die entweder mit dem Tertiär gleich gefaltet waren, was mir jedoch unwahrscheinlich, oder nur die Unebenheiten des aufgebrochenen Tertiärsattels ausfüllten, wie in dem nächst südlichen nach S. einfallenden Sattelflügel (Braunkohlenabbau und Tongrube des Jahres 1906, Fig. 4), wo diese Sande Vorschüttungssande des jüngsten Eises der Gegend sein mögen. Zwischen diesen Diluvialsanden (ds) und der Geschiebelehmdecke war jedenfalls eine deutliche Diskordanz vorhanden.

Der Geschiebelehm war unzweifelhafter echter Geschiebelehm, und 1904 war an seiner Sohle im Miocänton ein kleiner Gletschertopf bloßgelegt, der eine Halbkugel von 1 m Radius darstellte und mit Lehm gefüllt war.

Bei weiterem Abbau zeigte es sich, daß der Lehm zu beiden Seiten flammenförmig in Geschiebesand überging, der hier überall die jüngste Grundmoräne vertreten kann. Solcher Geschiebesand zeigte sich am östlichen Eingang derselben Grube diskordant

über den Sanden mit Kreuzschichtung, ebenso in der eben erwähnten nächstsüdlicheren Grube 1906 diskordant über Tertiär und Vorschüttungssand (Fig. 4, $\partial s_2$) ebenso in der Beutel'schen Tongrube am Exerzierplatz, hier z. T. von Lehmresten vertreten, den abgetragenen Tertiärsattel diskordant überlagernd.

Nach allem diesem kann gar kein Zweifel darüber bestehen, daß das Diluvium, einschließlich des jüngsten dortigen Geschiebemergels, das bereits gefaltete Tertiär diskordant überdeckt hat, nachdem teilweise die aufgebrochenen Sättel des Tertiärs schon ein Stück denudiert waren. Die Nudersdorfer Tongrube 1904/5 habe ich, wie erwähnt, anfangs für einen Sattel angesehen, doch soll der Gegenflügel 100 m nördlich im Walde erbohrt worden sein, so daß sich dazwischen ein beträchtlicher Luftsattel befinden würde.

Im direkten Fortstreichen der alten Tongrube unmittelbar nördlich von Nudersdorf, in deren aufgebrochenen Sattelspalt im Westen der Geschiebelehm mit seiner Basis hineinreicht, ist nun im Osten, jenseits der Dobiener Chaussee, diluvialer Bänderton aufgeschlossen, der genau wie das benachbarte Tertiär mit 50° gegen S. einfällt. Darüber liegt ein schmaler Lehmstreifen, von dem es nicht klar ist, ob er die Faltung mitmacht oder auch nur im aufgebrochenen Sattel liegt und sich hier, wo er mächtiger war, als Erosionsrest gehalten hat. Letzteres würde direkt eine Diskordanz zwischen Geschiebemergel und Tonmergel beweisen, ersteres würde zeigen, daß im Westen jüngerer Lehm über derselben Falte diskordant liegt, in der etwa 1 km weiter östlich Tonmergel und Geschiebemergel mitgefaltet ist. Also müßte dieselbe Falte auf der einen Seite beim Vorrücken, auf der andern beim Rückzug des Eises gebildet sein, falls man nicht anerkennen will, daß das gefaltete Diluvium einer älteren Vereisung angehört und diskordant von jüngerem Diluvium überlagert wird.

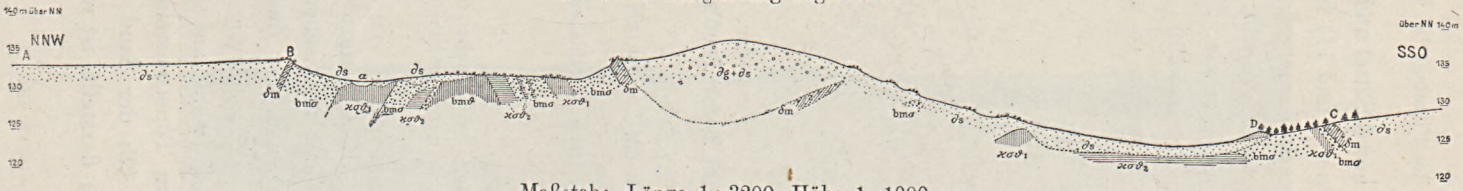
Ganz dasselbe Dilemma ergibt sich am Teuchler Exerzierplatz, wo in der Beutel'schen Tongrube Diluvium (auch Geschiebemergel) diskordant über einem abradierten Tertiärsattel liegt,

Figur 10a.

**Profil durch den Teuchler Exerzierplatz.**

Eine Mulde zwischen zwei Sätteln.

Bei B die Aufgrabung Figur 10b.




Maßstab: Länge 1 : 3200, Höhe 1 : 1000.

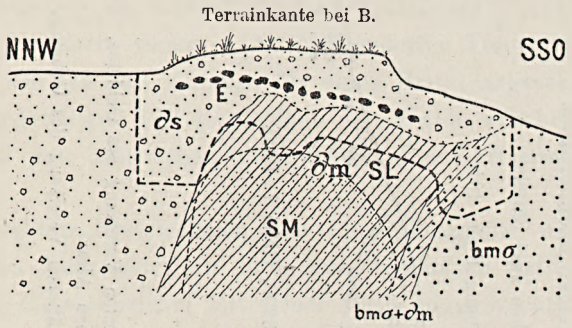
Alluvium
- $a$ Abschlämmasse,
- D Düne.

Diluvium
- $\partial s$ Geschiebesand der letzten Vereisung des Gebietes,
- $\partial g$ Sandiger Kies desselben Alters,
- $\delta m$ Geschiebemergel der älteren Vereisung des Gebietes.

Miocän
- $bm\sigma$ Sand,
- $\varkappa\sigma\vartheta_1$ } Zwei unreine kohlig-sandige tonige Schichtenfolgen
- $\varkappa\sigma\vartheta_2$ } über dem Flaschenton,
- $bm\vartheta$ Flaschenton.

und wo um weniges weiter südlich nun 6 Sättel und Mulden in prachtvollster Ausbildung (vergl. Fig. 10a u. b und 11) folgen, in denen ein schmaler ca. 2 m mächtiger Geschiebemergel, 6mal konkordant eingefaltet, die Faltung des Miocäns mitmacht. Der nördlichste dieser Lehmstreifen erhebt sich als schmale, 2—4 Schritt breite, mit grüner Vegetation bedeckte Terrainkante aus einem absolut sterilen Sandgebiet und zieht sich in ihm ca. 2 km weit verfolg-

Figur 10b.




**Aufgrabung bei Punkt B des Profils 10a.**

Maßstab 1 : 100.

∂s Oberer Geschiebesand mit Steinen, bei E mit Toneisensteinnieren,
∂m (sollte δm heißen!) Älterer Geschiebemergel,
SL entkalkt,
SM kalkhaltig,
bmσ Miocäner Quarzsand,
---- Grenze der Aufgrabung; das Verhalten der Schichten in größerer Tiefe wurde durch Zweimeterbohrungen ermittelt.

bar schnurgerade hin (Fig. 11). Eine Aufgrabung ergab, daß es sich um echten Geschiebemergel mit nordischen Gesteinen (Gneis, große Feuersteine) handelt, der von der Zusammensetzung des jüngeren Mergels keine merkbare Abweichung aufwies, nur lagen an seiner Oberkante einige der wohl aus dem Oberoligocän stammenden zelligen Knollen von Toneisenstein. Der Mergel fiel unter etwa 70° nach N. ein. Ob der Sand über ihm jüngeres oder auch noch älteres Diluvium darstellt, ist wohl kaum zu sagen.

Figur 11.




**Geländekante über aufgerichtetem Geschiebemergel im Exerzierplatz zu Teuchel beim Buchstaben B des Profiles.**

Zu S. 336.



Will man diesen mitgefalteten Lehm als jüngsten Lehm deuten, so ergibt sich wiederum die Schwierigkeit, daß das Terrain des Exerzierplatzes dann beim Rückzug des Eises gefaltet sein muß, das Terrain unmittelbar dahinter (an der BEUTEL'schen Tongrube) aber beim Vorrücken, denn hier liegt der Geschiebelehm und der ihn vertretende Geschiebesand diskordant auf gefaltetem und abradiertem Miocän. Beide Falten verlaufen aber durchaus gleichartig und parallel.

Alle diese künstlichen Schwierigkeiten verschwinden nur, wenn man annimmt, daß mindestens zwei Vereisungen über unser Gebiet hinwegzogen, daß die erste ziemlich konkordant ihre Ablagerungen, vorwiegend einheimische Kiese, Tonmergel usw. und Geschiebemergel, auf das Miocän deckte, und daß erst die zweite Vereisung die gleichmäßige und tiefgehende Faltung erzeugte, die gleichmäßig Miocän (z. T. Septarienton) und älteres Diluvium, soweit dies nicht etwa schon einer voraufgehenden Erosion durch Schmelzwässer zum Opfer gefallen war, aufpreßte.

Die Faltung muß in der Hauptsache zwischen beiden Eisbedeckungen vor sich gegangen sein; und da scheint es mir am wahrscheinlichsten, daß das anrückende zweite Eis die Hauptwirkung erzielt habe. Ein Eis, das beim Anrücken keine Faltung erzielt, dürfte noch weniger imstande sein, sie beim Rückzug zu bewirken, wo die Eiskappe naturgemäß dünner, ihre Vorwärtsbewegung langsamer ist. Ich glaube ferner nicht, daß bei der Faltung die aufeinanderfolgenden Lagen des Eisrandes von großer Bedeutung gewesen und daß ein in der Hauptsache vertikaler Druck einen Sattel nach dem anderen vor sich aufgepreßt habe. Ein solcher Druck, der in 50 m Tiefe, ja vielleicht 100 m Tiefe ging und nicht schon vorher beim Anrücken mehr horizontal gewirkt hätte, scheint mir unwahrscheinlich. Es scheint mir, daß nur eine starke horizontale Zusammenschiebung der sehr regelmäßig geschichteten Miocänablagerungen, in denen zähe Tonlagen und leicht verschiebbare, mürbe, kohlige und glimmersandige Lagen wechselten, die gleichmäßige Wellung in lauter gerade, parallele, ähnliche Falten von gleichmäßigem Abstand erklären kann, ein tangentialer

Schub, der die aus weichen Materialien bestehenden Oberflächenschichten bis zu 50 und 100 m Tiefe hinab an dieser Stelle als Ganzes von NNW. nach SSO. zusammenschob. Die Schmelzwässer mögen dabei die sandigen Schichten durchtränkt haben, vielleicht gaben auch die etwas stärkeren Kohlenflöze in der Tiefe geeignete Gleitflächen ab. Harnische konnte ich auch in den oberen kohlig-feinsandigen miocänen Blätterschichten in Menge beobachten. Auch die Neigung des ganzen Geländes nach S. um 30—50 m auf eine Meile mag einen solchen Zusammenschub begünstigt haben, besonders, wenn wir bedenken, daß am Talrande Ablagerungen des fließenden Wassers damals bis zu etwa 100 m Terrainhöhe emporgingen, daß also bis Straach der Grundwasserstand sich noch beträchtlich über die 100 m-Kurve hob, und die Miocänschichten damals wohl alle in Grundwasser gleichsam schwammen. Die Aufschlüsse bei Nudersdorf und am Exerzierplatz zeigen, daß die Faltung wahrscheinlich vor dem Eisrande entstanden ist, denn die aufgebrochenen Sättel sind beträchtlich abradiert, ehe Geschiebelehm aufgelagert wurde. Immerhin, mag ja vor dem Eise zunächst nur eine leichte Wellung entstanden sein, welche die Regelmäßigkeit der ganzen Bildung erklärt. Es mag dann die Reibung der Basis des Eises während der ganzen Zeit der Eisbedeckung die einmal gestauten Schichten immer fester und enger aneinandergepreßt, nach S. verschoben und steiler aufgerichtet haben.

Die nach N. überkippten Sättel lassen sich nicht unschwer durch horizontalen Schub von N. her erklären, wenn man bedenkt, daß das Eis die Schichten ja von N. her niederdrücken, sie also unter ihren eigenen Südflügel hinunterschieben mußte. Wenn dann auch von dem weiterrückenden Eise, der ihm entgegenstehende Sattel in den oberen Partieen abradiert wurde, so blieb in den tieferen Teilen doch ein gegen N. überkippter oder unsymmetrischer Sattel stehen. Doch mag ein solcher Sattel später auch oft wieder nach S. hinübergeschoben sein. Diese Stellung der Sattelfirst kommt ja im Aufnahmegebiet ebenfalls vor (Beutelsche Tongrube, Fig. 1).

Bei dieser Annahme würde die Lage des Eisrandes, und besonders die der Rückzugsmoräne, für unsere Faltung weniger,

letztere gar nicht in Betracht kommen. Es würde dann auch kein Widerspruch darin liegen, daß der als Endmoräne aufgefaßte Hügelzug: Hubertusberg-Apollensberg quer zu der allgemeinen Faltenrichtung verläuft.

Übrigens scheint diese etwas länger anhaltende Stillstandslage des Eises — falls die Deutung richtig ist — doch einigen, wenn auch nur ganz lokalen Einfluß auf die Faltung gehabt und bei Wörpen das Streichen in ein nordnordwestlich-südsüdöstliches verwandelt zu haben, doch ist es gerade an dieser Stelle schwer, ein deutliches Bild von der Lagerung des Tertiärs zu erhalten.

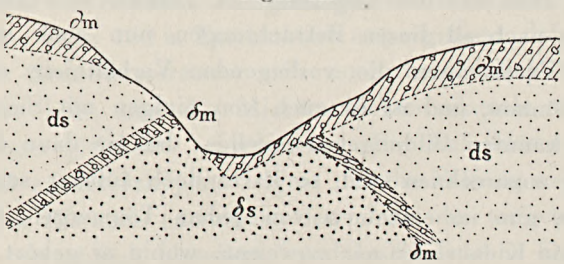
Ist es nach all diesen Betrachtungen nun auch sicher, daß nur zwei Vereisungen die vorliegenden Verhältnisse einwandfrei erklären können, und ist es auch von einigen mit Sicherheit als gefaltet erkannten Bildungen zweifellos, daß sie dann der älteren Vereisung zuzurechnen sind, so ist es doch äußerst schwierig, ja unmöglich, nun im einzelnen von jedem Tonmergel-, Geschiebemergel- und Kiesstreifen nachzuweisen, wohin er gehört. Ich habe mich daher darauf beschränkt, nur die ganz zweifellos gefalteten Geschiebemergel am Teuchler Exerzierplatz, ganz wenige schmale Lehmstreifen nordöstlich von Nudersdorf und die petrographisch zusammengehörigen Gebilde, wie die Tonmergel und die fast rein einheimischen Kiese, als älteres Diluvium zu kartieren.

Es gibt aber innerhalb des als jüngerer Geschiebemergel kartierten Lehms ebenfalls viele in der Faltungsrichtung streifenartig angeordnete Vorkommen; bei ihnen ist man nur nicht sicher, ob sie die Faltung mitmachen, oder ob sie nur als Erosionsreste ungefaltet in den Mulden oder aufgebrochenen Sätteln liegen. Da sie großenteils in flächenhaft verbreiteten jüngeren Lehm übergehen, und da es nicht möglich ist, irgendwo einen natürlichen Schnitt zu machen, so habe ich sie alle zum jüngeren Lehm gezogen.

Ich habe aber z. B. am Gallunberg Anhaltspunkte dafür, daß auch dieser Lehm z. T. gefaltet ist, da er hier unter Sand nach N. zu einfällt; und an anderen Stellen, z. B. in den Satteltälern östlich von der Chaussee bei Nudersdorf, habe ich Anhaltspunkte dafür, daß hier über dem gefalteten Tertiär stellenweise mitgefalteter älterer Geschiebelehm an den Talrändern erbohrt wird. Da sich

jedoch zuweilen jüngerer Lehm quer darüber in die aufgebrochenen Sättel legt, an anderen Stellen sich aber flächenhaft aufs Plateau hinaufzieht (bei Grabo, s. Fig. 12), so konnte jenes Verhalten nicht mit Sicherheit ermittelt werden, und ich habe darauf verzichtet, in solchen unsicheren Fällen ä teren Lehm darzustellen, falls nicht noch andere Gründe für diese Auffassung sprachen. Ebenso ist von dem Lehm, der nördlich von Gallun als Erosionsrest in der Muldenmitte auf der durch Erosion herausgearbeiteten Mulde von

Figur 12.




**Schematisches Profil durch einen Sattel des älteren Diluviums, der durch jüngere Grundmoräne teilweise verdeckt wird.**

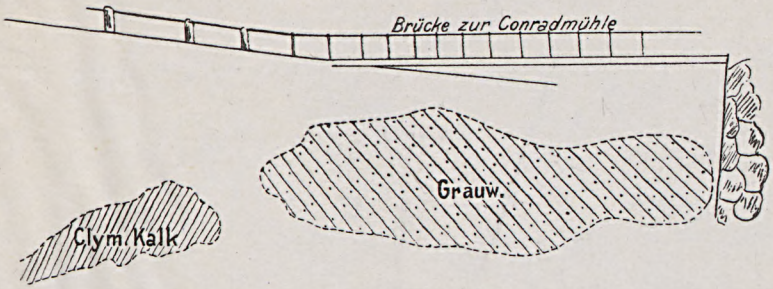
Miocän und älterem Kies liegt (Fig. 5) und so den Rücken des doppelten Walles bildet, völlig unklar, ob es sich um mitgefalteten älteren Lehm oder einen Erosionsrest des in der Mulde ursprünglich mächtiger abgelagerten jüngeren Lehms handelt.

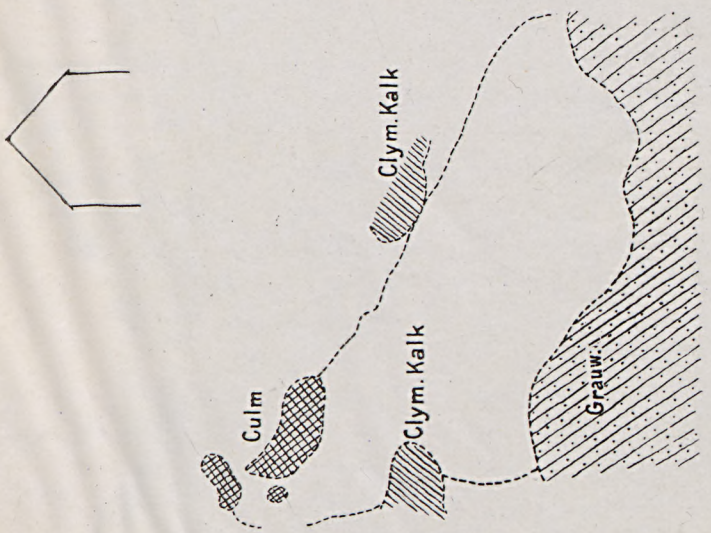
Von solchen Schwierigkeiten im einzelnen abgesehen, scheint mir jedoch durch die oben mitgeteilten Tatsachen der Nachweis erbracht zu sein, daß die gefalteten Diluvialschichten bei Wittenberg tatsächlich Reste einer älteren Diluvialdecke sind.

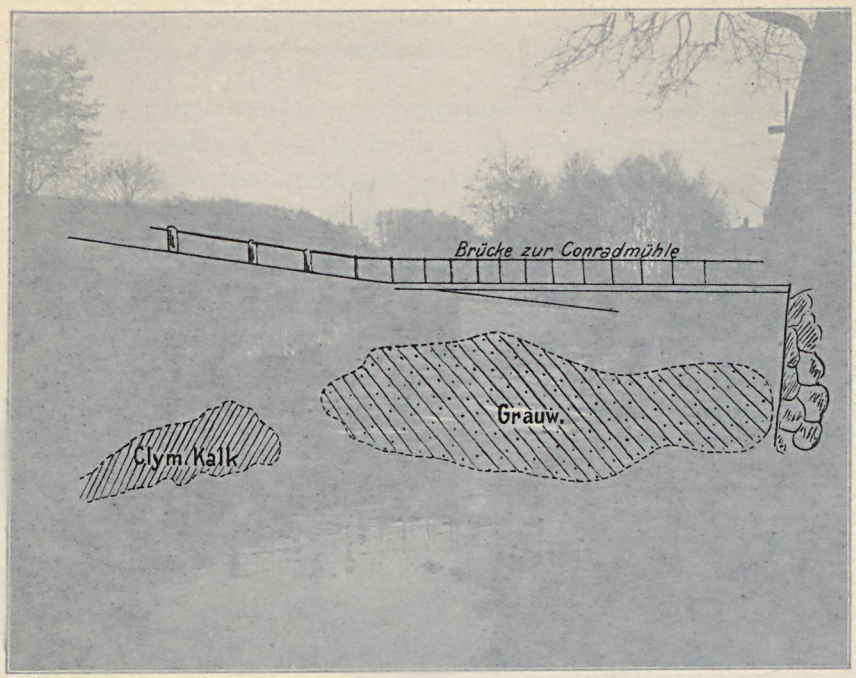
Berlin, im Januar 1909.

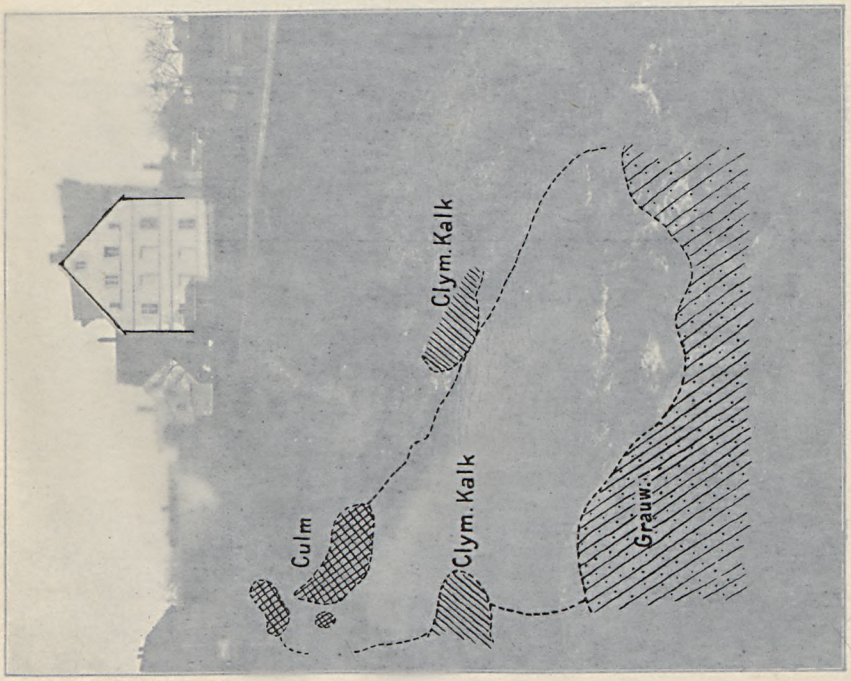




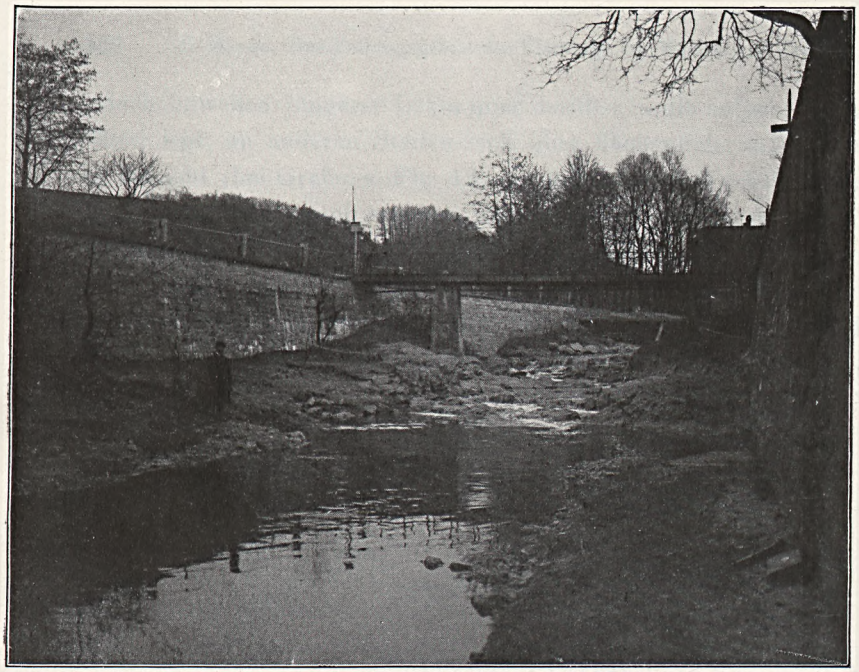

Brücke zur Conradmühle
Grauw.
Clym. Kalk

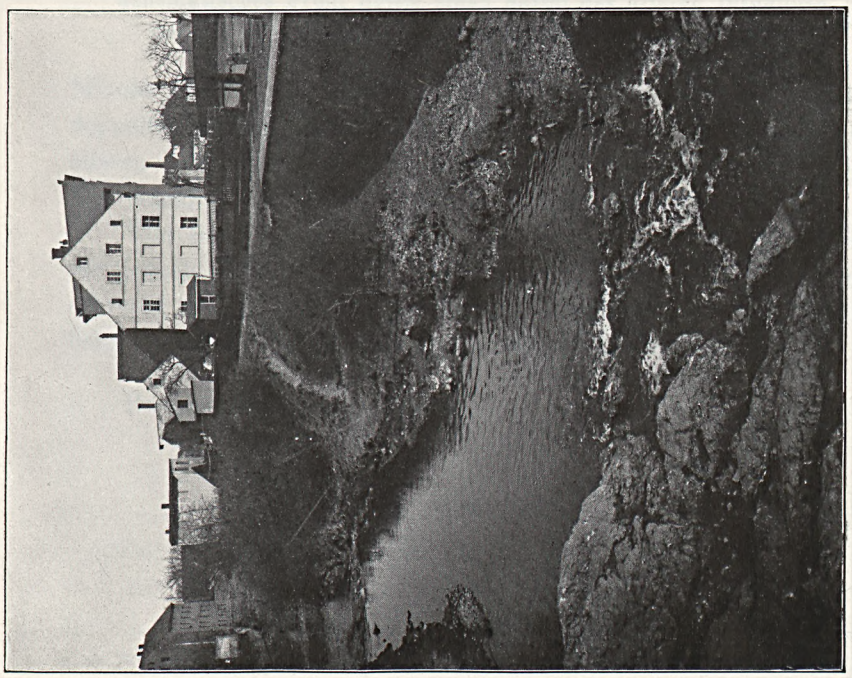

Clym. Kalk
Culm
Clym. Kalk
Grauw.


Brücke zur Conradmühle
Grauw.
Clym. Kalk


Clym. Kalk
Culm
Clym. Kalk
Grauw.

Zu Seite 341.





# Clymenienkalk von der Conrad-Mühle in Polsnitz bei Freiburg in Schlesien.

Von Herrn **G. Gürich** in Breslau.

Mit 2 Figuren.

Die geringfügigen Aufschlüsse befinden sich an den Ufern des Polsnitzbaches unmittelbar unterhalb der Fußgängerbrücke bei der Conrad-Mühle. Sie sind mir seit vielen Jahren bekannt, aber erst in diesem Jahre glückte mir der Fund entscheidender Fossilien. Die Brücke selbst steht auf einem Felsenriegel. Etwa 20 m unterhalb der Brücke ragen am rechten Ufer einige Lagen roten Knollenkalkes eben aus dem Wasserspiegel heraus (April 1909). Bruchstücke davon im Ufergeröll findet man auch noch einige Meter weiter abwärts. Gegenüber auf der linken Seite sind dieselben Schichten in dem Wasserdurchlasse aufgeschlossen, der nördlich von dem ersten Obstgärtchen neben der Brücke von der Dorfstraße zum Bache hinabführt. Im September konnte ich die roten Kalke teils am Ufer, teils in der Wasserrinne selbst über 15 m den Bach entlang beobachten. 20 m weiter unterhalb von der hervorragenden Kalkbank steht Culmgrauwacke an. Es ist hier ein feinkörniges festes Gestein, das flußabwärts in dichten festen Schiefer übergeht. Die Gesteine dieser Reihe reichen abwärts bis über die Brücke der Landeshuter Straße hinaus und bestehen hier aus milderen Schiefern oder festeren Bänken einer feinkörnigen kalkreichen Grauwacke; sie entsprechen der Fortsetzung des Culmrandes in der Stadt Freiburg selbst.

In den roten Knollenkalken fand ich diesmal nach einigem Suchen mehrere Exemplare eines fingerstarken

*Orthoceras.*

Die Kammern sind etwa so lang wie breit. Mehr ist nicht zu erkennen; eine nähere Bestimmung ist untunlich.

Aus einem größeren Gesteinsstück konnten mehrere Clymenien herausgeschlagen werden, deren Erhaltung aber ungünstig ist. Der Kalk ist unrein, führt kleine Glimmerblättchen und strukturlose Knöllchen reineren Kalkes. Die Clymenien lassen Lobenlinien nicht erkennen. Für die Artbestimmung kommen nur die allgemeine Form, der Grad der Einrollung und in einigen Fällen die Streifung der Schale in Betracht. Deswegen können die Bestimmungen nur mit Vorbehalt gegeben werden.

*? Oxyclymenia undulata.* Münster.
*?* » *striata* Münster.
*?* » *bisulcata* Münster.

Deutlicher erhalten mit Teilen der Lobenlinie ist ein Goniatit von der linken Seite des Flüßchens. Es ist die flache wulstfreie Form des alten *Goniatites sulcatus*. Frech hat nach Haugs Vorgang für diese Formen den Gattungsnamen *Aganides* angenommen und die Art nach meinem Namen bezeichnet. In Übereinstimmung mit meiner in den »Leitfossilien« (Seite 125) angegebenen Auffassung bezeichne ich hier diese Art als

*Brancoceras Gürichi* Frech. sp.

Die Klappe eines Zweischalers ist wahrscheinlich

*Posidonia venusta* Münster.

Kleine Ostracoden-Schälchen, zu meiner aus Polen beschriebenen Gattung

*Richterina*

gehörig, fanden sich mehrfach, sind aber zu sehr mit dem Gestein verwachsen, sodaß ein spezifischer Vergleich nicht möglich ist.

Endlich liegen in der Wohnkammer des oben angegebenen *Brancoceras* Querschnitte kleinerer Trilobiten, deren Bestimmung nicht möglich war; nach der Wölbung und Körnelung der Glabella scheint mir eher eine kleine

*Phacops*-Art

vorzuliegen als *Trimerocephalus*, der sonst in diesen Schichten am häufigsten ist.

*Proëtus* sp.

Die lose Wange mit dem Auge einer kleinen zierlichen Art fand sich angedrückt an einer Clymenia.

Wenn somit auch nur eine genau bestimmte Art vorliegt, so ist doch die ganze Tiergesellschaft derartig, daß ein Zweifel nicht aufkommen kann; es handelt sich um typischen Clymenienkalk, der sich schon durch die Beschaffenheit des Knollenkalkes als solcher verrät. Er erinnert ungemein an den Ebersdorfer Clymenienkalk, während der unter diesem befindliche sogenannte Ebersdorfer Hauptkalk sich viel eher mit dem von unserem neuen Funde 1,1 km entfernt liegenden Freiburger Kalke des jetzigen Gondelteiches in dem früheren Kalkbruche (DAMES, Zeitschr. der Deutsch. geol. Ges. 1868, Seite 469) vergleichen läßt. Der nur einige Kilometer weiter entfernte Ober-Kunzendorfer Cuboides-Kalk umfaßt dann 2 tiefere Horizonte des Oberdevons.

Die Beziehungen des Polsnitzer Knollenkalkes zu den benachbarten Gesteinen scheinen mir nicht sicher festgestellt. Im Hangenden befindet sich mit gleichem Streichen und Einfallen die oben als solche bezeichnete Culmgrauwacke. Im Liegenden an der Conradbrücke stehen mit etwas unsicheren Lagerungsverhältnissen ganz ähnliche Gesteine an, worauf mich E. ZIMMERMANN freundlichst aufmerksam machte: Feinkörnige feste dunkelgraue Grauwacke mit schwach kalkigen Partieen, dazwischen dunklere kalkreichere Knollen oder selbst feinkörnige kalkreiche handbreitstarke Bänke.

Die Quarzkörnchen der Grauwacke haben ebenso wie bei der »Culm«-Grauwacke an der Landeshuter Brücke etwa $^1/_9$ mm Durchmesser, bei den feinkörnigen dunkleren Kalkbänken sind sie etwa $^1/_{20}$ mm groß. Die Kalkknollen erinnern an den dunklen Clymenienkalk; es könnte also sehr wohl eine etwas dunklere Facies des Oberdevons aus dem Liegenden des Clymenienkalks vorliegen. Die Grauwacken ähneln aber wieder sehr den Culmgrauwacken von der Landeshuter Brücke; nur scheinen sie mir etwas reicher an Glimmer zu sein.

Es fragt sich nun, ob die Clymenienkalke als fremdartige Facies in eine sich nur wenig ändernde Schichtenserie von mittlerem Oberdevon bis in den unteren Culm eingeschaltet sind, oder sind sie infolge tektonischer Störungen zwischen zwei Culmschollen eingeklemmt, oder liegt Schuppenbildung vor, so daß die Clyme-

nienkalke zum Hangenden gehören und nur im Liegenden von einer Verwerfung abgeschnitten werden? Dieselben glimmerreichen schwach kalkigen Grauwacken stehen auch an dem der Conradbrücke in SO. zunächst benachbarten Talabhange an.

Durch dieses neue Vorkommen devonischen Kalkes ist die Grenze seines Verbreitungsgebietes nach Norden verschoben worden, und dieses nähert sich der Südgrenze eines anderen Kalkgebietes. Das äußerste mir bisher bekannte Vorkommen des letzteren ist das von Fröhlichsdorf, 4,5 km von dem Polsnitzer Kalk entfernt. Aus einem mir von der Kgl. Geol. Landesanstalt zur Verfügung gestellten Probedrucke der geologischen Spezialkarte des Blattes Freiburg (aufgenommen von E. Zimmermann und G. Berg) ersehe ich dessen weitere Verbreitung nach O. und S. Es nähert sich dieser Kalk unserem Funde bis auf 400 m. Nach Angaben der Karte fand ich diesen Kalk am SW.-Abhange des mit einem Tempelchen (»Gucke«) gekrönten Hügels anstehend. Diese Kalke des Bober-Katzbach-Gebirges sind mit Diabasen, Schalsteinen, Porphyroiden (Typus: Nieder-Kretschamstein bei Nimmersath) und Sericitschiefern verknüpft. Bei Fröhlichsdorf selbst habe ich diese sauren Gesteine stets als Porphyre angesprochen. Auf der Karte bei Zimmermann findet man sie als Granit bezeichnet. Mit den Kalken dieser älteren stark metamorphen Gesteinsreihe haben die oberdevonischen Knollenkalke nach meinem Dafürhalten nichts zu tun. Maßgebend für die Altersbestimmung wird die sichere Bestimmung der Fossilien in den Knollenkalken von Mittel-Leipe werden, auf die ich schon oft hingewiesen habe. Auch hier sind es Knollenkalke über Massenkalk, die Knollen enthalten aber anscheinend nur Reste eigentümlicher Crustaceen. (Dieses Jahrb. für 1906, Bd. 27, Heft 3, S. 453).

Breslau, Oktober 1909.

# Die Grube „Schöner Anfang“ bei Breitenbach (Kr. Wetzlar).

## Ein Beitrag zur Tektonik der nordöstlichen Lahnmulde.

Von Herrn **Joh. Ahlburg** in Berlin.[1])

Hierzu Tafel 16 und 17 und 9 Textfiguren.

Unsere Kenntnis vom inneren Aufbau des Rheinischen Schiefergebirges ist noch verhältnismäßig jungen Datums. Während man früher lediglich der paläontologischen und stratigraphischen Durchforschung unseres größten deutschen Mittelgebirges reges Interesse entgegenbrachte, sind erst in den letzten beiden Jahrzehnten genauere Beobachtungen über die Tektonik des Gebirges, namentlich seines südlichen und östlichen Teiles, bekannt geworden.

Im Jahre 1893 veröffentlichte Holzapfel[2]) eine Reihe von Profilen aus der Umgebung von Bingen; sie zeigen, daß der scheinbar einfache Faltenbau des Taunus und seiner westlichen Ausläufer durch zahlreiche Überschiebungen zu einem komplizierten Schuppenbau modifiziert ist. Im Jahre 1894 erschienen Denckmann's[3]) erste wichtige Veröffentlichungen über die Tektonik des Kellerwaldes, die ein bis dahin ungeahntes Bild tektonischer Kompliziertheit im östlichen Rheinischen Schiefergebirge entwarfen, und geradezu grundlegend sind die dort niedergelegten Untersuchungen über den Schuppenbau der Ense bei Wildungen für das Ver-

[1]) Das Manuskript dieses Aufsatzes wurde bereits Anfang August 1908 abgeschlossen; infolge einer einjährigen Auslandsreise des Verfassers hat sich die Drucklegung desselben bis heute verzögert.

[2]) Das Rheinthal von Bingerbrück bis Lahnstein; Abh. z. Geol. Spez.-Karte v. Preuß. u. Thür. St., N. F., H. 15.

[3]) Denckmann, Der geologische Aufbau des Kellerwaldes. Abhandl. der Kgl. Preuß. Geol. Landesanst., N. F., Heft 34, 1902. Vergl. das. die ältere Literatur.

ständnis der weiteren Durchforschung des Gebirges geworden. Auch im Siegerlande treten nach den neuesten Untersuchungen Denckmann's [1]) trotz des vorwiegenden einfachen Faltenbaues eine Reihe alter Störungen auf, die das ganze Gebirge in einzelne Schuppen von gewaltigen Dimensionen zerlegt haben.

Besonderes Interesse aber beanspruchen die Ergebnisse der neuen Spezialaufnahme im Dillgebiete, die von E. Kayser in den 90er Jahren durchgeführt wurde. Eine zusammenhängende Darstellung der tektonischen Ergebnisse gab E. Kayser 1900 [2]). Der scheinbar einfache Faltenbau des Schiefergebirges löst sich hier in ein verwickeltes System von Überschiebungen und langgezogenen, ausgequetschten Isoklinalen auf, die in ihrer Gesamtheit, wenn auch im verkleinerten Maßstabe, fast an alpine Verhältnisse erinnern.

Das Dillgebiet gehört bekanntlich zu jenem, vorwiegend aus jung- (mittel- und ober-)devonischen sowie culmischen Gesteinen aufgebauten Teile des südöstlichen Rheinischen Schiefergebirges, der geologisch als Lahn- und Dillmulde bezeichnet wird. Umgrenzt vom Unterdevon des Taunus und des Holzappeler Gebirges im Süden und Südwesten, vom Tertiär des Westerwaldes im Westen, vom Unterdevon des Siegerlandes im Norden und endlich von der Hessischen Senke im Osten, bildet dieser Teil des Gebirges zwei durch eine mächtige Silurauffaltung getrennte Mulden, die nach den sie durchfließenden Flußsystemen, der Lahn und der Dill, benannt werden.

Trotz der unverkennbaren Zusammengehörigkeit dieser beiden Mulden zeigen sie in ihrer Tektonik doch eine durchgreifende Verschiedenheit. Im Dillgebiete herrscht synklinaler Faltenbau bei steilem Südfallen der Schichten vor; dementsprechend sind auch alle Zerrungen und Zerreißungen der Falten auf steilen Überschiebungsflächen erfolgt. Im Gegensatze hierzu begegnet

[1]) Die Überschiebung des alten Unterdevon zwischen Siegburg a. d. Sieg u. Bilstein im Kr. Olpe: v. Koenen-Festschrift, Stuttgart 1907, S. 263—276.

[2]) Über große flache Überschiebungen im Dillgebiet; Dieses Jahrbuch 1900, S. 7; vergl. ferner: Erläuterungen zur Geol. Spez.-Karte von Preuß. u. Thür., Lief. 101, Berlin 1908.

man in der angrenzenden Lahnmulde, wenigstens in ihrem östlichen Teile zwischen Gießen und Weilburg, überwiegend flacher Lagerung und wird zuerst leicht verleitet, dies auf verhältnismäßig geringe Störung der ursprünglichen Schichtenlage, also auf eine geringe Einwirkung des faltenden Gebirgsdruckes zurückzuführen.

Hier belehrten indessen die Untersuchungen E. Kayser's, die den nordöstlichsten Teil der Lahnmulde, speziell die Gegend nördlich von Wetzlar (Bl. Ballersbach und Rodheim) noch mit umfaßten, eines anderen. Die flache Lage der Schichten deutet nur scheinbar auf ungestörte Lagerung, in Wirklichkeit verbirgt sich unter ihr ein Schuppenbau, wie er bisher im deutschen Mittelgebirge wohl einzig dasteht. Auf Erstreckungen von mehreren Kilometern sind die einzelnen Schollen von Süden her auf ihre flache Unterlage hinaufgeschoben worden, wobei noch zu berücksichtigen ist, daß wir infolge der mangelhaften Aufschlüsse in der Tiefe die Wurzelregionen jener Schuppen noch gar nicht kennen und möglicherweise in den uns vorliegenden Teilen nur die nördlichen, durch Erosion zum großen Teil schon wieder zerstörten Ausläufer derselben vor uns haben[1]).

Kayser faßt a. a. O. die am Nordrande der Lahnmulde auftretenden Schuppen zu vier Hauptüberschiebungen zusammen; die älteste stellt die Überschiebung oberdevonischen Deckdiabases auf das flache Culmgebiet südlich der Hörre dar, die zweite ist nach ihm gekennzeichnet durch die Überlagerung oberdevonischer Schiefer auf dem genannten jungoberdevonischen Deckdiabas, die nächstjüngere durch die Auflagerung mitteldevonischen Kalkes auf Oberdevon der zweiten Schuppe; die vierte und jüngste endlich hat mitteldevonischen Schalstein auf die drei älteren Decken hinaufgeschoben, sie hat nach den Aufnahmen des Verfassers westlich von Wetzlar voraussichtlich das größte Ausmaß.

Diese neueren Beobachtungen über die Fortsetzung der Schuppenstruktur weiter nach Süden sind in dem genannten Aufsatze des Verf.[1]) bereits im Zusammenhange behandelt worden.

[1]) Vergl. auch Ahlburg, Die Tektonik der östlichen Lahnmulde. Z. d. D. G. Ges. 1908, Bd. 60, Mon.-Ber. S. 300 ff.

Hier möchte ich lediglich einen Beitrag zu der speziellen Gestaltung einer der bereits von Kayser festgestellten Schuppen, der oberdevonischen Deckdiabasschuppe, geben, und zwar an der Hand der Aufschlüsse einer kleinen Roteisenerzgrube, die unmittelbar am Nordrande der mächtigen Diabasscholle, etwa 2 km südlich des Örtchens Breitenbach, im Schmittebachtal gelegen ist.

Im Jahre 1900, also in demselben Jahre, wo Kayser's bereits zitierte Arbeit über die flachen Überschiebungen im Dillgebiete erschien, wurde hier der schon vor mehreren Jahrhunderten betriebene, seit dem Jahre 1847 jedoch stillgelegte Bergbau wieder eröffnet. Die ersten Aufschlüsse konnten bereits in den von H. Lotz verfaßten Erläuterungen zu Bl. Ballersbach beschrieben werden[1]); sie brachten indessen noch keinerlei wesentliches Beweismaterial für die von Kayser vertretene Auffassung der Überschiebung.

Erst in den letzten Jahren sind durch mehrere Stollenanlagen und durch systematische Ausrichtung der Grube eine Fülle von Aufschlüssen geschaffen worden, die eine glänzende Bestätigung der Überschiebungstheorie gebracht haben, daneben aber auch noch eine Reihe interessanter Einzelheiten über den Aufbau der Überschiebungsscholle bieten, so daß eine etwas ausführlichere Beschreibung der Verhältnisse an der Hand einiger durch das Grubengebiet entworfener Profile gerechtfertigt erscheint.

Bei der großen Verworrenheit der Lagerungsverhältnisse sowohl über wie unter Tage erschien es notwendig, um eine möglichst genaue Grundlage für die maßstäblich entworfenen Profile zu bekommen, einmal die Umgebung der Grube in möglichst großem Maßstabe aufzunehmen, da die geologische Spezialkarte zur Nachtragung aller Einzelheiten nicht ausreichte, ferner auch von den einzelnen Sohlen der Grube genaue geologische Horizontalrisse zu entwerfen (vergl. Taf. 17 A—D). Wenn trotz dieses Verfahrens sich einige kleine Ungenauigkeiten eingeschlichen haben, so ist dies auf den bereits vorgeschrittenen Abbau in der

[1]) Vergl. 346 Anm. 2.

Grube zurückzuführen, durch den einzelne Teile derselben nicht mehr befahrbar waren.

In aller Kürze mögen hier die in der Grube und ihrer nächsten Umgebung auftretenden Gesteine aufgezählt werden; bezüglich ihrer eingehenden Beschreibung verweise ich auf die bereits erwähnten Erläuterungen zu den Blättern der Dilllieferung.

Es sind innerhalb des Grubengebietes folgende Gesteine ihrem Alter nach von oben nach unten aufgeschlossen:

1. Culmtonschiefer; sie bilden sowohl in den tieferen Grubenbauen sowie über Tage überall das Liegende der folgenden, älteren Gesteine; insbesondere treten sie in dem ganzen ostwestlich gerichteten Breitenbacher Tale im Norden der Überschiebung in großer Ausdehnung auf. Überall zeigen sie, ausgenommen in der Nähe von Störungen, flache, fast söhlige Lagerung.

2. Culmkieselschiefer; ihr Auftreten ist ein besonders rätselhaftes. Kayser ist geneigt[1]), die meisten der zahlreichen Kieselschiefereinlagerungen im Deckdiabas als besondere Überschiebungsschollen aufzufassen, insbesondere die Teile, die den Deckdiabas fast in seiner ganzen Erstreckung auf der Grenze gegen den unterlagernden Culmtonschiefer begleiten. Indessen hat es nach einzelnen noch näher zu beschreibenden Aufschlüssen in der Grube mehr den Anschein, als ob es sich hier nicht um selbständige Kieselschieferschuppen, sondern vielmehr mit der hangenden Diabasscholle mitgerissene Fetzen von Kieselschiefer handelt, die infolge ihrer eigentümlichen Beschaffenheit — starke, gleichmäßige Zerklüftung bei großer Festigkeit und Widerstandsfähigkeit der einzelnen Trümmer — ein ausgezeichnetes Gleitmittel für die überschobenen Schollen gebildet haben.

In der Tat sind Kieselschiefer mit dem ursprünglichen Zusammenhange der Schichten an den wenigsten Stellen zu beobachten, meist findet man eine völlig richtungslose Trümmermasse. Auch scheint es unwahrscheinlich, daß die an sich wenig mächtigen und zusammenhangslosen Kieselschiefer auf größere Erstreckung selbständige Überschiebungsschollen bilden können.

---

[1]) a. a. O. S. 17.

Häufig schwer zu unterscheiden, aber von ihnen scharf zu trennen sind Schollen älterer Gesteine, die im Deckdiabas schwimmen und unter seinem kontaktmetamorphen Einflusse völlig verkieselt sind.

3. Deckdiabas; dieser das Oberdevon fast im ganzen Dillgebiete sowie im vorliegenden Teile der Lahnmulde nach oben abschließende Diabas bildete wahrscheinlich ursprünglich eine oder mehrere zusammenhängende Decken; das oft unvermittelte Wechseln grobkörniger Diabase mit mehr dichten, blasigen Varietäten, die offenbar den alten Stromoberflächen entstammen, ist auf Verwerfungen bezw. Überschiebungen innerhalb des Deckdiabases zurückzuführen.

4. Oberdevonische Knollenkalke; diese meist hellgefärbten Kalke haben sich durch einzelne Cephalopodenreste als oberdevonisch erwiesen. Sie treten in der Grube in einer Mächtigkeit von etwa 10 m auf; wo lokal eine größere Mächtigkeit zu beobachten ist, läßt sie sich auf Stauchungen zurückführen.

Ob mit diesem Kalkhorizont die oberdevonischen Sedimente nach oben bereits abschließen, oder ob etwa ursprünglich noch höhere Horizonte des Oberdevons außer dem Deckdiabas vorhanden waren, die unter dem Einfluß der gewaltigen Störungen verloren gegangen sind, läßt sich nicht genau feststellen; immerhin deutet die normale Überlagerung des Kalkes durch Diabas (Deckdiabas) in gewissen Teilen der Grube auf ersteres hin.

5. Oberdevonische Schiefer (Cypridinenschiefer); sie unterlagern in einer Mächtigkeit von 3—6 m den soeben besprochenen Kalk und bilden das normale Hangende des Eisenerzlagers; infolge ihrer untergeordneten Mächtigkeit finden sie sich in der Grube wie über Tage auch stets nur mit dem Erzlager zusammen.

6. Eisensteinlager; wie schon seine Lagerung auf der Grenze von Oberdevon und dem unterlagernden Schalstein des Oberen Mitteldevon beweist, handelt es sich bei dem vorliegenden Erzlager um den normalen Erzhorizont des Lahn- und Dillgebietes, der insbesondere in der Dillmulde durch eine ihm eigentümliche

Pharciteratenfauna gekennzeichnet ist[1]); im Grubengebiete wurden Versteinerungen in ihm nicht gefunden.

Besondere Beachtung verdient noch eine mehrere Meter mächtige Einlagerung von Diabas in einem Teile des Lagers (vergl. (Taf. 16 Prof. III und V sowie den Riß der II. Sohle Tafel 17 B) wegen der interessanten Kontakterscheinungen, die derselbe im Lager sowie stellenweise auch im hangenden Schiefer hervorgerufen hat[2]).

7. Schalstein; das älteste der aufgeschlossenen Gesteine ist der obermitteldevonische Schalstein, der konstant das Liegende des Lagers bildet.

Wurde schon bei den oberdevonischen Schichten die Möglichkeit hervorgehoben, daß eine Reduktion der Mächtigkeit unter dem Einfluß der tektonischen Verhältnisse eingetreten ist, so kann dies vom Schalstein mit Bestimmtheit ausgesprochen werden; seine Mächtigkeit schwankt in den Aufschlüssen der Grube zwischen 30 m und darüber bis herab zum völligen Auskeilen.

Daß übrigens auch das Erzlager unter dem Einfluß der Störungen gelitten hat, zeigt schon ein flüchtiger Blick auf die Profile sowie das Verhalten der Diabaseinlagerung, die offenbar infolge der Auswalzung des Lagers zerrissen ist (Taf. 16, Prof. V).

Sämtliche soeben aufgezählten Gesteine treten auch über Tage auf, und bereits hier lassen die Aufschlüsse in großen Zügen erkennen, daß das Erzlager mit den es umgebenden ober- und mitteldevonischen Sedimenten eine flache ziemlich zerstückelte Einlagerung zwischen zwei Diabasmassen, einer liegenden im N. und einer Hangenden im S., bildet. Diese Diabasmassen sind ihrerseits wieder durch Verwerfungen und eingelagerte Kieselschieferbänder zerstückelt. Die Basis des Ganzen bildet der im Norden vorgelagerte Culmtonschiefer.

---

[1]) Vergl. Erl. zu Bl. Dillenburg der Lief. 101.

[2]) Diese Kontakterscheinungen bieten in mancher Hinsicht großes Interesse; sie bestehen in sekundärer Verkieselung des Lagers, in der Umwandlung desselben in Magneteisenstein und in dem Vorkommen von Spateisenstein, dessen Herkunft noch nicht geklärt ist; eine genauere Beschreibung soll einer besonderen Arbeit vorbehalten bleiben.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Schon über Tage lassen sich, abgesehen von den Überschiebungen, zwei Gruppen von Verwerfungen deutlich unterscheiden; die wichtigsten sind die SO.—NW., also ungefähr senkrecht zum Rheinischen Streichen verlaufenden Querverwerfungen; sie besitzen, wie die Aufschlüsse hier wie auch anderenorts gezeigt haben, in der Regel saigeres oder jedenfalls sehr steiles Einfallen. Aus der Natur der Rutschflächen an ihnen sowie der Schichtenstauchungen in ihrer Nähe kann man meist deutlich erkennen, daß sie Seitenverschiebungen der von ihnen begrenzten Schollen bewirkt haben[1]).

Die zweite Gruppe von Verwerfungen ist nach den gemachten Beobachtungen jünger als die erste. Ihre Störungen besitzen SW.—NO. Streichen bei meist flacherem Einfallen und scheinen nur zum Teil echte Verwerfungen zu sein; stellenweise treten sie als steile Überschiebungen auf (vergl. Taf. 16, Prof. I—III). Sie besitzen wahrscheinlich nur eine beschränkte Verbreitung innerhalb der Überschiebungsschollen und sind jedenfalls scharf zu trennen von den gleichfalls in SW.—NO.-Richtung verlaufenden streichenden Verwerfungen, die im ganzen Lahn- und Dillgebiete vertreten sind und offenbar von allen beobachteten die älteste Gruppe von Störungen darstellen.

Eine eingehende Beschreibung der Sohlen der Grube kann mit Hinblick auf die beigegebenen geologischen Sohlenrisse unterbleiben; es genügt, in großen Zügen an der Hand dieser Risse die Lagerung in der Grube klar zu legen.

Als Ausgangspunkt hierzu eignet sich am besten die II. Sohle[2]), da sie den vollständigsten Schnitt durch die Lagerstätte und das sie begleitende Nebengestein bietet.

Das generelle Schichtenstreichen, wie es besonders in dem verhältnismäßig wenig gestörten westlichen Teile der Lagerstätte zu beobachten ist, verläuft anfangs von NW. nach SO. und wendet

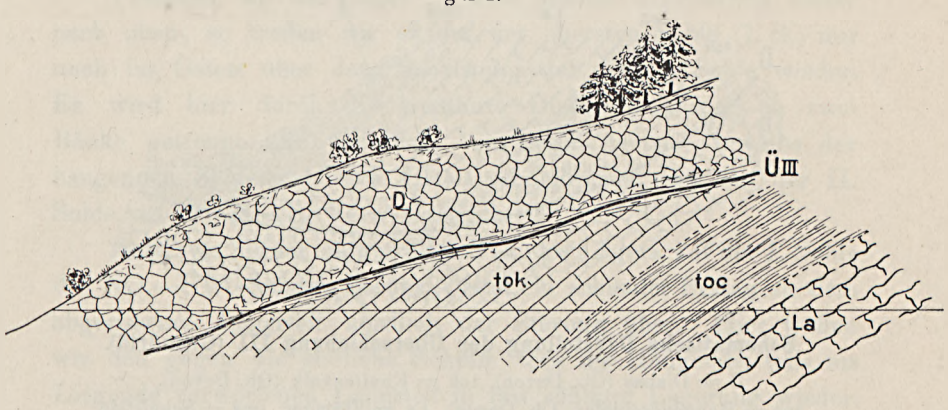
---

[1]) Auch durch andere Beobachtungen wird die bisher wohl allein herrschende Annahme, daß es sich bei den Querverwerfungen lediglich um Senkungen der Schollen handelt, widerlegt. Vergl. die S. 347, Anm. 1 herangezogene Abhandlung.

[2]) Die Grube besitzt neben mehreren Nebensohlen fünf Hauptsohlen. Die tiefste — Marienstollensohle — liegt 255 m über N.N. Die folgenden vier liegen 10 (IV. S.), 23,50 (III. S.), 33,50 (II. S.) und 45 m (I. S.) über dem Marienstollen.

allmählich nach O. um. Im Hangenden des flach fallenden Lagers finden wir im W. oberdevonische Schiefer und darüber den Knollenkalk, darüber endlich, in fast söhliger Lagerung, durch eine mächtige, mit Reibungsmasse[1]) erfüllte Kluftfläche getrennt, Deckdiabas (vergl. Fig. 1 und Taf. 16, Prof. V). Letzterer macht das Umschwenken der Streichrichtung nach O. mit, drückt sich indessen mehr und mehr durch das Oberdevon bis an das Lager durch, so daß im S. der Diabas bereits auf dem Lager selbst aufruht. Kompliziert wird das Bild noch durch eine Reihe von Querverwerfungen, durch die das Lager bald ins Liegende, bald ins Hangende verworfen wird.

Figur 1.




**Profil durch Rösche II.**

D = Diabas (Ob. Devon), tok = Knollenkalk (Ob. Devon), toc = Schiefer (Ob. Devon), La = Erzlager, ÜIII = Überschiebung.

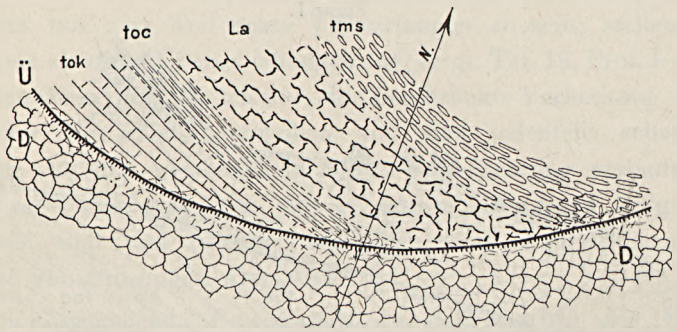
Deutlicher läßt sich das erwähnte Einschneiden des Deckdiabases durch das Hangende des Lagers und durch dieses selbst auf der III. Sohle verfolgen. Zunächst verschwindet hier von Westen nach Osten der hangende Kalk, sodann der Schiefer; von dem Absinken zur IV. Sohle ab legt sich der Diabas unmittelbar auf das Lager auf und erreicht schließlich den liegenden

[1]) Reibungsmassen, namentlich mit Kieselschiefertrümmern erfüllt, finden sich auf allen Überschiebungsflächen in mehr oder weniger großem Maße; nur bei besonderer Mächtigkeit werden sie in den Profilen angedeutet.

Schalstein, ohne denselben in den bisherigen Aufschlüssen — im Querschlag der III. Sohle nach SO. — ganz zu durchbrechen. Auch hier ist die Auflagerungsfläche des Diabases durch Verwerfungen zerstückelt.

Schematisch rekonstruiert würde sich also folgendes Bild ergeben (Fig. 2). Die Grenzfläche erweist sich danach wie auch nach den auf ihr zu findenden mächtigen Reibungsmassen unzweifelhaft als Überschiebung. Ihr Einfallen ist in dem bisher besprochenen Teile flacher als das des Lagers und seines Nebengesteins (vergl. auch Ü III der Profile).

Figur 2.




**Schematische Darstellung der Überschiebung III (Grundriß).**

D = Diabas (Ob. Devon), tok = Knollenkalk (Ob. Devon), toc = Hangendschiefer (Ob. Devon), La = Erzlager, tms = Schalstein (Ob. Mitteldevon), Ü = Überschiebung.

Zur II. Sohle zurückkehrend, stoßen wir vom Hangenden zum Liegenden, also in nordöstlicher Richtung, im Lager zunächst auf eine mehrere Meter mächtige Diabaseinlagerung, die dem Lager scheinbar konkordant eingelagert ist und nach Westen zu auskeilt (Tafel 16, Prof. III u. V sowie Taf. 17, Riß der II. Sohle). Sowohl das Lager wie der eingelagerte Diabas schneiden im Osten an einer ungefähr N.—S. verlaufenden Verwerfung, der ältesten im Grubengebiete überhaupt beobachteten, ab. Noch weiter im Liegenden hebt sich unter dem Lager ein flacher Sattel des

[1]) Rösche-Stollen.

liegenden Schalsteins heraus, der jedoch nur wenige Meter über die Sohle aufsteigt (Profil III).

Im weiteren Verlaufe nach Norden schneidet das Lager mit Ausnahme seines westlichen Teiles an einer nordostsüdwestlich gerichteten Störung ab. Nördlich derselben treffen wir auf der II. Sohle nur Diabas und Culmtonschiefer an. Die genannte Störung, die zu der bereits oben erwähnten Gruppe von NO.—SW.-Verwerfungen gehört, zeigt ein eigenartiges Verhalten, das am besten aus einem Vergleiche der Profile I—IV erhellt; hiernach hat im Westen eine Hebung des südlichen, hangenden Gebirgsteiles — also eine Überschiebung —, im Osten ein Absinken des südlichen Teiles stattgefunden.

Verfolgen wir das Lager zunächst südlich der Störung weiter nach oben, so treffen wir es auf der obersten Sohle (I. S.) nur noch im Osten über dem Schalsteinsattel der II. Sohle wieder. Es wird hier durch die erwähnte Diabaseinlagerung in zwei Bänke getrennt und überdeckt von einem flachen Gewölbe der hangenden Schiefer. Nach Osten schneidet es, wie auf der II. Sohle, an der N.—S. Verwerfung ab.

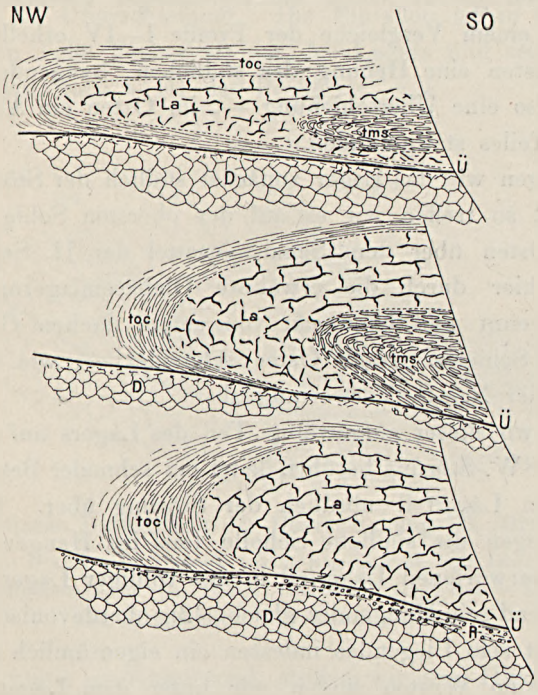
Dort, wo dieser aufgewölbte Teil des Lagers auf der I. Sohle die NO.—SW.-Störung berührt, leitet ein schmaler Besteg zu dem abgerissenen Lagerteil nördlich der Störung über. Hier treffen wir den gegen die südliche Scholle teils ins Hangende, teils ins Liegende verworfenen Lagerteil in fast söhliger Lagerung wieder.

Während sein Hangendes gleichmäßig oberdevonischer Schiefer bildet, zeigt sein Liegendes indessen ein eigentümlich wechselndes Verhalten; im Westen finden wir unter dem Lager stark verruschelten Schalstein in geringer Mächtigkeit; nach N und O dagegen keilt dieser ganz aus, und es stellt sich hier, das stark zertrümmerte Lager gleichsam ganz umhüllend, ebenfalls stark verruschelter Hangendschiefer ein. Auch dieser verschwindet im weiteren Verlaufe nach Osten, und wir finden hier das Lager auf einer 1—2 m mächtigen Reibungsmasse von zertrümmertem Kieselschiefer aufruhend, unter der sofort Deckdiabas folgt.

Am besten wird dieses eigenartige Verhalten des nördlichen Lagerteiles aus einer Reihe von Parallelschnitten in nordsüdlicher

Richtung klar; dieselben geben von W. nach O. folgendes Bild (Fig. 3). Es ist aus ihnen in Übereinstimmung mit den Profilen 1 und 4, die noch höhere Teile desselben Lagerstückes durch Schächtchen an der Oberfläche aufgeschlossen haben, ohne weiteres zu erkennen, daß wir es hier mit einer weiteren Überschiebung zu tun haben, die an ihrem Stirnrande deutlich geschleppt ist

Figur 3.




**Drei Parallelschnitte durch den nördlichen Lagerteil der 1. Sohle.**

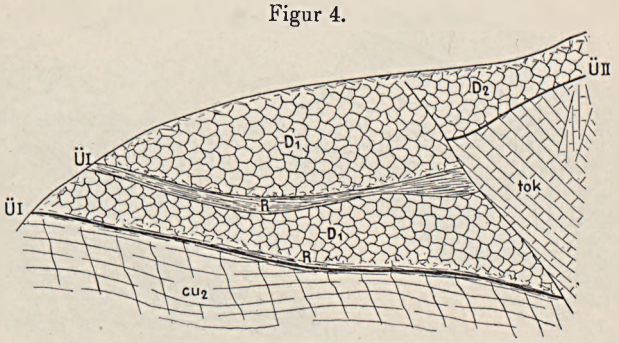
D = Diabas (Ob. Devon), toc = Schiefer (Ob. Devon), tms = Schalstein (Ob. Mitteldevon), La = Erzlager, R = Reibungsmasse mit Kieselschiefertrümmern, Ü = Überschiebung.

und so das Bild einer liegenden Falte mit ausgequetschtem Mittelschenkel ergibt (ÜII der Profile). Auf ihr ist das Lager mit seinen mehr oder weniger ausgewalzten hangenden und liegenden Begleitschichten auf eine im Liegenden befindliche Scholle von Deckdiabas überschoben worden.

Wie die Profile des Näheren erläutern, ist diese Überschiebungsfläche auf den tieferen Sohlen mit Ausnahme des Marienstollens nicht mehr überfahren worden, da der Schalstein nach der Tiefe zu mehr und mehr an Mächtigkeit gewinnt. Erst im Profile de Marienstollens (vergl. Taf. 16, Profil I) finden wir sie bei etwa 350 m vom Stollenmundloch wieder; hier wurde der hangende Schalstein in einer flachen Mächtigkeit von annähernd 40 m überfahren.

Indessen auch der unter der soeben beschriebenen Scholle ruhende Deckdiabas besitzt kein natürliches Liegendes. In dem nördlich der O.—W.-Kluft gelegenen Querschlag der II. Sohle ist

Figur 4.




**Profil durch Rösche III.**

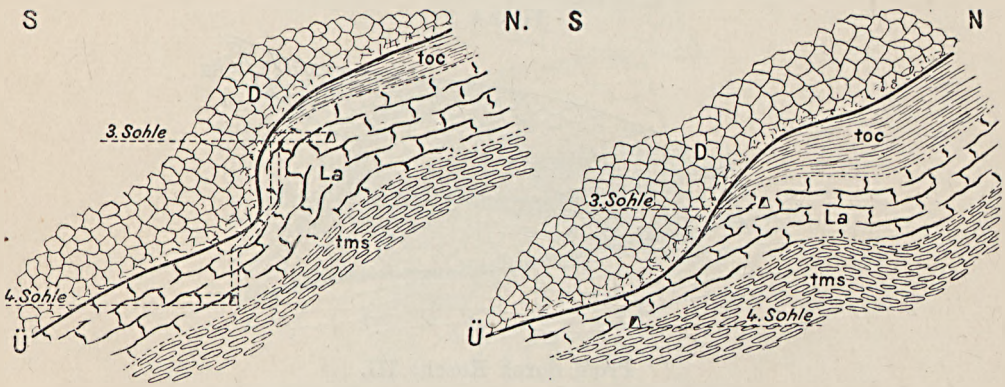
$D_1$ = Diabas der I. Scholle, $D_2$ = Diabas der III. Scholle, $cu_2$ = Culmtonschiefer, R = Reibungsmasse, ÜI, ÜII = Überschiebungen.

Culmtonschiefer angefahren (vergl. den Sohlenriß), in dessen Hangendem man in der Streckenfirste eine mit Gangtonschiefer und Kieselschieferbrocken ausgefüllte Kluft gewahrt; über dieser fast söhligen Überschiebungsfläche ruht hier der das Liegende der Überschiebung II bildende Deckdiabas; es ist also auch diese das Lager unterlagende Diabasscholle von Süden her überschoben, und zwar auf Culmtonschiefer (ÜI). Im weiteren Verlaufe des Querschlages ist der Diabas an einer Querverwerfung abgesunken, die sich auch im darüberliegenden Lager auf der I. Sohle bemerkbar macht.

Der letztgenannten Überschiebungsfläche (Ü I) begegnen

wir außer an der beschriebenen Stelle noch an zwei anderen Punkten in der Grube. Zunächst ist sie im Marienstollen (Profil I) zwar nicht direkt angefahren, aber ohne weiteres aus einem Vergleich der Aufschlüsse des Stollens, der etwa 300 m im Culmtonschiefer steht, mit denen über Tage, wo überall Diabas ansteht, herauszulesen. Ferner begegnen wir ihr im Profile der Rösche III auf der III. Sohle (Fig. 4). Hier zeigt sich, daß der hangende Diabas in sich wieder kleinere Überschiebungen enthält, so daß die ganze Scholle also aus mehreren einzelnen Schuppen besteht. Mit diesem Verhalten hängt vielleicht auch die wechselnde Mächtigkeit der Diabasscholle zusammen, die aus einem Vergleich der Profile I—IV leicht zu erkennen ist.

Figur 5.




**Zwei Schnitte durch die Überschiebung III zwischen 3. und 4. Sohle.**

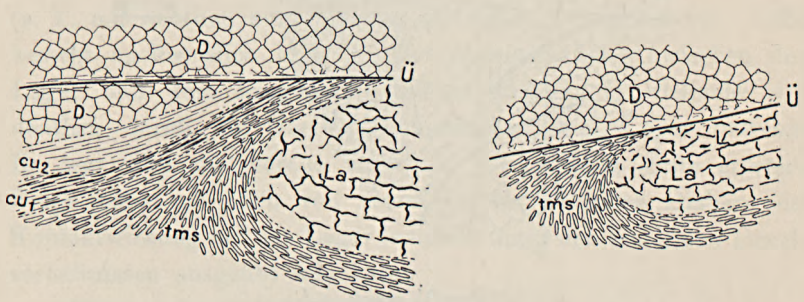
D = Diabas (Ob. Devon), toc = Schiefer (Ob. Devon), tms = Schalstein (Ob. Mitteldevon), La = Erzlager, Ü = Überschiebung.

Es bleibt noch das Verhalten der einzelnen Schollen unterhalb der II. Sohle zu prüfen:

Es wurde bereits erwähnt, daß sich die Überschiebung III sowohl auf der II. wie auf der III. Sohle nach Osten mehr und mehr in das Erzlager einschneidet. Während ihr Einfallen im Westen sehr flach ist, zeigt sie nach Osten steilere Lagerung und besitzt verschiedentlich Ausbauchungen, wie sie besonders in Schnitten zwischen der II. und III. Sohle deutlich hervortreten (Fig. 5).

Von Wichtigkeit insbesondere für den Bergbau ist die Frage nach dem Verbleib des im Osten durch die Überschiebung abgeschnittenen Lagerteiles. Die Grubenverwaltung treibt augenblicklich einen Querschlag auf der III. Sohle (nach SO.) entlang der Schubfläche, also auf der Grenze von liegendem Schalstein und hangendem Diabas, zur Aufsuchung des verlorenen Lagerteiles; da aber eine Überschiebung dieses Lagerteiles stattgefunden haben muß, kann der genannte Querschlag den erwünschten Erfolg nicht bringen, die vereinzelten auf der Gleitfläche angetroffenen Lagerfetzen deuten vielmehr darauf hin, das man den Lagerteil in der Richtung des Schubes, also nach oben zu suchen hat.

Figur 6.




**Zwei Schnitte durch die Überschiebung III auf der 2. Sohle (Osten).**

D = Diabas (Ob. Devon), tms = Schalstein (Ob. Mitteldevon), $cu_1$ = Culmkieselschiefer, $cu_2$ = Culmtonschiefer, La = Erzlager, Ü = Überschiebung.

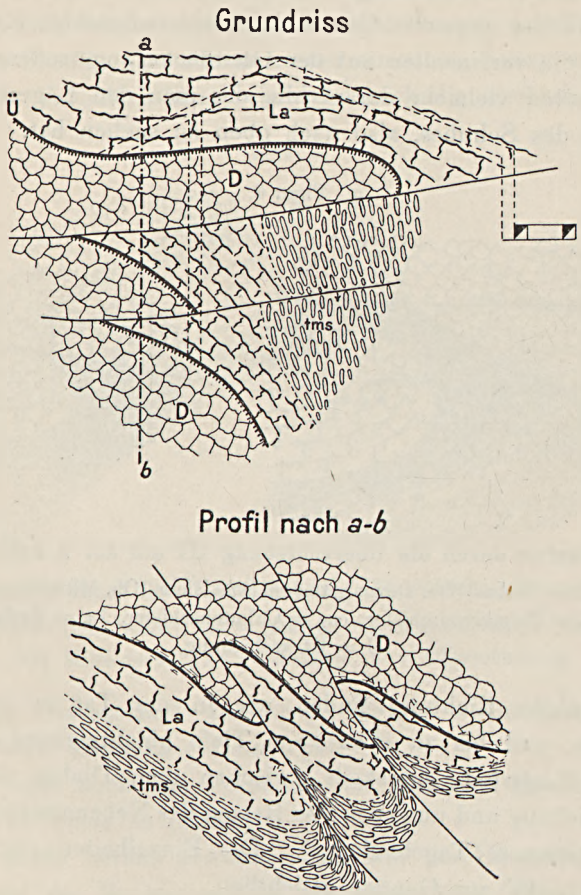
In dieser Richtung finden wir in der Tat an der Tagesoberfläche und bis zu etwa 15 m Tiefe hinabreichend den abgescherten Lagerteil, eingekeilt zwischen dem Diabas der dritten Überschiebung und umgeben von Resten des Nebengesteines wieder. (das sogenannte Tagebaulager). Die Einzelheiten sind aus den Profilen I—IV zur Genüge ersichtlich.

Hervorzuheben bleibt noch, daß an manchen Stellen, besonders im östlichen Teile der II. Sohle, wo die Überschiebung III wieder fast söhlige Lagerung besitzt, ein deutliches Schleppen des hangenden Schiefers wie auch des Schalsteins stattgefunden hat; zwei

kleine Skizzen mögen dies näher erläutern (Fig. 6), auch im Profil I ist ein derartiges Schleppen längs der Schubfläche angedeutet.

Zu den verwickeltsten Teilen der ganzen Grube gehört der südöstliche Teil des Lagers zwischen der II. und III. Sohle. Hier

Figur 7.




**Lagerungsverhältnisse im südöstlichen Teile der 2. Sohle.**

Zwischensohle + 27 m.

D = Diabas (Ob. Devon), tms = Schalstein (Ob. Mitteldevon), La = Erzlager, Ü = Überschiebung.

ist die Überschiebung III — vielleicht hat ihre Wendung aus der südlichen in mehr östliche Richtung oder ein im Osten befindlicher Widerstand hier besonders starke Spannungen geschaffen — durch zwei SO.—NW.-Störungen und mehrere Querverwerfungen völlig zerstückelt. Alle Einzelheiten zu beschreiben, würde hier zu weit führen; es sei nur zur Veranschaulichung der Verhältnisse auf den nebenstehenden Grundriß einer Zwischensohle unterhalb der II. Sohle verwiesen, wo durch zweimalige Überschiebung an den steil südlich fallenden O.—W.-Störungen des Lagers der Diabaswechsel sich dreimal wiederholt (Fig. 7; vergl. auch Taf. 16, Prof. II).

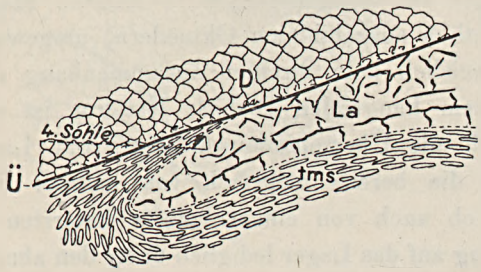
Diese Aufschlüsse bieten noch aus einem anderen Grunde besonderes Interesse; gerade an dieser Stelle der Grube findet sich das Lager am weitgehendsten in reinsten Magneteisenstein (z. T. mit deutlich ausgebildeten Oktaëdern) umgewandelt. Dabei besteht nachweislich kein direkter Zusammenhang zwischen dem Lager und dem hangenden Diabas; letzterer ist vielmehr stets deutlich durch die Überschiebungsflächen vom Lager getrennt. Es legt dies die bereits mehrfach von anderer Seite erörterte Frage nahe, ob auch von einem bereits erstarrten Diabase eine Kontaktwirkung auf das Lager lediglich unter den abnormen Druckverhältnissen ausgeübt sein kann.

Trotz geringer Schwankungen im Einfallen wurde das Lager bis zur IV. Sohle, also 10 m über dem Marienstollen, verfolgt, so daß man mit Sicherheit darauf rechnen durfte, das Lager mit dem Stollen, wenn auch ziemlich weit nach Süden vorgerückt, anzufahren. Dies trat jedoch nicht ein; man traf vielmehr an der projizierten Stelle Schalstein und im weiteren Verlaufe Diabas im Stollen an (vergl. Taf. 16, Profil I); bei genauer Beachtung der Aufschlüsse der IV. Sohle hätte freilich dieses überraschende Resultat bereits vorausgesehen werden können; wie nämlich ein Blick auf den Sohlenriß der IV. Sohle lehrt, findet sich hier im Süden sowohl im Liegenden wie im Hangenden des Lagers Schalstein, im Liegenden mit normalem, flachem Fallen, im Hangenden dagegen mit steilem, gleichfalls südlichem Einfallen, und unmittelbar über diesem hangenden Schalstein folgt, durch die Überschiebung III von ihm getrennt, der hangende Diabas (Fig. 8 und

Taf. 16, Profil I). Es ließ sich hieraus bereits schließen, daß das Lager unterhalb der IV. Sohle muldet; der Nachweis dieser Muldung wurde durch eine zwischen der IV. und Marienstollensohle angelegten Zwischensohle erbracht. Die Überschiebung III hat infolge ihres steileren Einfallens das Liegende des Lagers unter der IV. Sohle erreicht und dieses über das Lager auf eine kurze Erstreckung hinweggeschleppt.

Von den sonstigen Aufschlüssen der IV. und der Marienstollensohle sind noch einige charakteristische Erscheinungen längs der Überschiebung zu erwähnen. Hier finden sich zwischen der eigentlichen Schubfläche und dem hangenden Diabase verschiedent-

Figur 8.




**Schleppung des Schalsteins auf der 4. Sohle.**

D = Diabas (Ob. Devon), tms = Schalstein (Ob. Mitteldevon), La = Lager, Ü = Überschiebung.

lich Schollen des überschobenen Lagers und seines Nebengesteines eingekeilt, so an einer Stelle der sonst im Tiefbau nirgends mehr angetroffene oberdevonische Kalk (Fig. 9), auch mehrfach stark verruschelte Schalstein- und Lagerfetzen, wie sie in ähnlicher Weise im Querschlage der III. Sohle beobachtet wurden.

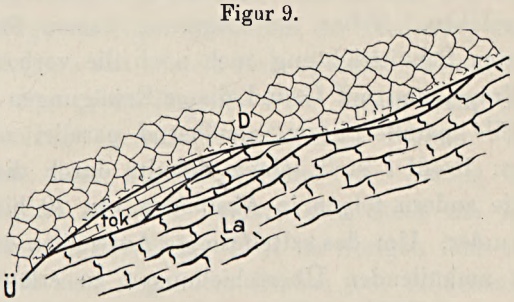
Die westlichen Aufschlüsse der IV. Sohle sind derartig verworren, zudem bisher noch wenig geklärt, daß von einer Beschreibung hier abgesehen werden soll (vergl. auch Taf. 16, Profil V); es macht sich hier offenbar schon die nicht weit westlich im Talboden verlaufende bedeutende Querverwerfung bemerkbar, die die benachbarten Gebirgsteile stark zertrümmert haben mag.

Von den in letzter Zeit gemachten Aufschlüssen des Marienstollens ist nur zu erwähnen, daß bei etwa 440 m über dem han-

genden Diabas abermals eine Überschiebung und darüber stark verruschelter Kieselschiefer in ziemlicher Mächtigkeit angefahren ist; auch dieser wird, wie die Aufschlüsse über Tage beweisen, wieder von einer jüngeren Diabasscholle überdeckt, wir haben hier also eine IV. Hauptüberschiebung vor uns.

Der genannte Aufschluß von Kieselschiefer bestätigt übrigens die eingangs ausgesprochene Annahme, daß die zahlreichen im ganzen Deckdiabasgebiete verstreuten Kieselschiefereinlagerungen in der Regel nur mit der hangenden Scholle mitgerissene Fetzen darstellen, da sie mit dem Liegenden keineswegs in natürlichem Zusammenhange stehen, also wohl kaum deren ursprüngliches Han-

Figur 9.




**Schnitt durch die Überschiebung III unter der 4. Sohle.**

D = Diabas (Ob. Devon), tok = Knollenkalk (Ob. Devon),
La = Erzlager, Ü = Überschiebung.

gendes gebildet haben. Daß andererseits der Gedanke an eine selbständige Überschiebung so wenig verbandsfester und geringmächtiger Schollen von der Hand gewiesen werden muß, wurde gleichfalls oben schon betont.

Es bleibt am Schluß dieser Betrachtuug der Grubenaufschlüsse nur noch hervorzuheben, daß neben den vier Hauptüberschiebungen noch zahlreiche kleinere in der Grube zu beobachten sind. So finden sich im Culmtonschiefer des Marienstollens mehrfach Verruschelungszonen, die z. T. sogar Diabasschollen führen, ein Beweis, daß selbst der Culmtonschiefer an der Basis unserer Überschiebungsdecken noch kein intaktes Gebirge darstellt. Um eine unnötige Verwirrung der Profile zu vermeiden, wurden diese Einzelheiten unberücksichtigt gelassen.

Zur näheren Veranschaulichung der soeben in großen Zügen klargelegten Lagerungsverhältnisse sollen die bereits mehrfach erwähnten Profile (Taf. 16) dienen.

Aus den bisherigen Ausführungen ging bereits hervor, daß ein eigentliches Normalprofil durch das Grubengebiet kaum zu entwerfen ist, da der Wechsel im Streichen sowohl der einzelnen noch im ursprünglichen Zusammenhange stehenden Schichten als auch der Überschiebungsflächen ein ziemlich beträchtlicher ist. Wenn auch das Generalstreichen ungefähr südöstlich gerichtet ist, so sind doch erhebliche Abweichungen von diesem vorhanden, und richtiger würde man vielleicht von einem nach Süden einschiebenden Sattel sprechen, dessen Flügel von West über Süd nach Ost streichen. Neben der Lagerung kamen für die Wahl einer geeigneten Schnittrichtung auch noch die vorhandenen Aufschlüsse in Frage, und auf Grund dieser Erwägungen wurden die vier Querprofile parallel bezw. annähernd parallel zum Marienstollen gelegt; Profil I stellt einen Schnitt durch diesen Stollen selbst dar, die andern folgen in Abständen von 20 bis 40 m nach Osten aufeinander. Um das sattelförmige Aufwölben der Schichten wie der sie umhüllenden Überschiebungen zu erläutern, wurde auch ein Längsprofil (Profil V) ungefähr senkrecht zu den vier Querprofilen entworfen.

Bei der Betrachtung der Querprofile geht man am besten von der im Norden vorgelagerten Culmtonschiefertafel, dem Liegenden der ganzen von Süden her überschobenen Schollen aus. Im Marienstollen wurde Culmtonschiefer auf eine Erstreckung von 300 m durchfahren, während über Tage der Diabas im Hangenden desselben bereits 50 m südlich des Mundloches am Berghange ansteht (Profil I). Das gleiche Verhalten läßt sich über Tage auch weiter östlich beobachten; die betreffenden Schnitte sind, soweit Aufschlüsse fehlen, dahin ergänzt.

Hiernach besitzt die liegende Diabasscholle und mit ihr die Überschiebung I sehr flache, fast söhlige Lagerung; es wurde dies bereits bei den betreffenden Grubenaufschlüssen betont. Der Culmtonschiefer zeigt überall, wo seine Schichtung neben der falschen Schieferung zu erkennen ist, flach gewellte Lagerung.

Auf die wechselnde Mächtigkeit der über dem Culm liegenden I. Diabasscholle wurde bereits hingewiesen; sie ist z. T. jedenfalls auf Spezialschuppen (Fig. 3), teilweise vielleicht auch auf eine lokale Auswalzung der Scholle unter dem Einfluß der nachfolgenden jüngeren Decken zurückzuführen (vergl. Profil II.)

Das meiste Interesse von allen Schollen beansprucht die zweite, in der das Lager mit seinem Nebengestein auf die liegende Diabasscholle hinaufgeschoben ist; sie ist in der Grube naturgemäß auch bei weitem am besten aufgeschlossen. Schon ein Blick auf das Profil I, in dem übrigens kleine Einzelheiten zur Vereinfachung des Bildes fortgelassen sind, läßt keinen Zweifel darüber, daß die Lagerscholle tatsächlich überschoben ist; es ist dies insofern wichtig, als von vornherein der Gedanke, das ganze Auftreten des Lagers mit seinem Nebengestein zwischen zwei Diabasdecken als eine große liegende Falte aufzufassen, durchaus nicht fern lag, solange genauere Aufschlüsse fehlten. Indessen sind Andeutungen einer liegenden Falte, wie bereits oben erwähnt wurde, lediglich an einer beschränkten Stelle am Nordrande der Scholle vorhanden (Profil II—IV); im übrigen fehlt auf der Grenze von Schalstein und liegendem Diabas jede Andeutung von Lager bezw. Oberdevon, die man selbst bei starker Auswalzung des Mittelschenkels hier zu erwarten hätte.

Auffällig erscheint zunächst im Profil I, daß das Lager im Schacht V nicht, wie man annehmen sollte, nach Süden umschlägt, sondern vielmehr nach Norden ausgezogen ist. Dieses mit den übrigen Profilen nicht in Einklang stehende Verhalten ist offenbar auf die Einwirkung der nächstfolgenden, hangenden Diabasscholle zurückzuführen, die weiter nach Osten nicht in gleicher Weise zerstörend auf ihr Liegendes einwirken konnte, da dieses hier durch eine Decke normal auflagernden Diabases geschützt ist.

Besonders hervorzuheben ist noch das Verhalten der einzelnen Verwerfungen zu den flachen Überschiebungen. Während die NO.—SW.-Störungen und die SO.—NW. gerichteten Querverwerfungen die flachen Überschiebungen stets durchsetzen, also jünger sind als diese (vergl. Profil II und III), ist dies bei der alten N.—S.-Verwerfung im Osten der Grube nicht der Fall (Profil V).

Hier muß bereits vor dem Einsetzen der Überschiebungen ein Absinken des westlichen Teiles, also des Lagers und seines Hangenden, gegen den östlich der Kluft liegenden Schalstein erfolgt sein, dessen Hangendes dann später von der darüber hinweggehenden Überschiebung abgehobelt wurde, so daß hier über dem Schalstein das Lager fehlt.

Das wechselnde Verhalten der NO.—SW.-Verwerfungen ist aus den einzelnen Querprofilen deutlich zu ersehen; es liegt nahe, sie als die Folge des Ausgleiches der letzten Spannungen zu betrachten, die am Ende der Überschiebungsperiode in dem ganzen Schollenkomplexe noch herrschten. Hiermit würde es wohl in Einklang stehen, daß bald eine Hebung, bald eine Senkung der zwischen ihnen gelegenen Gebirgsteile stattgefunden hat. Sie besitzen dem entsprechend auch trotz scharfer Ausbildung — Ausfüllung mit Reibungsmassen — nur verhältnismäßig geringe Sprunghöhe.

Über der zweiten, das Erzlager enthaltenden Scholle finden wir in sämtlichen Profilen die hangende Diabasscholle (III. Scholle). Die Einzelheiten über die Art der Auflagerung wurden bereits oben berührt. Wichtig ist besonders, das sich die Schubfläche im Verlauf von W. nach O. mehr und mehr in die liegende Scholle einschneidet (Fig. 1), so daß sie beispielsweise das Lager im Profil I zwischen der II. und III. Sohle, in Profil II und III bereits über der II. Sohle anschneidet. Die Folge davon ist, daß sich das Tagebaulager, das wir als den abgescherten, überschobenen Teil des Lagers ansahen, nur in den östlichen Schnitten findet.

Von diesen Schnitten verdient noch Profil IV eine besondere Erwähnung. Infolge der erwähnten N.—S.-Verwerfung fehlt hier das eigentliche Lager der 2. Scholle ganz; diese Scholle ist lediglich durch einen schmalen Schalsteinstreifen vertreten (Querschlag der III. Sohle); dagegen findet sich über Tage, vom Schnitt noch getroffen, der östliche Ausläufer des Tagebaulagers, eingekeilt zwischen dem Diabas der III. Scholle. Indessen nicht nur südlich der O.—W.-Kluft, wo das Tagebaulager infolge des Absinkens des südlichen Gebirgsteiles allein auftreten kann, traf man bei den Schürfarbeiten Lager an, sondern auch unmittelbar nördlich

der Kluft in den Schurfschächtchen VI und IX (Profil IV). Dieser Lagerteil kann aus dem genannten Grunde nicht zum Tagebaulager — also zur III. Scholle — gehören, sondern muß ursprünglich im Zusammenhang mit der II., eigentlichen Lagerscholle gestanden haben; seine Fortsetzung ist im südlichen abgesunkenen Teile in der Tiefe zu vermuten. In der Tat wurde hier auch in einem Überhauen (Profil V) ein Lagerbesteg angefahren. Bewiesen wird diese Annahme auch durch die Aufschlüsse in den Schächtchen VI und IX; hier fand man unter oberdevonischem Schiefer das stark verruschelte Lager und darunter sofort den liegenden Diabas, während im Tagebaulager überall Schalstein im Liegenden des Lagers zu finden ist.

Über die vierte Scholle, die neben der im Marienstollen aufgeschlossenen Kieselschiefereinlagerung abermals Diabas führt, liegen Aufschlüsse bisher nur in beschränktem Maße vor; sie mußte daher schematisch ergänzt werden.

Überblickt man das soeben gewonnene Bild noch einmal im Zusammenhange, so wird ohne weiteres klar, daß mit den bisher in der Grube aufgeschlossenen und hier beschriebenen Schollen die Schuppenstruktur der gesamten Deckdiabasüberschiebung keineswegs bereits erschöpft sein wird. Es wird sich vielmehr im Verlaufe nach Süden weiterhin eine Schuppe über die andere türmen, von denen jede hangendere, jüngere naturgemäß eine steilere Überschiebungsfläche haben wird als die vorangegangene; es ist diese Erscheinung in großen Zügen bereits aus den Querprofilen herauszulesen.

Es entsteht nun die Frage, ob nicht etwa die große, flache Deckdiabasüberschiebung Kayser's, an deren Nordrand wir uns befinden, in Wirklichkeit aus nichts weiter besteht als einer großen Zahl übereinandergetürmter einzelner Schollen, die in ihrer Gesamtheit das Bild einer einzigen, gewaltigen Überschiebung geben, wie es in so charakteristischer Weise auf der geologischen Spezialkarte hervortritt.

In diesem Falle hätten wir offenbar mit keiner weiten Erstreckung der Schollenwurzeln nach Süden zu rechnen, denn bei dem zunehmenden Einfallen der einander nach Süden folgenden

Schollen würde bald eine Totlage eintreten, in der eine Schuppenbildung nicht mehr möglich ist.

Indessen stehen dieser Annahme eine Reihe wichtiger Momente entgegen; einmal hat es etwas Unwahrscheinliches, daß jene mächtige, den ganzen Südosten des Blattes Ballersbach und den anschließenden Teil des Blattes Rodheim einnehmende Diabasplatte nur aus Tausenden einzelner kleiner Schollen bestehen soll, denn das ganze Bild der Platte ist ein durchaus einheitliches. Ihre Wurzel müssen wir, nachdem die ganze Masse einmal als überschobene Decke erkannt ist, weit nach Süden suchen. Verf. konnte in der Tat an mehreren Stellen im Süden auf Blatt Braunfels feststellen, daß der Deckdiabas unter den im Süden folgenden Überschiebungsdecken der Lahnmulde noch fortsetzt.

Hier ließ sich aber auch noch eine andere m. E. wichtige Tatsache beobachten; je näher man der Wurzelregion einer jener Schollen kommt, um so flacher und schärfer wird die Fläche, auf der die Bewegung vor sich gegangen ist. Es ist dies vielleicht auf den mächtigen Auflagerungsdruck zurückzuführen, unter dem die Gebirgsschollen in ihrem Hauptteile nach Norden vorgeschoben wurden.

Damit ergibt sich zugleich eine einfache Erklärung des eigenartigen Verhaltens der Deckdiabasüberschiebung in dem soeben behandelten Gebiete. Wir befinden uns hier am Nordrande der mächtigen Diabasdecke, also nicht weit vom Stirnrande der alten Überschiebung. Da dieser Stirnrand sich naturgemäß nach Norden zuspitzte, genügte der Auflagerungsdruck in der Nähe desselben nicht mehr, um den Reibungswiderstand der vorgelagerten Massen am Rande der Überschiebung zu überwinden. Es erfolgten unter dem Drucke der nachschiebenden Massen Stauungen und flache Zerreißungen der ursprünglich mehr einheitlichen Decke und ein Übereinandertürmen der einzelnen Schollen zu einer Deckenstirn mit überaus verworrener Schuppenstruktur. Diese Stirn liegt uns in ihren letzten Resten in der Grube »Schöner Anfang« vor.

# Kohlenkalk und Culm des Velberter Sattels im Süden des westfälischen Carbons.

Von Herrn **Ernst Zimmermann** in Berlin.

Hierzu Tafel 18 und 25 Textfiguren.

## Einleitung.

Dem Nordrande des rheinisch-westfälischen Schiefergebirges legen sich die Schichten der carbonischen Formation auf.

Diese carbonischen Schichten beginnen aber nicht überall mit einer gleichartigen Entwicklung der Gesteinsfolge, sondern sie sind in ganz verschiedener Weise ausgebildet — einerseits in kalkigen Sedimenten, dem sogenannten Kohlenkalk, andererseits in kieselig-sandigen Ablagerungen, die mit dem englischen Lokalnamen Culm bezeichnet werden.

Während linksrheinisch das Untercarbon aus dem Kohlenkalk allein besteht, sind rechtsrheinisch beide Bildungen — der Kohlenkalk und der Culm — vertreten, bis schließlich weiter nach O. die untercarbonischen Schichten allein aus dem immer mächtiger werdenden Culm bestehen.

Bis jetzt war noch nicht näher untersucht, wie sich in diesem Gebiete der Kohlenkalk zum Culm verhält.

Sind die so verschiedenartig ausgebildeten Schichten des Untercarbons gleichalterig, was sich durch ein gegenseitiges Auskeilen, durch eine Verzahnung der Schichten bemerkbar machen würde — oder aber besitzen sie verschiedenes Alter, ist eine direkte Überlagerung des Kohlenkalkes durch Culmschichten nachzuweisen?

Es ergab sich hieraus die Aufgabe, die Lagerungsverhältnisse der in verschiedener Facies ausgebildeten Schichten näher zu untersuchen, ferner aus ihren Versteinerungen Schlüsse über die Genesis und das Alter ihrer Sedimentation zu ziehen, ebenso die Tektonik und im Zusammenhang mit der Tektonik die Erzlagerstätten kurz zu berücksichtigen.

Die Anregung und Anleitung zu dieser Arbeit bekam ich von dem Kgl. Landesgeologen Herrn Prof. Dr. Krusch, dem ich auch an dieser Stelle meinen herzlichen Dank ausspreche; desgleichen bin ich Herrn Geh. Bergrat Prof. Dr. Branca für die freundliche Unterstützung bei der Ausführung der Arbeit und für die Überlassung der Hilfsmittel des geologisch-paläontologischen Instituts der Universität, ebenso Herrn Prof. Dr. Rauff für seine wertvollen Ratschläge zu großem Danke verpflichtet.

---

## Geographische, orographische und hydrographische Übersicht.

Die topographische Unterlage der vorliegenden Arbeit sind die Meßtischblätter Kaiserswerth, Kettwig, Velbert und Elberfeld im Maßstabe von 1:25000.

Der Kohlenkalk und der ihn begleitende Culm besitzt bei einer durchschnittlichen Mächtigkeit von 300—500 m eine Längserstreckung von ungefähr 36 km; das vereinzelte Auftreten des Kohlenkalkes bei Lintorf und nördlich davon bei Schacht Drucht ist hierbei nicht berücksichtigt.

Seine höchste Erhebung befindet sich östlich von der Zeche Prinz Wilhelm bei 233 m und an seinem östlichsten Ende Asbruch bei 230 m. Der niedrigste Punkt seines Ausgehenden liegt bei Ratingen und nördlich von Lintorf bei 45 m, so daß das ganze Gebiet sich nach NW. abflacht und zwar mit einer Höhendifferenz von etwa 185 m auf etwa 21 km Luftlinie.

Der westliche Teil des durch die Erosion stark zergliederten Aufnahmegebietes entsendet durch den Angerbach und durch kleinere Bäche seine Gewässer direkt dem Rhein zu, während der stärker gegliederte nördliche und östliche Teil hauptsächlich durch den Vogelsangsbach, durch die Hesper und durch den Deilbach entwässert wird. Diese Bäche ergießen sich in die Ruhr, die nördlich des Kohlenkalkzuges in vielen Krümmungen dem Rhein zufließt.

Der Lauf dieser Gewässer wird in der Hauptsache durch die von SW. nach NO. streichenden Gebirgszüge, das niederländisch-westfälische Streichen bedingt. Daneben wird der Lauf aber auch durch tektonische Störungszonen, die quer zum Streichen der Gebirgszüge verlaufen, stark beeinflußt.

Am Aufbau des Gebirges beteiligen sich in dem Aufnahmegebiet von S. nach N. die Schichten vom Oberdevon bis zum Obercarbon, die ihrerseits im W. diskordant von dem jungtertiären und diluvialen Deckgebirge überlagert werden.

## Geschichtliche Entwicklung der geologischen Erkenntnis unseres Gebietes.

Wegen der zahlreichen abbauwürdigen Erzgänge, die die paläozoischen Schichten durchsetzen, ist dieses Gebiet durch den Bergbau zwar sehr früh erschlossen und nach der praktischen Seite erforscht worden, aber eine eingehende wissenschaftliche Untersuchung setzte erst im Anfang des vorigen Jahrhunderts ein.

Nöggerath[1]) gab in seinem ersten größeren Werke zwar die Schichten zwischen dem mitteldevonischen Kalkstein und dem Flözleeren an, ohne aber auf ihre Reihenfolge näher einzugehen. In einem vorher veröffentlichten Aufsatz[2]) hat er es auch unterlassen, eine bestimmte Gliederung durchzuführen, glaubte vielmehr, »daß die einzelnen Glieder mehrfach ohne bestimmte Regel mit einander wechsellagern«.

Dieser Auffassung ist es zuzuschreiben, daß in den nächsten 30 Jahren der rechtsrheinische Kohlenkalk als zum Mitteldevon gehörig betrachtet, und daß der über dem Kohlenkalk liegende Alaunschiefer als Äquivalent des Schichtenkomplexes angesehen wurde, der, den mitteldevonischen Kalk überlagernd, sich von der Düssel bis zur Diemel erstreckt.

[1]) Nöggerath, 1823.
[2]) Nöggerath, 1822.

Beyrich deckte zuerst diesen Irrtum, der sich in alle damals veröffentlichte Karten eingeschlichen hatte, auf[1]).

Roemer's und v. Dechen's spätere Untersuchungen ermöglichten, auf sicherer Grundlage eine Vergleichung dieser Schichten mit entfernteren vorzunehmen[2]) [3]).

Auf linksrheinischem Gebiet hatte schon A. H. Dumont die Beziehungen, die zwischen dem belgischen und dem Aachener Carbon herrschen, ins richtige Licht gestellt[4]).

Diese linksrheinischen Schichten wurden nun eingehender und genauer mit äquivalenten rechtsrheinischen Sedimenten von den englischen Geologen Sedgwick und Murchison verglichen, als sie ihre berühmten Untersuchungen über die paläozoischen Schichten von England in Belgien und in Deutschland fortsetzten[5]).

Später machte sich um die Aufklärung der Lagerungsverhältnisse des rheinisch-westfälischen Schiefergebirges v. Dechen wieder verdient. Er erkannte, daß der rechtsrheinische Kohlenkalkzug, dessen östlichstes Ende die englischen Geologen bei Richrat sahen, noch viel weiter nach O. bis Leimbeck reicht, freilich in sehr komplizierten Lagerungsverhältnissen.

Diesem Umstand ist es wohl zuzuschreiben, daß den englischen Geologen der Kohlenkalk in seiner östlichen Fortsetzung verborgen blieb. Aber es hat sich nach des Verfassers Untersuchungen herausgestellt, daß auch bei Leimbeck der Kohlenkalk nicht auskeilt, sondern daß er noch tief in das Gebiet der südlichsten Mulde des Produktiven Carbons, in die Herzkämper Mulde, hineinreicht und noch bei Asbruch, östlich der Chaussee zwischen Neviges und Elberfeld, in seiner typischen Ausbildung vorhanden ist.

Der östlichste Aufschluß des Kohlenkalkes liegt bei Langendorf westlich von Dornap.

---

[1]) Beyrich, 1837.
[2]) F. Roemer, 1844.
[3]) v. Dechen, 1856.
[4]) Dumont, 1830.
[5]) Murchison, 1845.

# Literatur.

Abkürzungen:

B. C. = Botanisches Centralblatt.
G. = Glückauf (Berg- und Hüttenmännische Zeitschrift), Essen.
J. d. G. L. = Jahrbuch der Kgl. Preuß. Geologischen Landesanstalt, Berlin.
M. Z. = Zeitschrift für Berg-, Hütten- und Salinenwesen, Berlin.
N. J. = Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Stuttgart.
Rh. W. = Gebirge in Rheinland und Westfalen in mineralischer und chemischer Bezugnahme, Bonn 1822/26.
V. d. n. V. = Verhandlungen des naturhistorischen Vereins der preuß. Rheinlande, Westfalens und der angrenzenden Gebiete.
Z. d. D. G. = Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft.
Z. f. p. G. = Zeitschrift für praktische Geologie.

1809. Martin, Petrificata Derbiensia.
1810. de Montfort, Conchyl. system.
1813. Leonhard's Taschenbuch für die gesamte Mineralogie.
1822. Nöggerath, Rh. W.
1823. v. Dechen, Geogn. Bemerkungen über den Abfall des niederrheinisch-westfälischen Gebirges.
1824. Sowerby, Min. conch.
1826. Dict. scienc. natur.
1829. J. Phillips, Illustrations of the Geologie of Yorkshire.
1830. Dumont, Mémoire sur la constitution de la province de Liège.
1833. Goldfuss, Petrefacta Germaniae.
1836. Phillips, Illustr. of the Geol. of Yorkshire.
1837. Bronn, Lethaea geognostica.
Beyrich, Beiträge zur Kenntnis der Versteinerungen des rheinischen Übergangsgebirges.
Fischer, Oryct. du Gouv. de Moscou.
1839. v. Buch, Über Goniatiten und Clymenien in Schlesien.
1841. Phillips, Palaeozoic Fossils of Cornwall.
1842. d'Orbigny, Voyage dans l'Amérique méridionale.
1844. M'Coy, Syn. of the carbon limest fossils of Irland.
de Koninck, Monographie du genre Chonetes.
F. Roemer, Das rheinische Übergangsgebirge.
Sedgwick und Murchison, Über die älteren und paläoz. Gebilde im N. von Deutschland.
1845. Geinitz, Grundriß der Versteinerungskunde.
R. Murchison, Geology of Russia in Europe and the Ural-Mountains.
1846. Keyserling, Wissenschaftliche Beobachtungen auf einer Reise ins Petschoraland.
1847. de Koninck, Mémoire de la société royale des sciences de Liège. Recherches sur les animaux fossils.

1850. v. Dechen, Bildung der Gänge. V. d. n. V.
v. Dechen, Über die Schichten im Liegenden des Steinkohlengebirges a. d. Ruhr. V. d. n. V.
1855. M. Coy, Syst. Desc. of the Brit. pal. fossils.
Beyrich, Über die Verbreitung tertiärer Ablagerung in der Gegend von Düsseldorf. Z. d. D. G.
v. Dechen, Geognostische Übersicht des Regierungsbezirkes Arnsberg. V. d. n. V.
Sandberger, Versteinerungen des rheinischen Schichtensystems in Nassau.
Shumard, Geol. report of Missouri.
1856. v. Dechen, Über den Zusammenhang des Steinkohlengebirges von Aachen und a. d. Ruhr. M. Z.
1857. J. H. Sarres, De petrefactis, quae in schisto posidonico prope Elberfeldam urbem inveniuntur. Berolini Dissertat.
l'Eveillé, Dev. Carb. Brachiop.
1859. Suess, Über die Wohnsitze der Brachiopoden.
1862. W. Carpenter, Introduction to the study of the Foraminifera.
1865. Davidson, British Dev. Brachiopoda.
1871. Quenstedt, Brachiopoden.
1873. v. Dechen, Die nutzbaren Mineralien und Gebirgsarten im Deutschen Reich nebst Übersicht.
de Koninck, Mem. des fossils carb. de Bleiberg.
1876. Roemer-Frech, Lethaea geogn.
1879. v. Dechen, Nordische Geschiebe in Rheinland und Westfalen. V. d. n. V.
v. Koenen, Culm-Fauna von Herborn. N. J.
1880. Braun, Lintorf-Bleiberg. V. d. n. V.
Gosselet, Esquisse géologique du nord de la France.
1881. v. Groddeck, Über die Erzgänge bei Lintorf. M. Z.
Kayser, Beiträge zur Kenntnis von Oberdevon und Culm am Nordrande des rheinischen Schiefergebirges. J. d. G. L.
1883. de Koninck, Note sur le Spirifer mosquensis. Bull. d. Mus. royal d'histoire.
1884. v. Dechen, Erläuterungen der geologischen Karte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen.
1885. Frech, Korallen. Z. d. D. G.
Frech, Korallenfauna des Oberdevons in Deutschland. Z. d. D. G.
Walther, Gesteinsbildende Kalkalgen des Golfes von Neapel und die Entstehung strukturloser Kalke. Z. d. D. G.
1886. v. Dechen, Erratische Blöcke in Westfalen. V. d. n. V.
de Koninck, Faune du calcaire carbonifère.
1887. v. Dechen u. Rauff, Geologische und mineralogische Literatur der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen, sowie einiger angrenzenden Gegenden. V. d. n. V.
1888. Gosselet, L'Ardenne.
Waagen, Productus limestone fossils Pal. indica.
1889. Holzapfel, Cephalopodenführende Kalke des Unteren Carbons von Erdbach-Breitscheid bei Herborn. Paläontologische Abhandlungen.

1892. Gosselet, Les calcaires de Visé.
Rothpletz, Über die Bildung der Oolithe. B. C.
1893. Dantz, Kohlenkalk in der Umgebung von Aachen. Z. d. D. G.
1894. Stapff, Überschiebungen. Z. f. p. G.
Walther, Lithogenesis der Gegenwart.
1895. Tornquist, Das fossilführende Untercarbon.
G. Müller, Diluvium im Bereich des Kanals von Dortmund nach den Emshäfen. J. d. G. L.
Beushausen, Lamellibranchiaten des rheinischen Devon. A. d. P. G. L.
1897. Roemer-Frech, Lethaea geognostica.
Stockfleth, Erzgänge im Kohlenkalk, Werden. G.
Stockfleth, Verhältnisse des südlichen Teils des Oberbergamts Dortmund. V. d. n. V.
1898. Piedboeuf, Tertiärablagerungen bei Düsseldorf. V. d. n. V.
1899. Zittel, Geschichte der Geologie und Paläontologie.
1900. Potonié, Über die Entstehung der Kohlenflöze.
Scupin, Spiriferen Deutschlands. Paläontolog. Abhandlungen, Jena.
1902. Drevermann, Über eine Vertretung der Etroeungtstufe auf dem rechten Rheinufer. Z. d. G. G.
Holzapfel, Beschreibung des Bergreviers Düren.
Holzapfel, Bemerkungen zu den Ausführungen der Lethaea über das Carbon von Aachen. Z. d. D. G.
Krusch, Über die barytische Ausfüllung der Querverwerfungen des westfälischen Carbons und ihre Beziehungen zur Zusammensstzung heutiger Gewässer. Z. d. D. G.
Suess, Über heiße Quellen.
Tschernytschew, Die Brachiopoden des Urals und des Timons.
1903. Linck, Bildung der Oolithe. N. J.
Parkinson, Über eine neue Culmfauna von Königsberg unweit Gießen. Z. d. D. G.
Potonié, Abbildungen und Beschreibungen fossiler Pflanzenreste.
Sammelwerk, Entwicklung des niederrheinisch-westfälischen Steinkohlenbergbaues. I.
1906. Denckmann, Über eine Exkursion in das Devon und Culmgebiet von Letmathe. J. d. G. L.
Böker, Mineralausfüllung der Querverwerfungsspalten im Bergrevier Werden. G.
Krusch, Über neue Aufschlüsse im rheinisch-westfälischen Steinkohlenbecken. Z. d. D. G.
1907. Hilt, Grubenwasser und Grubenbrand auf Zeche Neu-Diepenbrock. G.
Krusch, Untersuchung und Bewertung von Erzlagerstätten.
Philippi, Über Dolomitbildung und chemische Abscheidung von Kalk im heutigen Meere. N. J.
Whidborne, Devonian fauna of the South of England.
1908. Joh. Ahlburg, Die Tektonik der östlichen Lahnmulde. Z. d. D. G.
Kalkowsky, Oolith und Stromatolith im norddeutschen Buntsandstein. Z. d. D. G.

1908. Krusch, Südrand des Beckens von Münster zwischen Menden und Witten auf Grund der Ergebnisse der geologischen Spezialaufnahme. J. d. G. L.
C. Mordziol, Beitrag zur Gliederung und zur Kenntnis der Entstehungsweise des Tertiärs im Rheinischen Schiefergebirge. Z. d. D. G.
Mordziol, Über das jüngere Tertiär und das Diluvium des rechtsrheinischen Teiles des Neuwieder Beckens. J. d. G. L.
Potonié, Die rezenten Kaustobiolithe und ihre Lagerstätten. A. d. G. L.
1909. R. Bärtling, Über den angeblichen Kohlenkalk der Zeche Neu-Diepenbrock. Z. d. D. G.
R. Bärtling, Flözleeres und Untercarbon im Felde I der Zeche Neu-Diepenbrock III in Selbeck. G.
Beyschlag, Krusch, Vogt, Die Lagerstätten der nutzbaren Mineralien und Gesteine nach Form, Inhalt und Entstehung.
Krusch, Beitrag zur Geologie des Beckens von Münster mit besonderer Berücksichtigung der Tiefbohraufschlüsse nördlich der Lippe im Fürstlich Salm-Salm'schen Regalgebiet. Z. d. D. G.
Wahnschaffe, Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes.

## Stratigraphie.

Zur genaueren Beobachtung und Erforschung der sehr gestörten Lagerungsverhältnisse erwies es sich als notwendig, die Schichten sowohl im Hangenden wie im Liegenden der Kohlenkalk- und Culmhorizonte mit zu kartieren.

Die Kartierung dieser Schichten war mit großen Schwierigkeiten verbunden, da in petrographischer Hinsicht vielfach keine scharfen Grenzen vorhanden, vielmehr die verschiedenen Horizonte immer durch allmähliche Übergänge mit einander verbunden waren. Die Bestimmung der Grenzen wurde noch dadurch erschwert, daß sich auf Grund paläontologischer Beobachtungen auch keine scharfe Begrenzung der betreffenden Horizonte ergab. Einerseits fiel die große Versteinerungsarmut speziell in den oberdevonischen Schichten erschwerend ins Gewicht, andererseits machten sich auch in paläontologischer Hinsicht Übergänge bemerkbar; das Vorhandensein einer Mischfauna erschwert in dem Aufnahmegebiet die scharfe Trennung besonders des Devons vom Carbon. So ist man hier gezwungen, in der Hauptsache nach petrographischen Gesichtspunkten charakteristische Bänke, die sich auch im Felde auf größere Entfernungen verfolgen lassen, als Grenzhorizonte herauszuheben.

## Devon.

Das Oberdevon besteht aus kalkigen Schiefern, denen mehr oder weniger glimmerreiche Sandsteine (Pönsandsteine) eingelagert sind. v. Dechen bezeichnet die kalkige Gesteinsausbildung als Kramenzel, obgleich die typische Ausbildung des Kramenzelgesteins — ein mehr oder weniger bunt gefärbter Schiefer mit kalkigen, bis faustgroßen Einlagerungen — sich fast nie beobachten läßt.

Als Kramenzelgestein bezeichnet man diese Schiefer deshalb, weil infolge der Verwitterung die kalkigen Einlagerungen ausgelaugt werden und Hohlräume hinterlassen, die für Ameisen, in Westfalen Kramenzel genannt, einen Zufluchtsort bilden.

Die facielle Ausbildung des Oberdevons, wie sie sich hier beobachten läßt, weist in ihrem Gesamthabitus eine größere Ähnlichkeit mit dem linksrheinischen als mit dem sich anschließenden westfälischen Oberdevon auf.

Die sich im wesentlichen gleichbleibende Beschaffenheit des Gesteins bewirkt, daß das Oberdevon bei Velbert in seiner Oberflächengestaltung den Eindruck einer einförmigen Hochfläche macht, die nur wenig von den von SW. nach NO. streichenden Gebirgszügen unterbrochen wird, während im Gegensatz dazu die jüngeren Schichten carbonischen Alters wegen des häufigen Wechsels von harten Grauwacken- und Sandsteinbänken und von weniger widerstandsfähigen Schiefertonen im Landschaftsbilde eine reiche Gliederung aufweisen.

Wegen der mannigfaltigen tektonischen Störungen, die teilweise sogar eine Überlagerung des Oberdevons durch den mitteldevonischen Stringocephalenkalk nach sich zogen, hauptsächlich aber wegen seiner Sattelstellung besitzt das Oberdevon an der Oberfläche eine große Verbreitung.

Eine Gliederung der oberdevonischen Schichten vorzunehmen, war mir aus den erwähnten Gründen in der kurzen Zeit, die mir zur Verfügung stand, nicht möglich.

## Carbon.

Diese devonischen Schichten werden konkordant von den carbonischen Sedimenten überlagert, und zwar stellt sich nach dem Hangenden zu das Untercarbon in seiner kalkigen Facies, dem Kohlenkalk, ein, dem wiederum der nach O. immer mächtiger werdende Culm auflagert.

In normaler Schichtenfolge tritt weiter das Obercarbon auf, mit seinen zwei Hauptabteilungen: dem Flözleeren und dem Produktiven.

Betrachten wir das Untercarbon näher, so fällt sogleich die verhältnismäßig geringe Mächtigkeit dieser Schichten im Vergleich zu den obercarbonischen auf.

Der Grund hierfür liegt entweder in streichenden Störungen, die sehr oft ganze Schichtenkomplexe in die Tiefe sinken ließen, zum größten Teil aber in dem Wechsel der lithogenetischen Bedingungen, unter denen sich im carbonischen Meere die Sedimentablagerung vollzog.

Auch die Fossilführung beweist diesen Übergang deutlich.

Während die Fauna des Kohlenkalkes vorzugsweise durch Gastropoden, Brachiopoden, Crinoiden und Einzelkorallen ihr Gepräge erhält, treten im Culm diese Gruppen zurück, und Radiolarien, Cephalopoden und Trilobiten bekommen das Übergewicht.

Infolge der Veränderung der lithogenetischen Bedingungen ist es erklärlich, daß der Kohlenkalk in dem Aufnahmegebiet bei weitem nicht die typische Ausbildung aufweist wie bei Aachen; ebenso zeigt der Culm bei Velbert nicht das Schichtenprofil, wie es sich — was Mächtigkeit und Ausbildung anbetrifft — typisch etwa bei Letmathe vorfindet.

Da die geologischen Verhältnisse bei Aachen wie bei Letmathe in der letzten Zeit genauer erforscht worden sind, will ich nur kurz darauf eingehen.

## Kohlenkalk.

Bei Aachen hat DANTZ[1]) den Kohlenkalk gegliedert. Die verschiedenen Horizonte, die sich dort beobachten lassen, habe ich unter der freundlichen Führung des Herrn Assistenten H. VOGEL noch genauer besichtigen können.

Wegen des Mangels an Versteinerungen lassen sich dort Gliederungen nur nach petrographischen Merkmalen vornehmen und zwar sind folgende Abteilungen von oben nach unten zu unterscheiden.

Hangendes: Obercarbon.

3. Bankiger Kalk (100—120 m mächtig) { c) wohlgeschichtet, b) undeutlich geschichtet (Oolith), a) Spatzone.
2. Dolomit (50—100 m) { b) dunkler, a) heller.
1. Crinoidenkalk (10—35 m).

Liegendes: Oberdevon. (Famenneschichten)[2]).

Hierzu ist zu bemerken, daß man bei den einzelnen Schichten kartographisch stark schematisieren muß, z. B. um den oberen dunklen Dolomit von dem unteren hellen Dolomit zu trennen.

Die Mächtigkeit des Kohlenkalkes beträgt durchschnittlich etwa 200 m und nimmt nach W. immer mehr zu, so daß sie in Belgien den Betrag von etwa 800 m[3]) erreicht.

In gleicher Weise macht sich nach W. zu ein immer größerer Reichtum an Fossilien bemerkbar.

Aus diesem Grunde läßt sich auch die spezialisierte und scharfe Einteilung des Kohlenkalkes der belgischen Geologen nicht bei Aachen anwenden, da der Kohlenkalk hier bedeutend ärmer an Fossilien ist.

Nach DANTZ kommen bei Aachen in den Crinoidenkalken (Etroeungtstufe) die folgenden Fossilien häufig vor:

---

[1]) DANTZ 1893.

[2]) Nach mündlichen und brieflichen Mitteilungen von Herrn Assistenten VOGEL.

[3]) GOSSELET 1888 und 1892.

*Cyathophyllum aquisgranense* Fr.
*Cyathophyllum mitratum* Schl.
*Syringopora ramulosa* Schl.
*Clathrodictyon aquisgranense* Da.
*Clisiophyllum praecursor* Fr.
*Streptorhynchus crenistria* Ph.
*Spirifer distans* Sow.
» *bisulcatus* Sow.

Im Gegensatz zu diesen häufig auftretenden Versteinerungen der fossilreichen Crinoidenbänke sind die jüngeren Kohlenkalkhorizonte arm an Petrefakten.

Im Unteren Dolomit fand Dantz keine Versteinerungen.

Der Obere Kohlenkalk enthält:

*Syringopora ramulosa* Schl.
*Clisiophyllum flexuosum* Da.
*Terebratula hastata* Sow.
*Chonetes papilionacea* Phil.
*Productus Cora* d'Orb.
*Straparollus* cf. *crostalostomus.*
*Gyroceras* sp.

Außerdem ließen sich im Dünnschliff an Foraminiferen beobachten:

*Endothyra ornata* Br.
*Trochamina* sp.
*Textularia* sp.
*Valvulina* sp.

Bei Velbert läßt sich die Mannigfaltigkeit in der Schichtenfolge des Kohlenkalkes, wie sie bei Aachen vorhanden ist, nicht beobachten. Auch die Mächtigkeit ist hier bei Velbert stark reduziert; sie beträgt durchschnittlich 100 m.

Eine genaue Gliederung des Kohlenkalkes in seinem ganzen Umfange ist bis jetzt nicht versucht worden.

Drevermann hat zwar in dem westlichen Teil dieses Gebietes die Etroeungtstufe nachgewiesen, aber aus Mangel an Versteinerungen und an Aufschlüssen die östliche Fortsetzung nicht

auffinden können, »da in den östlich von Ratingen gelegenen Aufschlüssen des Kohlenkalkes allenthalben nur die Viséstufe sicher zu konstatieren ist«[1]). Auch konnte aus den erwähnten Gründen die untere und obere Grenze der Etroeungtstufe von Drevermann nicht scharf gezogen werden.

Trotz dieser Schwierigkeiten läßt sich der Kohlenkalk bei Velbert nach meinen Beobachtungen in die 3 folgenden Schichtenkomplexe zerlegen.

Hangendes: Culm.

3. Bankiger Kalk mit Hornsteineinlagerungen und Bänken mit Crinoidenstielgliedern, etwa 82 m mächtig.
2. Crinoidenkalk, ausgezeichnet durch das zahlreiche Auftreten von Crinoidenstielgliedern, etwa 9 m mächtig.
1. Oolithbänke, etwa 9 m mächtig.

Gesamtmächtigkeit des Kohlenkalkes etwa 100 m,

Liegendes: Devon.

Im westlichen Teil (von Ratingen über Eggerscheidt bis kurz vor Abtsküche) befinden sich unter dem eigentlichen Kohlenkalk, durch eine verhältnismäßig mächtige Schiefereinlage getrennt, 2 Crinoidenhorizonte, die nach den Untersuchungen von Drevermann sich als Etroeungtstufe herausgestellt haben.

Diese Kalkbänke, die nach Drevermann den »Unteren Kohlenkalk« vertreten — Holzapfel rechnet mit Recht den hangenden Teil dieses Horizontes der Tournaistufe zu[2]) —, keilen bald nach O. hin aus. Vgl. Tabelle S. 418.

Die Stratigraphie dieses Horizontes ist auch in letzter Zeit noch nicht in allen Punkten sicher festgelegt, da sie durch eine Mischfauna von vorwiegend devonischen und carbonischen Arten charakterisiert ist. Der facielle Wechsel ist durch das Auftreten dieser wenig mächtigen Bänke auch nur gering, und die sie einschließenden Schieferkomplexe weisen keine Unterschiede mit den Schiefern im Liegenden auf, denen nach ihrer Fauna ein devonisches Alter zugesprochen werden muß.

[1]) Drevermann 1902.
[2]) Holzapfel 1902, Z. d. D. G.

Da die Grenze zwischen Devon und Carbon in diesen Brachiopodenschichten überall, wo sie auftreten, wie z. B. in den Pilton beds[1]) in Devonshire, in den Etroeungtkalken[2]), wegen der Mischfauna schwer zu ziehen ist, ist in dem Aufnahmegebiet der oolithische Schichtenkomplex als Grenze zwischen Devon und Carbon aufgestellt worden. (Fig. 1 und 2.)

Denn einerseits macht sich erst mit diesen Schichten eine durchgreifende Umgestaltung in der Sedimentbildung bemerkbar — die kalkige Sedimentbildung herrscht vor —, andererseits läßt sich dieser Horizont durch das ganze Gebiet verfolgen; in den westlichsten Teilen des Gebietes bei Ratingen und bei Eggerscheidt ist er zwar in dieser Ausbildung nicht vorhanden, auch das östlichste (im geologischen Sinn) Ende von Leimbeck an weist keine Bänke mit Oolithen auf.

Aber abgesehen hiervon kommt als wichtiger Grund hinzu, daß sich erst in den oolithischen Bänken und in den diesen äquivalenten Kalkbänken ein verhältnismäßig großer Reichtum an solchen Fossilien bemerkbar macht, die für das Carbon charakteristisch sind.

Die Farbe dieser grobkörnig oolithischen Bänke ist aschgrau bis blaugrau; sie zeichnen sich durch große Härte aus und erreichen zuweilen über 1,50 m Mächtigkeit. Die Mächtigkeit des ganzen Schichtenhorizontes steigt bis 9 m.

Die einzelnen Oolithe weisen einen geringen Gehalt an Magnesiumcarbonat auf, wie eine chemische Analyse zeigte, so daß sie als dolomitischer Kalk bezeichnet werden müssen. $MgCO_3$ ist höchst wahrscheinlich sekundär, durch Auslaugung von kohlensaurem Kalk angereichert werden.

Im Dünnschliff weisen die Oolithkörner eine konzentrische Lagenstruktur auf (Fig. 3—5), die einen meist undeutlich erkennbaren Mittelpunkt besitzt.

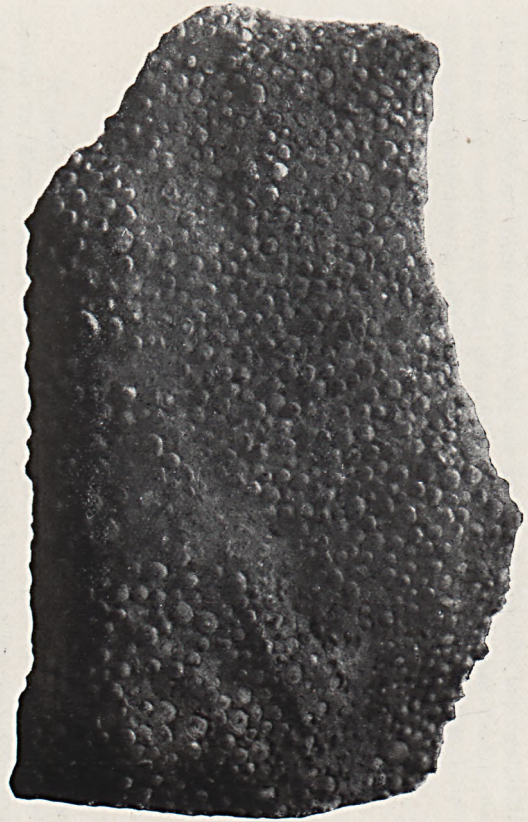
Die mannigfachen Strukturverhältnisse, wie sie von Kalkowsky[3]) in den Oolithen und Stromatolithen des norddeutschen Buntsandsteins nachgewiesen wurden, und die ihn auf die Vermutung brachten, daß es sich hier um Gebilde organogener Körper handelte, sind hier nicht vorhanden.

Auch Rothpletz[4]) war schon früher auf Grund seiner Untersuchungen am

[1]) Frech 1897.
[2]) Gosselet 1880. Holzapfel 1902.
[3]) Kalkowsky 1908.
[4]) Rothpletz 1892.



Figur 2. **Oolith von Eckern** (nat. Größe).



Figur 1. **Oolith von Wasserfall** (nat. Größe).

Zu Seite 382.





Ufer des Great Salt Lake im Territorium Utah zu dem Resultat gekommen, daß »Algenkörper aus Kolonien von *Gloecapsa* und *Gloeotheka*-Zellen« reichlich kohlensauren Kalk absondern und zwar in Form von Oolithen. Er glaubt annehmen zu können, »daß die Mehrzahl der marinen Kalkoolithe mit regelmäßig zonalem und radialem Aufbau pflanzlicher Entstehung sind: das Produkt des Ausscheidungsvermögens sehr niedrig stehender und mikroskopischer kleiner Algen«.

Figur 3.



Vergr. 4 : 1.

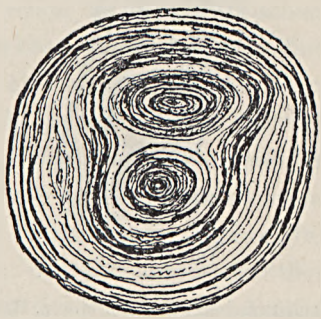
Figur 4.



Vergr. 11 : 1.

In neuerer Zeit ist es aber erwiesen, daß auch durch chemische Niederschläge im Meere eine größere Kalksedimentation erfolgen kann, daß speziell die Entstehung der meisten Oolithe auf chemische Niederschläge zurückzuführen ist. In dieser Hinsicht sind die Untersuchungen von Philippi[1]) und von Linck[2]) sehr beachtenswert.

Figur 5.



Vergr. 10 : 1.

Bewegtes Wasser und die Zersetzungsprodukte von Organismen sind die Bedingungen für die Entstehung von Oolithen.

Unter den Zersetzungsprodukten kommt hauptsächlich Ammoniumcarbonat in Betracht. Dieses von Stoffwechsel- und Fäulnisprodukten herrührende

[1]) Philippi 1907.
[2]) Linck 1903.

$(NH_4)HCO_3$, ferner das aus den Eiweißstoffen stammende Natriumcarbonat ($Na_2CO_3$) bewirken bei ihrem reichlichen Vorhandensein eine Ausfällung des Kalkes, der als Calciumsulfat[1]) in großer Menge im Meereswasser vorkommt, in der Form von Aragonit. Im Laufe der Zeit setzt sich diese wenig beständige labile Modifikation in den stabileren Kalkspat um.

Foraminiferen, kleine tabulate Korallen (Fig. 6), wie *Chaetetes*, ferner Bruchstücke von Brachiopodenschalen (Fig. 7 und 8) geben Anlaß zu konzentrisch schaligem Bau; die Zonenstruktur ist ein Beweis für die wechselnden Fak-

Figur 6.



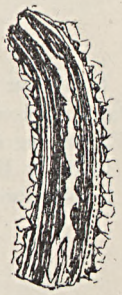
Vergr. 12 : 1.

Figur 7.



Vergr. 8 : 1.

Figur 8.



Vergr. 12 : 1.

toren in den äußeren Wachstumsbedingungen, die z. B. auch die zonare Ausbildung von Krystallen bedingen. Die Zeichnungen, die von verschiedenen Dünnschliffen stammen, geben von dem konzentrisch schaligen Bau ein anschauliches Bild. Kleine Anhäufungen von Oolithen können ihrerseits auch wieder zum Mittelpunkt eines größeren Oolithes werden (Fig. 5). Daher ist es nicht weiter

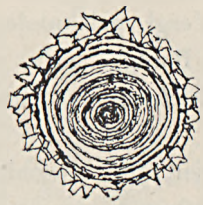
[1]) Es kommt hierbei hauptsächlich diese Verbindung in Betracht, weil der Gehalt des Meereswassers an $CaSO_4$ ein größerer (bis 4,36 v.H.) ist als an $CaCO_3$, dessen Prozentgehalt weit unter der maximalen Lösungsfähigkeit des Seewassers, die etwa 0,0191 v.H. beträgt, zurückbleibt.

verwunderlich, daß die Oolithe nicht immer eine kugelrunde, sondern auch längliche Formen aufweisen (Fig. 4, 7 und 8).

Das Bindemittel, das die Oolithkörner verkittet, ist oft krystallinischer Kalkspat. Die einzelnen Krystallindividuen greifen mit ihren Spitzen zuweilen in den konzentrischen Aufbau der Oolithe ein; diese Korrosionserscheinungen der Oolithe suchen Fig. 8 und 9 zu veranschaulichen.

Die Oolithe des Kohlenkalkes sind sicher auf chemische Niederschläge zurückzuführen, zumal da bewegtes Wasser und die Zersetzungsprodukte der zahlreichen Organismen — von deren Vorhandensein noch jetzt der reiche Fossilinhalt und der Bitumengehalt Kenntnis gibt — das sind die Bedingungen für die Bildung der Oolithe, vorhanden waren.

Figur 9.



Vergr. 13 : 1.

Diesen Horizont der Oolithbänke überlagern nun auf kurze Entfernung mergelige Schiefer, die geringe Spuren von Glimmer aufweisen und sich schon in den oolithischen Bänken als dünne Zwischenlagen bemerkbar machen. Sie sind von braungrauer Farbe und erreichen eine Mächtigkeit von nur 4 m, so daß sie auf dem Kartenbilde nicht zum Ausdruck gebracht werden konnten. Bei Hefel sind diese Schichten gut aufgeschlossen. Weiter nach O. und W. zu keilen sie aus; bei Farrenberg liegt den oolithischen Bänken sofort der 2. Horizont, der Crinoidenkalk, auf.

Dieser Horizont, der eine durchschnittliche Mächtigkeit von 9 m besitzt, ist durch das massenhafte Auftreten von Crinoidenstielgliedern gekennzeichnet. In dem Hangenden dieser Schichten gibt es freilich auch Bänke mit Crinoidenstielgliedern, aber diese weisen nicht eine derartige Häufung auf wie die liegenden Bänke, die sich in dieser Hinsicht mit dem Trochitenkalk der Trias am besten vergleichen lassen.

Diese Horizonte, der oolithische wie der Crinoidenkalk, weisen im Gegensatz zu dem oberen Kohlenkalk den größten Reichtum

an Fossilien auf. Hieraus läßt sich auch der namentlich im östlichsten Teil des Kohlenkalkes auftretende Bitumengehalt erklären, der sich beim Anschlagen des Gesteins durch den intensiven Geruch nach Kohlenwasserstoffen bemerkbar macht.

Inbetreff des »Bankigen Kalkes«, der den größten Teil des Kohlenkalkes bei einer durchschnittlichen Mächtigkeit von über 80 m ausmacht, ist zu bemerken, daß er in deutlich geschichteten Bänken auftritt und analog den entsprechenden linksrheinischen Schichten scheinbar fossilleer ist; nur unter dem Mikroskop läßt sich das Vorhandensein von Foraminiferen in größerer Menge feststellen. (Vergl. paläontolog. Teil.)

Sonst besitzt dieser »Bankige Kalk« nur bei Ratingen und bei Kamp einen größeren Reichtum an Brachiopoden und Gastropoden.

Hornsteineinlagerungen, die sowohl in seinem mittleren wie in seinem oberen Teile auftreten, erreichen häufig eine Dicke von 15 cm und sind von flachlinsenförmiger Gestalt; die Einlagerungen können, wie man bei Kleff gut beobachten kann, bis 10 m weite Ausbreitung erlangen.

Die Farbe der Hornsteine ist meist dunkler als der sie einschließende Kalk. Bei Kleff sind sie außergewöhnlich hell, fast weiß.

Diese Hornsteinlagen entsprechen nicht den Kieselschiefern des Culms, da der Culmkieselschiefer sich immer im Hangenden des Kohlenkalkes vorfindet.

Im übrigen weisen die Hornsteinlagen eine parallele Lage zu den Schichtflächen auf. Dieser Umstand beweist ebenso wie die Tatsache, daß die Verwachsung von Hornstein und Kalk sich haarscharf ausprägt, die primäre Entstehung des Hornsteins infolge des Ausfällens aus kieselsäurereicher Lösung.

Im Dünnschliff kommt diese haarscharfe Verwachsung auch deutlich zur Geltung.

Der Hornstein selbst weist ferner unter dem Mikroskop meist undeutlich organogene Körper in verkieseltem Zustande auf. So war in einem Dünnschliff eine verkieselte Foraminifere (*Rotalia* sp.) zu erkennen, in einem andern ein verkieseltes Oolithkorn, beides Körper, die sonst immer aus kalkiger Substanz bestehen. Diese Beobachtungen sprechen dafür, daß es sich um eine zur Zeit der Sedimentation erfolgte Verkieselung handelt.

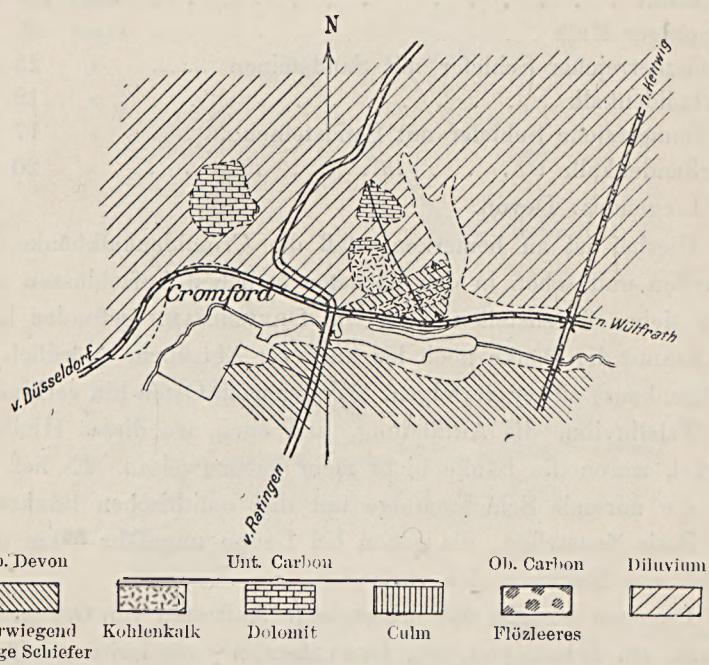
In dem Hornstein lassen sich noch undeutlich begrenzte Partieen von Chalcedon unterscheiden.

Welche Ursachen bei diesem Prozeß der Verquarzung in Betracht kommen, konnte ich nicht sicher feststellen; wahrscheinlich haben hauptsächlich Radiolarien mit ihren Kieselskeletten das Material zum Aufbau der Lagen geliefert.

Der Kalk birgt einen großen Reichtum an Foraminiferen, von denen *Endothyra* sp. mehrfach zu beobachten war, ferner Reste von Crinoiden und Seeigeln. In den Dünnschliffen von den liegendsten Bänken des Kohlenkalkes sind Foraminiferen nicht zu beobachten.

Figur 10.

Maßstab 1 : 25000.




Da die Hornsteinlagen sehr fest mit dem Kalk verwachsen sind, wurden diese Bänke früher häufig zur Herstellung von Mühlsteinen bearbeitet; der Hornstein bildete dann die Reibplatten.

Wegen dieser Verwendbarkeit und auch wegen der Nutzbarkeit als Hochofenzuschlag für die in der Nähe liegenden Eisenwerke sind diese Kalkbänke ziemlich intensiv in Abbau genommen worden, und so bezeichnen tiefe Gräben, z. B. zwischen Krähh-

winkel und Hefel, den genauen Verlauf des Kohlenkalkes, der hier mit fast senkrechtem Einfallen zur Tiefe setzt.

Abweichungen von dem Normalprofil lassen sich nur an dem westlichen und östlichen Ende des Kohlenkalkes beobachten.

Bei Ratingen, wo der Kohlenkalk auf rechtsrheinischem Gebiet seine größte Mächtigkeit besitzt, weist er die meisten Anklänge an die linksrheinische Entwicklung des Untercarbons auf. Die Schichtenfolge läßt sich folgendermaßen gliedern. (Vergl. Kartenskizze von Cromford Fig. 10.)

| | | |
|---|---|---|
| Dolomit . . . . . | über | 125 m |
| Bankiger Kalk . . . . . | etwa | 95 » |
| Glimmerreicher Schiefer mit Sandsteinen . . | » | 25 » |
| Crinoidenkalk . . . . . | » | 19 » |
| Glimmerreiche Schiefer mit Sandsteinen . . . | » | 17 » |
| Crinoidenkalk . . . . . | » | 20 » |

Liegendes: Devon.

Hierbei ist zu bemerken, daß die Crinoidenkalkbänke bald auskeilen und schon in den nächsten östlichen Aufschlüssen nicht mehr sicher festzustellen sind, wie Drevermann gefunden hat[1]). Ich konnte die Bänke noch bis kurz vor Abtsküche (nördlich von Heiligenhaus) sicher verfolgen. Weiter nach Osten hin verhinderte das Talalluvium die Auffindung, und auch, wo dieses Hindernis wegfiel, waren die Bänke nicht mehr nachzuweisen. Es ließ sich nur die normale Schichtenfolge mit den oolithischen Bänken an der Basis feststellen, die schon bei Laupe ungefähr 6 km nordöstlich von Ratingen sich vorfanden.

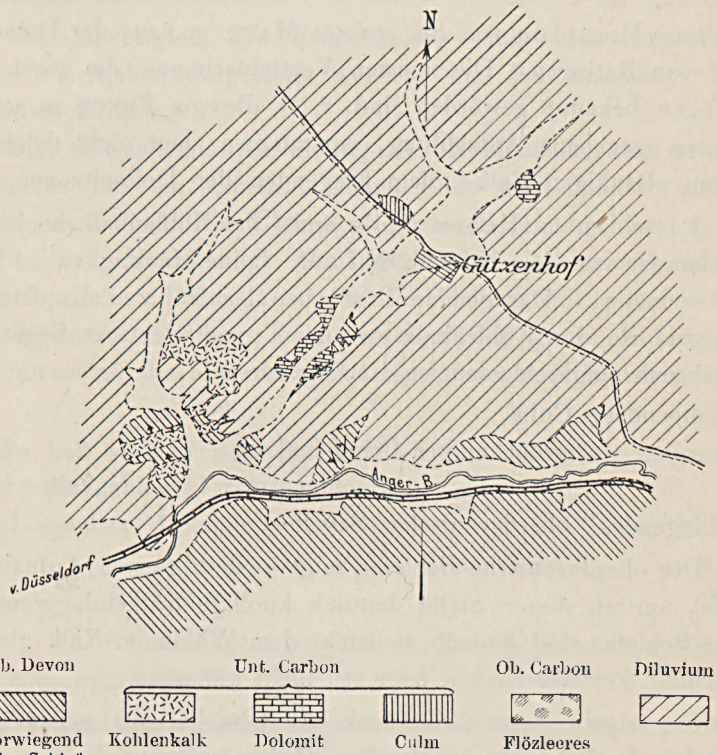
Dagegen beweist das massenhafte Auftreten von *Orthis interlineata*, ein Brachiopod, den Drevermann[1]) als Leitfossil für die Crinoidenkalkbänke aufstellt, in den oolithischen Bänken bei Hefel, daß die Bedingungen der Sedimentbildung an dieser Stelle zwar verschieden, aber die Lebensbedingungen dieses Leitfossils nicht gefährdet waren, mithin eine hohe Wahrscheinlichkeit für die gleichzeitige Ablagerung dieser Schichten, die sich im Westen wesentlich aus Crinoidenresten, im Osten aus Oolithkörnern zusammensetzen, vorhanden ist.

[1]) Drevermann 1902.

Der Dolomitzone bei Aachen würden vielleicht die glimmerreichen Schiefer im Liegenden des bankigen Kalkes entsprechen. Wegen der großen Versteinerungsarmut beider Schichten lassen sich jedoch keine sicheren Schlüsse ziehen.

Der obere Teil des Kohlenkalkes ist im linksrheinischen wie in dem rechtsrheinischen Gebiet (abgesehen von Ratingen) gleichmäßig entwickelt.

Figur 11.
Maßstab 1 : 25000.




Bei Ratingen sind die höchsten Lagen durch sekundäre Prozesse dolomitisiert; weiter nach Osten treten Dolomitbänke in wechselnden Horizonten auf. (Vergl. Kartenskizze von Gützenhof Fig. 11.) Dieser Umstand ebenso wie die kluftreiche Ausbildung der Dolomitbänke deuten hauptsächlich auf die sekundäre Natur der Dolomitbildung hin.

Die Hohlräume in dem Dolomit weisen oft schöne Aggregate von Quarzkrystallen wie auch solche von Aragonitkrystallen, die spitz pyramidal endigen, auf. Ferner sind dort auch Pseudomorphosen von Brauneisen nach Kalkspat, sowie Aggregate von Dolomitspat zu beobachten.

Aus der Dolomitzone sind bis jetzt keine Versteinerungen bekannt geworden. Mir gelang es, einen *Spirifer striatus* dort zu finden. Bei der Durchsicht der hiesigen paläontologischen Hauptsammlung der Universität fanden sich auch zwei nicht vollständig erhaltene Exemplare von *Sp. striatus* Mart. sp. aus der Dolomitzone von Ratingen. Die meisten Versteinerungen, die sonst von Ratingen bekannt geworden sind, z. B. die von Frech in seiner Lethaea gegebene Aufzählung, entstammen dem nicht dolomitisierten »Bankigen Kalk«, dem Liegenden der Dolomitzone.

An seinem östlichen Ende weist der Kohlenkalk auch Abweichungen von dem Normalprofil auf. Seine Mächtigkeit ist hier sehr reduziert. Das genaue Profil bei der früheren Kopfstation Neviges, wo der Kohlenkalk in einem ganz versteckt liegenden Steinbruch aufgeschlossen ist, ist folgendes:

| | | |
|---|---|---|
| Hangendes: | Culm, | |
| | grobbankiger Crinoidenkalk | 2 m |
| | » crinoidenarmer Crinoidenkalk | 4 » |
| Liegendes: | oberdevonischer Schiefer. | |

Der oberdevonische Schiefer zeigt in dem ganzen Aufnahmegebiet nur an dieser Stelle deutlich knollige Kalkeinlagerungen; diese Schiefer sind deshalb vielleicht dem Woklumer Kalk gleichzustellen; Versteinerungen habe ich nicht gefunden.

Der crinoidenarme Crinoidenkalk entspricht nach seinem geologischen Verband den oolithischen Bänken, während der hangende Crinoidenkalk wieder eine charakteristische Häufung der Crinoidenstielglieder aufweist.

Der Culm setzt mit Kieselschiefern (Lyditen) ein.

Östlich von Asbruch, an der östlichsten Stelle, wo der Kohlenkalk noch in seinen typischen Bänken auftritt, weist das Kohlenkalkprofil noch dieselbe Schichtenfolge auf.

Das Profil ist folgendes:

| | | |
|---|---|---|
| Hangendes: | Culm { Alaunschiefer, Kieselschiefer | |
| | Crinoidenkalk . . . . . | 1,00 m |
| | Verkieselter Kalk . . . . . | 0,20 » |
| | Crinoidenarmer Crinoidenkalk . . . | 3,00 » |
| | Gesamtmächtigkeit des Kohlenkalkes | 4,20 m |
| Liegendes: | Oberdevon | |

Die Mächtigkeit des Kohlenkalkes mußte im Kartenbilde etwas übertrieben dargestellt werden, um ihn überhaupt zum Ausdruck zu bringen[1]).

Die abweichende Ausbildung des Kohlenkalkes an seinem westlichen und an seinem östlichen Ende wird dadurch ausgeglichen, daß allmähliche Übergänge vorhanden sind. Dieses prägt sich in der schwankenden Mächtigkeit der einzelnen Horizonte aus, wie auch in dem Auftreten der Dolomitbänke, aus denen sich in dem westlichen Teile zuweilen der ganze Kohlenkalk zusammensetzt, die aber sonst nur verschiedenen Horizonten eigen sind.

So ließ sich in dem Tale südlich von Farrenberg folgendes Profil feststellen:

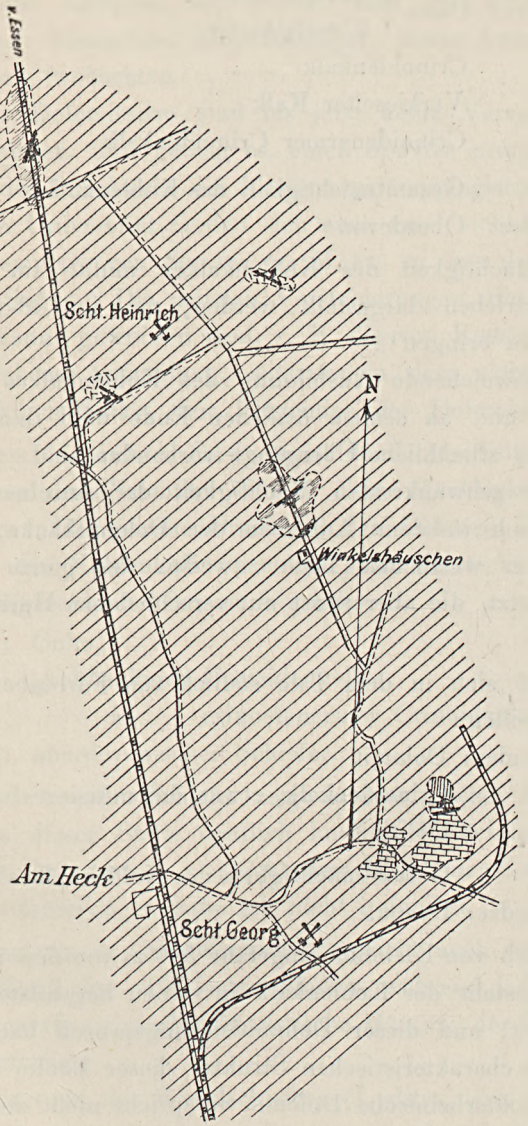
| | | |
|---|---|---|
| Hangendes: | Dolomit | etwa 100 m |
| | Crinoidenkalk, etwas dolomitisiert | » 3 » |
| | Oolith | » 3 » |
| | Gesamtmächtigkeit des Kohlenkalkes | etwa 106 m |
| Liegendes: | Devon. | |

Westlich von Kleinhof, ungefähr 500 m von diesem Aufschluß entfernt, besteht der Kohlenkalk in seinen liegendsten Schichten aus Dolomit, und dieser Dolomitisierungsprozeß hat die letzten Spuren der charakteristischen Struktur dieser Bänke zerstört.

Der rechtsrheinische Dolomit entspricht nicht dem Aachener Dolomit, der sich durch Niveaubeständigkeit auszeichnet.

[1]) Der crinoidenarme Crinoidenkalk ist noch in ungefähr gleicher Mächtigkeit kurz vor Aprath vorhanden.

Figur 12.
Maßstab 1 : 25000.



Der Dolomit ist in dem Aufnahmegebiet meist krystallinisch, sehr porös und infolge seines Eisen- und Mangangehaltes bräunlich gefärbt. Diese Färbung zeigt auch der Verwitterungsboden deutlich.

Der Verlauf des gesamten Kohlenkalkzuges prägt sich infolge seiner größeren Widerstandsfähigkeit gegen die Atmosphärilien mehr oder weniger in dem Auftreten einer Terrainkante aus, da er aus diesem Grunde nur eine geringe Verwitterungsdecke besitzt, wird diese selten als Ackerland benutzt, sondern sie weist mehr Wald- und Weidebedeckung auf.

Bezüglich der Erforschung der Verbreitung des Kohlenkalkes ist man auf sein Ausgehendes angewiesen; mehrere Bohrlöcher, die im Innern des Beckens von Münster gestoßen wurden, z. B. bei Kreuzkamp nördlich von Lippstadt, und die das Liegende des Carbons erreichten, fanden den Kohlenkalk nicht mehr vor[1]). Ebenso fand vor kurzer Zeit BÄRTLING[2]) bei der Durcharbeitung der Bohrkerne von Kesseler I (nördlich von Unna) keinen Kohlenkalk, dagegen echte Culmkieselschiefer vor. Auch sind diese untercarbonischen Schichten weder bei den zahlreich vorhandenen größeren Verwerfungen, noch in einem der vielen Sättel durch den Bergbau aufgeschlossen worden. Auf der westlichen Fortsetzung des Wattenscheider Sattels, der hier im Erzgebiet als Johann-Diepenbrocksattel bezeichnet wird, ist bei Selbeck nach den Untersuchungen BÄRTLING's der Kohlenkalk ebenfalls nicht mehr vorhanden, während er noch bei Lintorf einige Kilometer südlich von Selbeck in größerer Mächtigkeit zutage aufgeschlossen ist. (Vergl. Kartenskizze von Am Heck Fig. 12.)

Dort weist er, ebenso wie in seinem östlichsten Ende, Bänke mit sehr großen Crinoidenstielgliedern auf.

Der Kohlenkalk ist hier durch sekundäre Prozesse sehr verändert; er ist von Kieselsäure stark durchsetzt, die sich auch in den Drusenräumen in großen schön ausgebildeten Quarzkrystallen abgesetzt hat. — Diese lassen meist durch ihre Lagenstruktur die mehr oder weniger reine Zufuhr der Kieselsäure während des Wachstumsprozesses erkennen.

---

[1]) P. KRUSCH, 1906.
R. BÄRTLING, 1908.

[2]) R. BÄRTLING, G. 1908.

Die Mulden und Sattelwendungen des Kohlenkalkes entsprechen der Wittener und der Dortmunder Hauptmulde. Infolge der stark gestörten Lagerung weist der Kohlenkalk namentlich in seinem östlichen Teile, der zur Wittener Hauptmulde gehört, eine ebenso große Neigung zur Bildung von Spezialsätteln und Spezialmulden auf, wie sie das Produktive charakterisiert.

Als Verbreitungsgebiet des Kohlenkalkes in unserem Gebiete kommen also nur die Wittener und die Dortmunder Hauptmulde in Betracht; in dem Liegenden der Mulden, die sich nördlich von diesen befinden, ist der Kohlenkalk sehr wahrscheinlich nicht mehr vorhanden[1]).

### Versteinerungen des Kohlenkalkes.

#### Pflanzenreste.

In dem östlich von Wasserfall gelegenen Steinbruch fanden sich an der Basis des Kohlenkalkes zwischen den oolithischen Bänken Pflanzenreste, die als Häcksel auftreten. Ihr Erhaltungszustand war demgemäß sehr schlecht; doch ließen sie sich mit einiger Bestimmtheit als

*Asterocalamites* sp.
*Calamites* sp.
*Knorria* von *Lepidodendron* sp.

erkennen.

#### Foraminiferen.

In dem oberen Kohlenkalk kommen Foraminiferen häufig vor. Ihr Vorhandensein läßt sich aber nur im Dünnschliff nachweisen. Es ergab sich, daß

*Endothyra parva* M.

häufig vertreten war; ferner ließen sich feststellen:

*Valvulina* cf. *palaeotrochus* Ehr.,
*Bigerina* sp. und
*Rotalia* sp. (Fig. 13—17.)

[1]) Vergl. auch Bärtling, G. 1908.

Figur 13.

Vergr. 42 : 1.



Figur 14.



Vergr. 85 : 1.

**Endothyra parva M.**

Figur 15.



**Valvulina cf. palaeotrochus Ehr.**

Vergr. 20 : 1.

Figur 16.



**Bigerina sp.**

Vergr. 20 : 1.

Figur 17.



Vergr. 6 : 1.

**Rotalia sp.**

### Zaphrentis sp.

Ein Exemplar aus dem fossilarmen »Bankigen Kalk« bei Hefel, ebenso ein Exemplar von dem östlichsten Ende bei Asbruch liegen vor. Sie weisen trotz schlechter Erhaltung doch die charakteristische Fossula nebst den zahlreichen Septen und Querböden auf.

### Cyathophyllum aquisgranense Fr.

1826. *Cyathophyllum flexuosum* Goldfuss: Petr. Germ., t. 17, f. 13.
1837. » » Bronn: Leth. geogn., t. 5, f. 2.
1845. » » Geinitz: Versteinerungskunde, t. 23, f. 1.
1885. » *aquisgranense* Frech: Z. d. D. G., t. 9, f. 1.

Bei Ratingen in den Grenzschichten, Crinoidenkalken, ebenso bei Rosdelle häufig vorkommend; sie erreichen bedeutende Größe und zeichnen sich durch außerordentlich zahlreiche Septen aus, die zuweilen an Zahl über 100 hinausgehen, von denen aber nur die

Primärsepten den Mittelpunkt erreichen, während die anderen meist vor dem Mittelpunkt frei endigen.

### Lithostrotion sp.

Ein schlecht erhaltenes Stück von dem östlichsten Ende des Kohlenkalkes; diese Koralle war aus dem rechtsrheinischen Kohlenkalk noch nicht bekannt; auch Dantz erwähnt sie nicht aus dem Kohlenkalk bei Aachen.

### Syringopora ramulosa Gldf.

1826. *Syringopora ramulosa* Goldfuss: Petref. Germ. I, t. 25, f. 7.

Ein gut erhaltenes Exemplar fand sich in den Crinoidenkalken westlich von Grunewald. Andere Stücke derselben Spezies waren noch in den festen Crinoidenkalkbänken bei Kleinkothen zu sehen. Dieses scheint Drevermann entgangen zu sein, da er sie in seiner Arbeit nicht erwähnt. Bei Leimbeck habe ich in demselben Horizont ein Exemplar mit dickeren Stengeln gefunden. Abgesehen hiervon weist dieses Stück der Form nach keine Abweichungen auf, so daß die Größe der Röhren auf Altersunterschiede und günstigere Wachstumsbedingungen zurückzuführen sind, zumal nach de Koninck äußere Einflüsse das Wachstum der *Syringopora* entscheidend beeinflussen und mannigfaltige Formen erzeugen, die unmöglich von einander zu trennen sind.

In einem Dünnschliff, der aus einem Bruchstück des Oberen Kohlenkalkes hergestellt war, war ein unbestimmbarer Rest eines Seeigelstachels vorhanden.

### Platycrinus sp.

Crinoidenstielglieder treten in dem ganzen Verlauf des Kohlenkalkes massenhaft auf. Aber trotz des häufigen Vorkommens der Stielglieder ist es mir nicht gelungen, einen bestimmbaren Kelch aufzufinden. Es läßt sich aber an den elliptischen Gelenkflächen der Stielglieder, die mit einer mehr oder weniger erhabenen Querleiste versehen sind, ferner an dem etwas gedrehten Stiel, dessen einzelne Glieder die Ansatzstellen der Ranken noch

aufweisen, feststellen, daß *Platycrinus* sp. bei der Bildung der betreffenden Kalkbänke hervorragend beteiligt waren. Die Crinoiden müssen im carbonischen Meere förmliche Rasen gebildet haben; ich habe bei meinen Untersuchungen die Beobachtung gemacht, daß in dem nordwestlichen Teile bei Lintorf, ebenso in dem östlichen Gebiete die Crinoidenstielglieder besser entwickelt sind und häufig einen Durchmesser von sogar 2,4 cm erreichen.

### Fenestella plebeja M'Coy.

1907. Whidborne: *Fenestella plebeja.* Dev. Fauna III, t. 22, f. 14, 15.

Diese Bryozoe fand sich sehr häufig bei Wasserfall in den Schiefereinlagen der oolithischen Bänke. Mit den Abbildungen, die Whidborne gibt, stimmt sie gut überein; die Größe ist starken Schwankungen unterworfen.

### Orthis resupinata Mart.

1865. *Orthis resupinata* Davids.: Brit. Carb. Brach., t. 29, 30, f. 1—5.

Bei Dahl (Leimbeck) in einem kleinen, ganz verwachsenen Steinbruch fand sich das sehr große Exemplar. Desgleichen lieferte der versteckt liegende Steinbruch bei Kamp ein Bruchstück.

Die Länge des Exemplares von Dahl beträgt 4,3 cm und die Dicke 2,3 cm. Die Breite ist wegen der unvollständigen Erhaltung nicht genau zu bestimmen. Sie überragt also, was die Größenverhältnisse anbetrifft, bei weitem die devonischen Orthiden und unterscheidet sich von ihnen, abgesehen von der Größe, hauptsächlich durch die plumpere Form.

### Orthis interlineata Phill.

1841. *Orthis interlineata* Phill.: Pal. Foss., t. 26, f. 106.
1865. » » Davids.: Brit. Dev. Brach., t. 17, f. 18—23.
1881. » *bergica* Kayser: J. d. pr. L. A., t. 2, f. 6—11.
1893. » *arcuata* Dantz (non Phill.): Z. d. D. G.
1898. » *interlineata* Whidb.: Dev. Fauna III, t. 20, f. 6, 7.

Diese Form findet sich in den Zwischenlagen der oolithischen Bänke, wo sie häufig ganze Schichtflächen bedeckt, bei

Hefel, ferner westlich von Vogelsang, wo diese Schichten durch einen kleinen Bach gut aufgeschlossen sind.

Drevermann stellte die Synonyma dieser Art fest und glaubt auf Grund seiner Beobachtungen *Orthis interlineata* als Leitfossil der Etroeungtstufe aufstellen zu können. Dies trifft für das massenhafte Vorkommen dieses Fossils zu; bei Kamp fanden sich auch in höheren Horizonten Vertreter dieser Spezies vor, die dort in gut erhaltenen Exemplaren vorhanden waren, während die von Hefel infolge von Verdrückungen und tief eingreifender Verwitterung alle sehr schlecht erhalten waren.

### Chonetes Laguessiana de Kon.

1862. *Chonetes Hardrensis Phill.* Davids.: Mon. Brit. Carb. Brach., t. XLVII, f. 12—15.
1857. » *tuberculata* M'Coy: Sarres I, c. p. 18.

Diese Form, deren Identität mit den anderen bezeichneten Fossilien schon Kayser feststellte, fand ich bei Sondern in den liegendsten Schichten des Kohlenkalkes (in einem kleinen Exemplar). Sie zeigt die charakteristische feine, radiale Streifung im Gegensatz zu *Chonetes striatella*, die sich durch gröbere radiale Rippen auszeichnet, sonst aber in der äußeren Form mit ihr übereinstimmt.

### Productus striatus Fisch. sp.

1837. *Productus striatus* Fischer: Oryct. du Gouv. de Moscou, pl. 19, f. 4.
1847. » » Kon.: Rech. sur les an. foss., pl. I, f. 1.

Ein ziemlich vollständig erhaltenes Exemplar fand ich bei Kamp.

Die Breite des Schloßrandes beträgt 8 mm und die Breite am Stirnrande 32 mm, während es 45 mm lang ist, so daß der äußere Umriß einem gleichschenkligen Dreieck ähnelt, das für diese Spezies charakteristisch ist.

### Productus giganteus Mart. sp.

1809. *Anomites giganteus* Mart.: Petref. Derb., pl. 15, f. 1.
1848. *Productus* » Kon.: Rech. sur les an. foss., pl. 1, f. 2.

Zwei unvollständig erhaltene Exemplare von Leimbeck zeigen deutlich die wulstige Struktur der Rippen, wie auch die große,

gedrungene Form. Andere vorliegende Bruchstücke scheinen derselben Spezies anzugehören.

### Productus Cora d'Orb.

1842. *Productus Cora* d'Orbigny: Palaeont. du voyage de l'Am. mer., pl. 3. f. 8—10.
1908. » » » : Palaeont. Universalia.

Mehrere Exemplare aus dem kleinen Steinbruch bei Kamp wie auch von Hefel stimmen mit den Abbildungen von d'Orbigny gut überein. Bei anderen Exemplaren lassen sich zwar Übergänge zu *Prod. boliviensis*, der durch einen starken Sinus und durch längere Ohren sich auszeichnet, ebenso zu *Prod. comoides*, der durch eine größere Zahl von Stacheln, durch seine breitere und gewölbtere Form gekennzeichnet ist, feststellen; jedoch rechtfertigen die kleinen vorhandenen Merkmale nicht das Aufstellen einer neuen Spezies.

### Productus latissimus Sow.

1823. *Productus latissimus* Sow.: Min. conch., vol. IV, p. 32. pl. 330.

Fundort Kamp.

Die Unterscheidung dieser Spezies von *Prod. giganteus* ist schwierig, zumal da beide dieselbe Größe erreichen. Jedoch gibt de Koninck an, daß *Prod. latissimus* mehr nach der Breite zu ausgezogen erscheint. Die gefundenen, nicht vollständig erhaltenen Exemplare sind ca. 14 cm breit und 6 cm hoch, ein Verhältnis, das für *Prod. latissimus* typisch ist.

### Productus cf. undatus Defr.

1826. *Productus undatus* Defr.: Dict. scienc. natur. XLIII, p 154.

Zwei unvollständig erhaltene Exemplare von Kamp zeigen in schwacher Ausbildung die charakteristischen Querrunzeln, die sich konzentrisch über die ganze Schale hinziehen.

### Productus semireticulatus Mart. sp.

1809. *Anomites semireticulatus* Mart.: Petr. Derb., pl. 32, f. 1, 2.
1847. *Productus* » Koninck: Rech. sur les an. foss., t. VIII, f. 1; t. IX, f. 1; t. X, f. 1.

Kamp, ebenso Leimbeck lieferte eine größere Zahl von diesen »halbnetzförmigen« *Productus*-Arten.

### Productus pustulosus Kon.

1847. *Productus pustulosus* Kon.: Rech. sur les an. foss., pl. XII, f. 4; pl. XIII, f. 1; pl. XVI, f. 8, 9.

Ein nicht vollständig erhaltenes Exemplar von Kamp stimmt mit den Abbildungen de Koninck's gut überein.

Diese Spezies besitzt ebenso wie *Prod. punctatus* einen Sinus, unterscheidet sich von diesem durch die Tuberkeln, die bei *Prod. pustulosus* in einer Reihe stehen, sich nach den Enden zu verjüngen und in der Mitte durchbohrt sind, während sich bei *Prod. punctatus* die Tuberkeln noch in größerer Anzahl vorfinden. Außerdem treten bei *Prod. punctatus* die konzentrischen Ringe nicht so hoch vor.

### Productus fimbriatus Sow.

1824. *Producta fimbriata* Sow.: Min. conch. V, pl. 459, f. 6.
1846. » » Kon.: Mem. de la soc. royale des sciences de Liège, pl. 12, f. 3.

Mehrere Exemplare fanden sich bei Kamp.

Sie weisen im Gegensatz zu der vorhergehenden eine nicht so breite Gestalt auf, sind auch nicht durch einen Sinus ausgezeichnet und die konzentrischen Streifen, im ganzen genommen, erreichen nicht die Anzahl wie bei *Prod. pustulosus*.

### Productus Leuchtenbergensis Kon.

1847. *Productus Leuchtenbergensis* Kon.: Mem. de la soc. royale des sc. de Liège. IV., pl. 14, f. 3.

Ein beschädigtes Exemplar von Kamp weist einen größeren Abstand der konzentrischen Ringe als bei *Pr. fimbr.* auf; außerdem ist ein Sinus vorhanden und die »Tuberkeln« stehen dichter als bei *Pr. fimbriatus*.

### Productus cf. aculeatus Mart. sp.

1847. *Productus aculeatus* Kon.: Rech. s. l. an. foss.

Kamp lieferte ein kleines Exemplar, das mit seiner verhältnismäßig glatten Oberfläche und den großen Warzen, die sich am Stirnrande bemerkbar machen, große Übereinstimmung mit der Abbildung von de Koninck zeigt.

### Productus cf. plicatilis Sow.

1824. *Productus plicatilis* Sow.: Min. conch. V., pl. 459, f. 2.

Der äußeren Gestalt nach stimmen zwei kleine Exemplare von Kamp mit der Abbildung von Sowerby überein. Jedoch ist bei dem einen Exemplar die oberflächliche Verzierung schlecht zu erkennen.

### Productus flexistria M'Coy.

1844. *Productus flexistria* M'Coy: Syn. of the carb. limest. foss., pl. 20, f. 16.
1846. » » Kon.: Mem. IV., pl. 17, f. 1.

Mehrere Exemplare von Kamp zeigen die typische gedrungene und sehr gewölbte Form.

Außer diesen Productiden liegen noch andere vor, deren schlechter Erhaltungszustand eine nähere Bestimmung nicht ermöglichte.

### Spirifer (Martinia) glaber Mart. sp.

1809. *Conchyliolithus anomites glaber* Mart.: Petref. Derb., t. 48, f. 9, 10.
1873. *Spirifer glaber* Kon.: Mem. des foss. carb. de Bleib., t. 2, f. 12.
1895. *Martinia glabra* Tornqu.: Das fossilführende Untercarbon, Taf. 16, Fig. 11.

Diese Spezies fand sich häufig bei Kamp und bei Ratingen.

Die typische starke Wölbung, die in der großen (Stiel-)klappe stärker auftritt wie in der kleinen, die glatte Oberfläche mit bald mehr bald weniger entwickeltem Sinus und Sattel, sind bei allen Exemplaren gut zu erkennen.

### Spirifer (Reticularia) lineatus Mart. sp.

1809. *Conchyliolithus anomites lineatus* Mart.: Petref. Derb., t. 36, f. 3.
1888. *Reticularia lineata* Waagen: Productus limestone foss., t. 42, f. 6—8.
1900. *Spirifer lineatus* Scupin: Spiriferen Deutschl., Taf. IV, Fig. 11—13.

Diese Formen sind mit der vorhergehenden leicht zu verwechseln. Sie unterscheiden sich durch eine feine Netzskulptur, sowie durch ganz schwach entwickelte Zahnstützen.

Bei Ratingen und Kamp wurden diese Fossilien gefunden.

### Spirifer striatus sp. Mart.

1809. *Conchyliolithus anomites striatus* Mart.: a. a. O., t. 23, f. 1, 2.
1844. *Spirifer Sowerbyi* (non Fischer) Kon.: a. a. O., p. 252.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

1887. *Spirifer striatus* Kon.: Faune du calcaire carbonif., t. 23, f. 1, 2.
1887. » » Kon.: ibid., t. 24, f. 6, 7.
1901. » » Scupin: a. a. O., t. IX, f. 3, t. X, f. 1, 3.

Fundstellen waren Kamp, Sondern, Wasserfall und Ratingen (Dolomitzone).

Diese Formen sind zwar sehr variabel und von de Koninck unter verschiedenen Namen beschrieben werden; aber die geringen Abweichungen lassen dies nicht gerechtfertigt erscheinen, worauf auch Scupin hinweist. de Koninck glaubte wohl auf Grund der geologischen Verbreitung die geringen Modifikationen verschieden benennen zu müssen.

Die typische Form besitzt nach den speziellen Untersuchungen Scupin's »einen dreiseitigen bis kreisförmigen, halbkreisförmigen oder halbelliptischen Umriß mit mäßig feinen Rippen, die flach oder gerundet und größtenteils gespalten sind, wobei die Teilstelle dem Schloßrand meist ziemlich nahe liegt«. Die Zahl ist in der Regel sehr erheblich. Die Stellen der stärksten Wölbung der Schalen liegen mehr nach dem Schloßrande zu.

Im Gegensatz hierzu zeichnet sich *Spirifer cinctus* Keyserl. durch eine stärkere Wölbung aus; ebenso fehlt der Sinus ganz.

*Spirifer attenuatus* Sow. kommt den breiten Formen des *Sp. striatus* sehr nahe, unterscheidet sich aber von ihm »durch die meist relativ größere Breite, durch die stets spitzwinkligen Schloßenden, besonders aber durch die meist größere Feinheit und Gleichmäßigkeit der Rippen«.

*Spirifer tornacensis* Kon., der mit den der vorher erwähnten Spiriferen auch sehr leicht verwechselt werden kann, hat einen stärker eingekrümmten Wirbel, eine meist niedrige Area, stets flachen Sattel und Sinus. Die Rippen sind bis in die unmittelbare Nähe des Schloßrandes stets fein und deutlich wahrzunehmen; nur zum kleinen Teil sind sie gespalten.

### Spirifer cinctus Keyserl.

1845. *Spirifer superbus* (Eichw.) Buch, Murch., Vern., Keyserl.: Géol. de la Russie II., t. 5, f. 4.
1846. » *cinctus* Keyserl.: Wissenschaftliche Beobachtungen auf einer Reise ins Petschoraland, t. 8, Fig. 2.

Mehrere stark verdrückte Exemplare, die die beschriebenen Eigenschaften aufweisen, liegen von Sondern vor.

### Spirifer tornacensis Kon.

1855. *Spirifer marionensis* Shumard: Geol. Report of Missouri, t. c. f. 8.
1883. » *tornacensis* Kon.: Note sur le Sp. mosquensis, II, t. 13, f. 1—9.

Bei Ratingen, ebenfalls in den oolithischen Bänken bei Wasserfall, fanden sich mehrere charakteristische Exemplare.

### Spirifer attenuatus Sow.

1825. *Spirifer attenuatus* Sow.: Min. conch. V., t. 493, f. 3—5.
1887. » » Kon.: Faune du calcaire carb., t. 25, f. 14—16.

Ein Exemplar von Wasserfall aus den oolithischen Bänken zeigt die geschilderten Eigenschaften.

### Spirifer cf. cuspidatus Mart.

1847. *Spirifer cuspidata* Dav.: Brit. Carb. Brach., t. IX, f. 1—2.

Ein großes, aber schlecht erhaltenes Exemplar von Kamp stimmt mit seinem breiten Deltidium und dem äußeren Umriß mit der Abbildung Dav. und den in der hiesigen Universitätssammlung vorhandenen Exemplaren überein.

### Spirifer distans Sow.

1847. *Spirifer distans* Dav.: ibid., t. 8, f. 1—17.

Vier Bruchstücke mit hoher Area und mit schmalem Deltidium, sowie mit deutlich sichtbarer Radialberippung von Wasserfall liegen vor.

### Spirifer subrotundatus M'Coy.

1855. *Spirifer subrotundatus* M'Coy: Britisch palaeoz. foss., p. 423.
1886. » *neglectus* Kon.: Faune d. c. c. de la Belg., VI, t. 31, f. 10—15.
1887. » *subrotundatus* Kon.: ibid., t. 30, f. 26—29, t. 31, f. 16—18.

2 leicht beschädigte Exemplare fanden sich bei Kamp; sie zeigen die halbkreisförmige bis quer elliptische Gestalt, die mit breiten, flachen radialen Rippen versehen ist, die sich bei den vorliegenden Stücken durch Teilung um das Doppelte vermehren.

*Spirifer pinguis* Sow., der dieser Form sehr nahe steht, zeichnet sich durch einen mehr eckigen Umriß, durch größere Dicke und stärkere Rippen aus, die sich auch im Sinus deutlich abheben.

Da die vorliegenden Arten weniger starke Berippung zeigen, so stellen sie Übergangsformen zu *Sp. pinguis* Sow. dar.

### Spirifer pinguis Sow. sp.

1821. *Spirifer pinguis* Sow.: Min. conch. III, t. 271.

2 kleine typische Exemplare bei Kamp.

### Spirifer cf. alatus Schl. sp.

1813. *Terebratulites alatus* Schlotheim: Leonhard's Taschenbuch VII, Taf. 2, Fig. 1—3.
1829. *Spirifer undulatus* Sow.: Min. conch. VI, t. 562, f. 1.

Ein Steinkern mit kleinen Resten der Schalen weist mit den Abbildungen, die unter einander übereinstimmen, die größte Ähnlichkeit auf, so daß ich ihn hierher stelle. Aus dem Kohlenkalk war *Spirifer alatus* bis jetzt noch nicht bekannt.

### Rhynchonella pugnus Mart. sp.

1857. *Rhynchonella pugnus* Dav.: Brit. foss. Brach., pl. XXII, f. 1—15.

Von Kamp liegt ein gut erhaltenes Exemplar dieser sehr variablen Form vor. Es zeigt deutlich 2 Rippen im Sinus und 3 Rippen auf jeder Seite; bei dieser Spezies erreichen die Rippen den Schloßrand nicht.

### Rhynchonella pleurodon Phill.

1857. *Rhynchonella pleurodon* Dav.: Brit. Carb. Brach., pl. 23.
1881. » » Kayser: J. d. L. A., t. 1, Fig. 5.

Mehrere Exemplare aus den oolithischen Bänken von Wasserfall zeigen im Sinus 3, auf jeder Seite 5 Falten, die hier den Schloßrand erreichen, bei gerundet vierseitigem Umriß.

### Rhynchonella laeta Kon.

1887. *Rhynchonella laeta* Kon.: Faune des calc. carb., pl. 15, f. 24—51.

Ein leicht beschädigtes Exemplar von Wasserfall, das mit den Abbildungen von Kon. gut übereinstimmt, weist eine stärkere Wölbung, ebenso eine größere Anzahl von Falten auf.

### Rhynchonella acuminata Mart. sp.

1809. *Conchyliolithes anomites acuminata* Martin: The Min. Conch. of Great Brit. IV, pl. 74, f. 1.

2 verdrückte Exemplare mit dem charakteristischen tiefen Sinus und entsprechendem hohem Sattel liegen von Kamp vor.

### Athyris Royssyi L'Ev.

1857. *Athyris Royssyi* L'Eveillé: Dev. Carb. Brach., t. 18.
1862. » » Dav.: Brit. Carb. Brach., pl. 18, f. 1—17.

Ein großes Exemplar fand sich bei Dahl; von den stacheligen Fortsätzen der konzentrischen Lamellen sind Spuren zu erkennen. Hauptsächlich durch diese Stacheln unterscheidet sich diese Form von der devonischen *Athyris concentrica* v. Buch.

### Athyris planosulcata Phill. sp.

1836. *Spirifer planosulcata* Phill.: Illustr. of the Geol. of Yorksh., pl. X, f. 15.
1844. *Athyris* » M'Coy: Syn. of the Carb. of the carb. Limest. fossils of Irland, pl. XXII, f. 20.

Bei Kamp, ebenso bei Ratingen fand sich ein gut erhaltenes Exemplar, das mit seiner nach dem Wirbel spitz zulaufenden Form, mit dem vollständigen Fehlen eines Sinus, mit seinem kleinen Foramen und den zarten Anwachsstreifen gut mit den Abbildungen übereinstimmt, die in neuerer Zeit auch de Koninck in seinem großen Werk gegeben hat.

### Athyris globularis Phill. sp.

1836. *Spirifer globularis* Phill.: Illustr. of the Geol. of Yorksh II, pl. X, f. 9.
1855. *Athyris* » M'Coy: Syst. Desc. of the Brit. pal. fossils.

Mehrere ziemlich gut erhaltene Stücke von Ratingen liegen vor, die sich von der vorhergehenden durch die stärkere Wölbung beider Schalen, sowie durch das deutliche Hervortreten eines Sinus unterscheiden.

### Terebratula cf. hastata Sow.

1824. *Terebratula hastata* Sow.: Min. conch. of Great Brit. V, pl. 66, f. 2.

Ein beschädigtes Exemplar von Kamp weist mit seiner gedrungenen, fünfseitigen Form die größte Ähnlichkeit mit den Abbildungen, die Sow., zuletzt de Kon. und Frech geben, auf, so daß kein Zweifel über die Identität herrschen kann.

### Posidonomya Becheri Bronn.

1833. *Posidonomya Becheri* Goldfuss: Petr. Germ. II, t. 113, f. 6.
1855. » *acuticosta* Sndb.: Versteinerung. des rhein. Schichtens. i. N. Taf. 30, Fig. 9.
1856. » » Bronn: Leth. geog., t. 3 I, f. 10.

Mehrere typische Exemplare fand ich in dem Kohlenkalk bei Kamp. Diese Spezies, die als Leitfossil für den Culm anerkannt wird, kommt also schon in dem älteren Kohlenkalk vor. Das Auftreten im rechtsrheinischen Kohlenkalk war bisher nicht bekannt.

### Straparollus Dionysii Montf.

1810. *Straparollus Dionysii* de Montfort: Conch. syst., t. 2, p. 174.

Mehrere größere Exemplare fand ich bei Kamp und bei Ratingen; die glatten Windungen, die feine Anwachsstreifen aufweisen, und die ohrförmige Mündung sind charakteristisch für diese Spezies.

### Prolecanites ceratitoides v. Buch sp.

1839. *Goniatites ceratitoides* v. Buch: Über Goniatiten und Clymenien in Schlesien XV, Taf. 29, Fig. 3.
1856. » *mixolobus* Sndb.: Versteinerung. des rhein. Schichtensystems, S. 67, Taf. 3, Fig. 13.
1889. *Prolecanites ceratitoides* v. Buch, Holzapfel: Die cephalopodenführenden Kalke d. U. C., Taf. 3, Fig. 12, Taf. IV, 1, 3, 6, Taf. V.

In dem bankigen Kalk bei Ratingen fand ich ein weitgenabeltes flaches Gehäuse, das die charakteristischen Lobenlinien von *Pr. ceratitoides* v. Buch zeigt, zu der Holzapfel auch den *Goniatites mixolobus* rechnet.

Ferner fanden sich in den oolithischen Bänken Exemplare, die infolge des schlechten Erhaltungszustandes keine Lobenlinien aufweisen und sich deshalb nicht genauer bestimmen lassen.

### Phacops sp.

In den liegendsten Schichten der Oolithbänke bei Wasserfall fanden sich Bruchstücke, die infolge der vorgeschrittenen Verwitterung keinen Anhaltspunkt für die genauere Bestimmung der Spezies zuließen.

## Culm.

Der Culm, der in typischer Beschaffenheit bei Letmathe auftritt, wurde in den letzten Jahren nach den Aufnahmen der Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt, die in eingehender Weise zuerst von Denckmann[1]), später von Krusch[2]) ausgeführt wurden, in folgender Weise gegliedert:

Hangendes: Flözleeres.

5. Zone der hangenden Tonschiefer und Alaunschiefer,
4. Zone der vorwiegenden Plattenkalke,
3. Zone der vorwiegenden Kieselkalke,
2. Zone der vorwiegenden Lydite,
1. Liegende Alaunschiefer.

Liegendes: Devon (Wocklumer Kalk).

Aus dieser Einteilung geht hervor, daß sich keine scharfen Grenzen zwischen den einzelnen petrographisch unterschiedenen Horizonten ziehen lassen »und gewisse Gesteine sich in sämtlichen Culmhorizonten vorfinden«[2]).

»So findet man z. B. Alaunschiefer zwar in mächtigen Komplexen und in größerer Reinheit im Hangenden und Liegenden der Formation. Doch kommen sie in dünnen Lagen auch in den drei übrigen Schichtengliedern zwischen den für diese charakteristischen Gesteinen vor.

Ähnlich verhalten sich die Culmkieselschiefer; sie sind vorherrschend zwischen den liegenden Alaunschiefern und den Kieselkalken, finden sich aber in dünnen Bänken und vereinzelten Lagen auch in den übrigen Horizonten«[3]).

An Fossilien treten in den Kalkbänken hauptsächlich Goniatiten auf. *Goniatites sphaericus* Mart. und *Goniatites crenistria* Phill. sind hier zu erwähnen, während in den Schiefertonen und Alaunschiefern *Posidonomya Becheri* Bronn in größerer Menge vorhanden ist.

---

[1]) Denckmann 1906.
[2]) Krusch 1908.
[3]) Krusch 1908.

Bei Velbert ist diese Mannigfaltigkeit und die Anzahl der Culmhorizonte nicht zu beobachten. Dort lassen sich (bei vollständigem Profil) 3 Horizonte unterscheiden. Bei Kleff, nahe der Chaussee Neviges-Langenberg, ist das vollständige Profil gut aufgeschlossen.

Hangendes: Flözleeres.

| | | |
|---|---|---|
| Zone der Alaunschiefer mit wenig mächtigen Grauwackenbänken . . . . . | etwa | 130 m |
| Zone der reinen Alaunschiefer . . . . . | » | 120 » |
| Zone der vorwiegenden Kieselschiefer . . | » | 2 » |
| | etwa | 252 m. |

Liegendes: Devon.

Diese Horizonte können nicht in dem ganzen Aufnahmegebiet scharf ausgeschieden werden, denn einerseits sind auch hier Übergänge vorhanden, die sich auch in paläontologischer Hinsicht bemerkbar machen; andererseits können die Grauwackenbänke wegen zu geringer Mächtigkeit nicht im Kartenbilde dargestellt werden. Charakteristische Leitfossilien fanden sich nicht, und eine Einteilung nach paläontologischen Gesichtspunkten wäre auch bei der Fossilarmut der Schichten sehr erschwert.

Der in den Alaunschiefern enthaltene Schwefelkies scheidet sich bei der Verwitterung als dünnes Häutchen von Eisenhydroxyd auf den Schichtflächen ab, die infolge der dünnen Lagen des Eisens (Farben dünner Blättchen) ein sehr buntes Aussehen bekommen.

Der liegendste Horizont des Culms setzt sich hauptsächlich aus dünnbankigen Lagen von Kieselschiefern zusammen, die infolge ihres Kohlenstoffgehaltes dunkel gefärbt sind.

Dieses kann man gut im Dünnschliff unter dem Mikroskop beobachten; hier tritt besonders die lagenförmige Anordnung der kohligen Substanzen, die mehr oder weniger zusammenhängen, scharf hervor. Mit sehr scharfer Vergrößerung kann man in den Dünnschliffen in und zwischen den kohligen Lagen kreisrunde Stellen von reinem Quarz erkennen, die sehr wahrscheinlich Radiolarien ihren Ursprung verdanken; Spuren von Skelettteilen ließen sich wahrnehmen.

Eine chemische Analyse, die ich der Freundlichkeit des Herrn Professor Dr. Pufahl verdanke, ergab, daß 1,98 v.H. eines Kieselschiefers aus bituminöser

Substanz bestand; der Rest setzte sich aus 92,2 v.H. $SiO_2$ und 4,8 $Fe_2O_3$, dem etwas $Al_2O_3$ beigemengt war, zusammen.

Naturgemäß bilden die Kieselschiefer in Verbindung mit dem Kohlenkalk infolge der größeren Widerstandsfähigkeit gegen die Atmosphärilien eine Terrainkante im Gelände, während die Alaunschiefer sich meist durch eine Senke oder durch sanft abfallende Gehänge anzeigen. Das Auftreten der Grauwackenbänke bedingt wieder ein stärkeres Ansteigen des Geländes, und das Flözleere mit der größeren Anzahl seiner Grauwackenbänke bilden in dem Aufnahmegebiet immer die höchsten Erhebungen.

Die Abhängigkeit der Oberflächengestaltung von der verschiedenen Widerstandsfähigkeit der Gesteine fällt namentlich im östlichen Teile scharf ins Auge, während im westlichen das jüngere Deckgebirge diese Unterschiede im allgemeinen verwischt. Infolge der milden Beschaffenheit der Alaunschiefer tritt das jüngere Deckgebirge in besonders mächtigen Ablagerungen auf diesen Schichten auf.

Erst nach Osten hin stellen sich in dem Culmprofil weitere Horizonte ein; z. B. ist bei Aprath der Kieselkalkhorizont schon in ziemlicher Mächtigkeit vorhanden. Dort haben wir folgendes Profil:

Hangendes: Alaunschiefer.

| | | |
|---|---|---|
| Kieselige Tonschiefer . . . . | etwa | 2 m, |
| Kieselkalke . . . . . | » | 9,5 » |
| Zone der vorwiegend kieseligen Tonschiefer mit Kieselschiefern wechsellagernd . . . . . | » | 5 » |
| Liegende Alaunschiefer . . . | » | 1 » |

Liegendes: Oberdevon (Knollenkalk).

Weiter nach Osten hin treten auf dem Südhügel der Herzkämper Mulde z. B. bei Gevelsberg die Kieselkalke in derselben Mächtigkeit auf; es schieben sich dann im Hangenden der Kieselschiefer immer neue Horizonte ein, bis bei Letmathe und Iserlohn der Culm in typischer Beschaffenheit ansteht.

Die Verschiedenheit in der Ausbildung des Culms ist teilweise auf den allmählichen Übergang, der mit der Sedimentbildung in

dem carbonischen Meere im engen Zusammenhange steht, zurückzuführen, zum Teil aber auch auf streichende Verwerfungen.

In dem Aufnahmegebiet lieferte nur der Culmaufschluß bei Aprath eine größere Menge von bestimmbaren Fossilien, die besonders in dem Horizont der kieseligen Tonschiefer zu finden waren.

### Versteinerungen des Culms.

### Chonetes Buchiana de Kon.

1844. *Chonetes Buchiana* Koninck: Mon. Prod. Chon., t. 20, f. 17.
1872. » » Davidson: Mon. Brit. Carb. Brach., t. 47, f. 1—7.

Bei Aprath fand ich kleine halbkreisförmige, mäßig stark gewölbte *Chonetes* mit den charakteristischen sehr kräftigen Rippen, die nur an den Seiten zuweilen gespalten und durch ebenso breite Zwischenräume getrennt sind. Die Zahl der Rippen steigt bis 30.

### Chonetes Laguessiana de Kon.

1844. *Chonetes Laguessiana* de Kon.: Mon. Prod. Chon., t. 20, f. 6.

Im Gegensatz zu der vorhergehenden Art weist *Chonetes Laguessiana* eine mehr quer verlängerte Form, eine größere Area und zahlreichere Radialrippen auf, die sehr fein sind und sich häufig durch Spaltung vermehren, so daß man 50—70 Rippen am Rande zählen kann. Diese Spezies tritt ziemlich häufig bei Aprath auf.

### Productus sp.

Productusarten treten nicht selten bei Aprath auf, jedoch läßt der schlechte Erhaltungszustand keine nähere Bestimmung zu.

### Posidonomya Becheri Bronn.

1855. *Posidonomya Becheri* Sndb.: Taf. 30, Fig. 9.

Diese Spezies, die schon im Kohlenkalk vorkommt, tritt jetzt in größerer Anzahl auf und bedeckt bei Aprath einige Schichtenflächen ganz mit ihren Schalen.

### Orthoceras striolatum H. v. Meyer.

1855. *Orthoceras striolatum* Sndb.: Taf. 19, Fig. 3.

Mehrere platt gedrückte Exemplare fand ich bei Aprath; sie

stimmen mit der Abbildung und Beschreibung SANDBERGER's gut überein; die Schale ist mit sehr dichtstehenden, oft ungleichen Querrippen versehen.

### Orthoceras scalare GLDF.

1855. *Orthoceras scalare* SNDB.: Taf. 19, Fig. 5.

Diese charakteristische Spezies fand ich bei Aprath; die Schale ist mit dicken »gerundeten Querringeln« versehen, die durch breite Zwischenräume getrennt sind. Die Querringel sind ebenso wie die Zwischenräume mit feinen Querlinien überdeckt.

### Prolecanites cf. ceratitoides v. BUCH sp.

1889. *Prolecanites* cf. *ceratitoides* HOLZAPFEL: Cephalopodenführ. Kalke d. unter. Carb., Taf. III, 13, 15, Taf. IV, 1, 3.

Eine große Anzahl von verdrückten Exemplaren, die früher für *Goniatites mixolobus* SANDB. angesehen wurden, jetzt aber von HOLZAPFEL als *Prolecanites ceratitoides* v. BUCH bestimmt sind, fand ich bei Aprath.

### Goniatites crenistria SNDB.

1855. *Goniatites crenistria* SNDB.: Taf. 5, Fig. 1.

Diese Form, die sich hauptsächlich durch die gitterförmige Struktur von der vorhergehenden unterscheidet, war bei Aprath auch zu finden.

### Cypridina subglobularis SNDB.

1855. *Cypridina subylobularis* SNDB.: Taf. I, Fig. 4.

Die kleine Form ist sehr häufig, aber meist schlecht erhalten, auf den Schichtflächen der kieseligen Tonschiefer bei Aprath.

### Phillipsia cf. Eichwaldi FISCH.

1888. *Phillipsia* cf. *Eichwaldi* KAYSER: Beiträge zur Kenntnis von Oberdevon und Culm, Taf. III, Fig. 6.

Diese letzten Vertreter der Trilobiten finden sich nicht selten bei Aprath, wo sie an einigen Stellen scharenweise auftreten.

Ausgezeichnet durch kurze, elliptische Gestalt und breite, mäßig

gewölbte Achse, die in dem Schwanzende vor dem Randsaum ziemlich stumpf endet, tritt *Phillipsia Eichwaldi* Fisch. häufiger auf als *Phillipsia aequalis* H. v. Meyer.

### Phillipsia aequalis H. v. Meyer.

1888. *Phillipsia aequalis* Kayser: ibid., Taf. III, Fig. 7, 8.

Auch diese Form fand sich häufig; sie ist mehr lang als breit, hat vorn einen mehr spitzbogig gebrochenen Umriß, einen verhältnismäßig breiten, parallel gestreiften Randsaum. Die Achse reicht bis zum Randsaum und endigt spitz.

## Das Flözleere.

Den Culmschichten folgen in normaler Lagerung die Schichten des Flözleeren. Da diese Ablagerungen am Südrande des Beckens von Münster überwiegend aus Schiefertonen in Wechsellagerung mit Grauwackenbänken bestehen, so ist von Krusch[1]) die früher gebräuchliche Bezeichnung »flözleerer Sandstein« durch den besseren Ausdruck »Flözleeres« ersetzt worden.

Jener Ausdruck rührt von Dechen her, dem das Verdienst gebührt, die Äquivalenz dieser Schichten mit dem englischen Millstone grit festgestellt zu haben, der überwiegend aus Sandsteinen besteht.

Aus dem Kartenbilde ersieht man, daß nach W. das Flözleere im großen und ganzen an Mächtigkeit abnimmt.

Infolge der großen Fossilarmut läßt sich paläontologisch keine bestimmte Gliederung vornehmen. Eine petrographische Gliederung in 3 Zonen hat Krusch zwischen Menden und Witten vornehmen können. Diese Zonen lassen sich auch in dem Aufnahmegebiet verfolgen.

Als liegendste Grenze ist die erste mächtigere Grauwackenbank, die fast immer in quarzitischer Ausbildung vorhanden ist, angenommen. Die unterste Zone ist im allgemeinen durch milde

[1]) Krusch 1908.

Schiefertone ausgezeichnet, die leicht verwittern und infolge ihres Eisengehaltes ein buntfarbiges Aussehen bekommen.

Nach dem Hangenden zu werden die Grauwackenbänke häufiger und weisen als Bindemittel tonige und carbonatische Bestandteile auf. Infolgedessen zerfallen sie zwar leichter als die liegendste quarzitische Bank; aber durch die Häufigkeit ihres Auftretens ist die durch sie charakterisierte Zone widerstandsfähiger und bildet die höchsten Erhebungen in dem Aufnahmegebiet.

In der dritten, hangendsten Zone herrschen wieder milde Schiefertone vor, die sich nach oben sehr scharf vom Produktiven abgrenzen lassen.

In dem Kartierungsgebiet ließen sich die unterste und mittlere Abteilung sicher nachweisen.

Versteinerungen habe ich nicht gefunden. In den hangenden Schichten sind bei Haspe Exemplare von *Glyphioceras reticulatum* gefunden worden.

## Das Produktive Carbon.

Als Grenze gegen das Flözleere nahm man früher das liegendste Kohlenflöz an. Da dieses aber eine geringe Mächtigkeit besaß und nur an wenigen Stellen abgebaut wurde, so blieb eine scharfe Scheidung zwischen dem Flözleeren und dem Produktiven unsicher, bis es sich nach den Untersuchungen von KRUSCH herausstellte, daß sich im Liegenden des untersten Flözes eine ziemlich mächtige Sandsteinbank auf große Entfernung hin verfolgen läßt.

Weil in dem Flözleeren die Grauwacken, in dem Produktiven die Sandsteinbänke vorherrschen, so wird von KRUSCH diese Sandsteinbank als untere Grenze des Produktiven aufgestellt.

In paläontologischer Hinsicht lassen sich keine scharfen Grenzen ziehen, da nach den gegenwärtigen Untersuchungen in dieser Hinsicht auch hier allmähliche Übergänge vorhanden sind.

Sandsteine, Schiefertone, Eisenstein- und Kohlenflöze setzen die Schichten des Produktiven zusammen.

In dem vorliegenden Gebiet kommen nur die liegendsten Teile des Produktiven und zwar die untere Magerkohlengruppe vor. Dieser Schichtenkomplex ist ausgezeichnet durch das häufige Auftreten der Sandsteinbänke, ebenso der Steinkohlenflöze.

In der kleinen Mulde bei Hefel treten folgende Flöze auf, die sämtlich der Magerkohlenpartie angehören.

6. Geitling,
5. Kreftenscheer,
4. Mausegatt,
3. Sarnsbank,
2. Hauptflöz,
1. Wasserbank.

Außerdem ist dort ein kleines Eisensteinflöz vorhanden, das stellenweise in Abbau genommen wurde. Es erreicht eine Mächtigkeit von 60 — 80 cm und erstreckt sich zwischen Hauptflöz und Sarnsbank.

Die Kohlen- und Eisensteinflöze haben nur einen geringen Anteil an der Zusammensetzung des Produktiven; in der Hauptsache setzen sich diese Schichten aus Schiefertonen und Sandsteinbänken zusammen; die Sandsteine, die zum Teil konglomeratisch werden, enthalten Glimmer und werden wegen ihrer großen Festigkeit in großen Steinbrüchen gewonnen.

Der Gegensatz zwischen den harten Sandsteinen und den weichen Schiefertonen bewirkt, daß sich hier die Berge viel steiler herausheben wie im Flözleeren.

## Jüngeres Deckgebirge. Tertiär und Diluvium.

Nach W. hin werden die paläozoischen Schichten von einer immer mächtiger werdenden Decke von jüngeren Sedimenten diskordant überlagert, die schließlich so mächtig werden, daß sie den Geländeformen vollkommen ihr Gepräge geben. Es herrschen hier im Gegensatz zu dem östlichen Teil des Aufnahmegebietes abgerundete Bergformen vor. Nur an vereinzelten Stellen z. B. bei Ratingen und bei Lintorf ragt das Paläozoicum als Horst heraus.

Das Alter des jüngeren Deckgebirges ist höchstwahrscheinlich jungtertiär und diluvial.

Auf den vorliegenden Karten ist von einer Gliederung dieses Deckgebirges Abstand genommen, da, um sichere Resultate zu erzielen, umfangreiche Untersuchungen und Vergleichungen mit den Sanden und Schottern des Rheintals und des Schiefergebirges nötig gewesen wären, wozu mir die Zeit fehlte.

Nur das eine will ich erwähnen, daß die Grenze der Verbreitung der nordischen Geschiebe, wie sie v. DECHEN festgelegt hat, erhebliche Änderungen erfährt. Da sich erratische Blöcke — typischer Geschiebemergel wie im norddeutschen Flachland ist nicht vorhanden — noch bei Ratingen auf dem Kohlenkalk in 45 m Höhe über N.N. befanden, so muß die Grenze erheblich weiter nach S. bis zum Angerbach gelegt werden.

Eine Streifung und Schrammung der Oberfläche des Kohlenkalkes, wie sie von MURCHISON 1845 zuerst beobachtet wurde, ist heute auf den von ihrer diluvialen Bedeckung entblößten Stellen nicht mehr zu bemerken. Schon MURCHISON führte die Schrammung auf glaziale Einflüsse zurück; diese Auffassung fand bei v. DECHEN Widerspruch, da es sich nach seinen Untersuchungen herausstellte, daß mitteloligocäner Septarienton dem Kohlenkalk auflagert. Es ergab sich aber erst in der letzten Zeit, daß nur auf dem nördlichsten Teil des Dolomites sich Septarienton vorfindet, so daß MURCHISON's Beobachtung und seine Auffassung keinen Zweifel mehr erregen kann.

Im übrigen ist infolge einer intensiven Verwitterung die Oberfläche des Kohlenkalkes heutzutage stark zerfressen. Die Schichtenfugen sind tief ausgewaschen und auch quer dazu durch tiefe Furchen zerschnitten. Die so entstandenen Felsbildungen zeigen Rundhöckerformen.

Ein großer erratischer Block von etwa 1 cbm Inhalt war am Wege bei Haus Linnep aufgestellt. Über seine Herkunft konnte ich nichts Sicheres erfahren; wahrscheinlich ist er von einem der umliegenden Äcker hergeholt worden.

## Verzeichnis der Versteinerungen.

Im Kohlenkalk fand ich an Versteinerungen:

*Asterocalamites* sp.
*Calamites* sp.
*Knorria* sp.
*Lepidodendron* sp.
*Endothyra parva* Mö.
*Valvulina* cf. *palaeotrochus* Ehr.
*Bigerina* sp.
*Rotalia* sp.
*Fenestella plebeja* M'Coy.
*Zaphrentis* sp.
*Cyathophyllum aquisgranense* Fr.
*Lithostrotion* sp.
*Platycrinus* sp.
*Syringopora ramulosa* Gldf.
Seeigelstachel.
*Orthis resupinata* Mart.
*Orthis interlineata* Phill.
*Chonetes Laguessiana* Kon.
*Productus striatus* Fisch. sp.
» *giganteus* Mart. sp.
» *Cora* d'Orb.
» *latissimus* Sow.
» cf. *undatus* Defr.
» *semireticulatus* Mart. sp.
» *pustulosus* Kon.
» *fimbriatus* Sow.
» *leuchtenbergensis* Kon.
» cf. *aculeatus* Mart. sp.
» cf. *plicatilis* Sow.
» *flexistria* M'Coy.
*Spirifer (Martinia) glaber* Mart. sp.
» *(Reticularia) lineatus* Mart. sp.
» *striatus* Mart. sp.

*Spirifer cinctus* KEYSERL.
» *tornacensis* KON.
» *attenuatus* SOW.
» cf. *cuspidatus* MART.
» *distans* SOW.
» *subrotundatus* M'COY.
» *pinguis* SOW. sp.
» cf. *alatus* SCHL. sp.
*Rhynchonella pugnus* MART. sp.
» *pleurodon* PEILL.
» *laeta* KON.
» *acuminata* MART. sp.
*Athyris Royssyi* L'EV.
» *planosulcata* PHILL. sp.
» *globularis* PHILL. sp.
*Terebratula* cf. *hastata* SOW.
*Posidonomya Becheri* BRONN.
*Straparollus Dionysii* MONTF.
*Prolecanites ceratitoides* v. BUCH sp.
*Phacops* sp.

Im Culm fanden sich:

*Chonetes Buchiana* KON.
*Chonetes Laguessiana* KON.
*Productus* sp.
*Posidonomya Becheri* BRONN.
*Orthoceras striolatum* H. v. MEYER.
*Orthoceras scalare* GLDF.
*Prolecanites* cf. *ceratitoides* BUCH sp.
*Goniatites crenistria* SANDBERGER.
*Cypridina subglobularis* SANDBERGER.
*Phillipsia* cf. *Eichwaldi* FISCH.
*Phillipsia aequalis* H. v. MEYER.

Carbon von Ratingen-Leimbeck-Asbruch.

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Flözleeres | | Schiefertone und Alaunschiefer mit untergeordneten Grauwackenbänken.<br>Untere Grenze: Quarzitische Grauwackenbank. | | |
| Culm | | Zone der Alaunschiefer mit wenig mächtigen Grauwackenbänken,<br>Zone der reinen Alaunschiefer,<br>Zone der vorwiegenden Kieselschiefer. | | |
| Kohlenkalk | Visé | Bankiger Kalk mit *Productus giganteus* Mart., *Spirifer striatus* Mart., *Straparollus Dionysii* Montf. usw.: die hangendsten Horizonte im W. dolomitisiert. Visé-Stufe. | | |
| | Tournai | Crinoidenkalk mit *Spirifer tornacensis* Kon. der Tournai-Stufe und | | |
| | Etroeungt | der Etroeungt-Stufe mit *Spirifer distans* Sow., *Orthis interlineata* Phill. | Oolithischer Kalk östlich von Ratingen. | Grobbankiger crinoidenarmer Crinoidenkalk östlich von Leimbeck. |

Ober-Devon.

## Tektonik.

Nur der innere komplizierte Aufbau mit den oft steil stehenden Schichten weist noch auf das einstige hohe Faltengebirge hin, das im Laufe der Zeiten zu einem verhältnismäßig flachwelligen Plateau und Hügelland, zu einem »Rumpfgebirge« abgetragen worden ist.

Die Tektonik erklärt sich durch die Annahme eines seitlichen Zusammenschubes, der von SO. einwirkte, und durch Störungen, die gleichzeitig mit diesem faltenbildenden Prozeß und auch nachträglich die entstandenen Falten gegeneinander verwarfen.

In dem ganzen Aufnahmegebiet fallen die Schichten meist steil nach NW. ein; jedoch lassen sich auch überkippte, nach SO. einfallende Schichten beobachten. Z. B. weisen die Kalk-



Figur 20. **Kohlenkalk bei Sondern.**
Die grobbankigen Schichten des oberen Kohlenkalkes sind infolge zahlreicher Verwerfungen stark zerklüftet und verschoben.

Zu Seite 419




Fig. 18.

Figur 18. **Kohlenkalk bei Wasserfall.**

Der Aufschluß zeigt den Kohlenkalk ungefähr in seiner ganzen Mächtigkeit. Die Schichten sind stark überkippt und werden von einer streichenden Verwerfung durchsetzt, deren Klüfte mit verhältnismäßig gut ausgebildeten Quarzkrystallen ganz ausgefüllt sind.

Zu Seite 419.

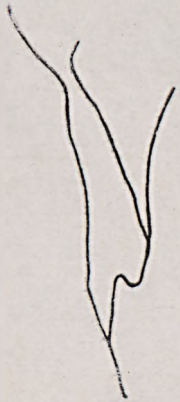



Fig. 18.



Figur 18. **Kohlenkalk bei Wasserfall.**

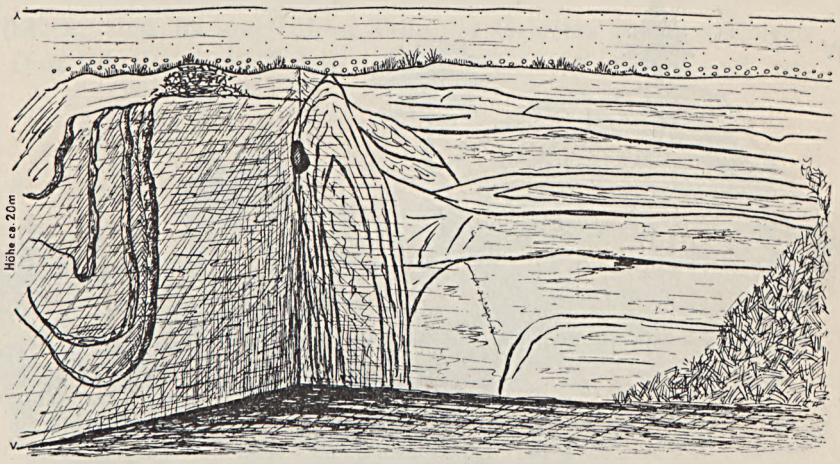
Der Aufschluß zeigt den Kohlenkalk ungefähr in seiner ganzen Mächtigkeit. Die Schichten sind stark überkippt und werden von einer streichenden Verwerfung durchsetzt, deren Klüfte mit verhältnismäßig gut ausgebildeten Quarzkrystallen ganz ausgefüllt sind.

Zu Seite 119.

brüche bei Wasserfall, wo die Schichten sehr stark übergeneigt sind (vergl. Fig. 18), dann die bei Eggerscheidt (vergl. Fig. 19), derartige Überkippungen auf.

Auf intensivere tektonische Vorgänge deuten die Bildungen hin, die eine Faltung der Schichten herbeigeführt haben. Charakteristisch ist in dieser Beziehung der grobbankige Kohlenkalk bei Eggerscheidt. Eine streichende Verwerfung (vergl. Fig. 19) bewirkte das keilförmige Einpressen eines Schichtenkomplexes, der jetzt in überkippter Lagerung steil nach S. einfällt.

NW Figur 19. SO




**Kohlenkalk bei Eggerscheidt.**

Eine streichende Verwerfung bewirkte eine Überkippung der Schichten, sowie das keilförmige Einpressen eines ca. 5 m mächtigen Schichtenkomplexes. (Vgl. Fig. 11.)

Im Culm weisen die vorhandenen Aufschüsse überall Faltungserscheinungen im kleinen auf. Kleine Sattel- und Muldenbildungen der Kieselschiefer und der Alaunschiefer lassen sich z. B. sehr gut in dem Hohlwege südlich von Schinnenburg w. von Hösel unter der Bedeckung von jüngeren Ablagerungen beobachten, während die geologischen Aufnahmen in dem westfälischen Culm, abgesehen von den »hangenden Alaunschiefern«, wesentliche Faltungserscheinungen dieser Schichten nicht ergaben[1]).

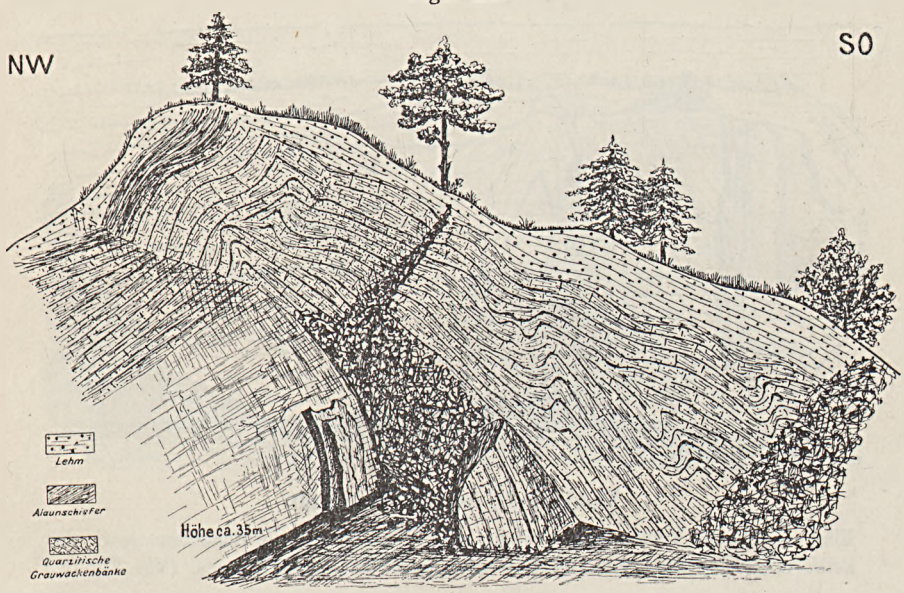
[1]) Krusch 1908.

Bei Leimbeck sind ferner am rechten Ufer des kleinen Baches ziemlich mächtige Alaunschieferkomplexe in den Kohlenkalk eingefaltet worden.

Größere Faltungen der Schichten lassen sich sehr häufig im Flözleeren beobachten, da die Aufschlüsse infolge der Verwendbarkeit der Gesteine zu Schottermaterial größer und in reicher Zahl vorhanden sind.

Die quarzitischen Grauwacken, die bei Laupe in Wechsel-

Figur 21.




Der südliche Flügel des Sattels zeigt deutlich noch 3 Spezialfalten.

lagerung mit dünnen Lagen von Alaunschiefern auftreten, bieten in dieser Hinsicht ein typisches Beispiel (s. Fig. 21). Die Schichten sind zu einem großen Sattel aufgefaltet, dessen nördlicher Flügel steil zur Tiefe setzt, während der südliche Flügel noch drei Spezialsättel und -Mulden aufweist.

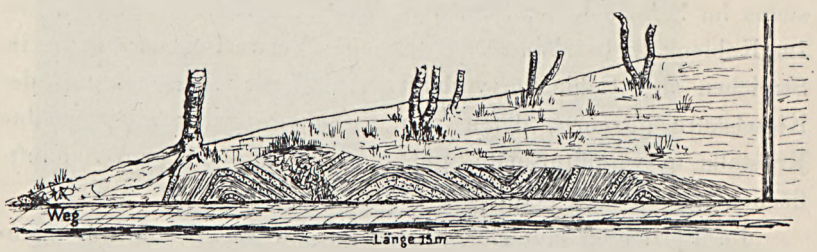
Charakteristisch für den unteren Teil des Flözleeren ist auch das Profil, das südlich von Langenberg am rechten Deilbachufer aufgenommen wurde (s. Fig. 22). Die dünnen Bänke aus quarzi-

tischer Grauwacke, die auch hier mit Alaunschiefern wechsellagern, weisen auf einer Länge von 15 m eine deutliche Faltung zu 3 Sätteln und 3 Mulden auf.

Infolge dieser intensiveren Faltungen, die im ganzen Aufnahmegebiet in Erscheinung treten, macht man häufig die Erfahrung, daß eine im Felde beobachtete einheitliche Terrainkante bei dem nächsten Aufschluß sich aus mehreren eng gefalteten Sätteln und Mulden zusammengesetzt erweist.

Größere Sattel- und Muldenbildungen, die den gesamten Kohlenkalk mit seinen hangenden und liegenden Schichten getroffen haben, sind im östlichen Teile des Gebietes gut zu verfolgen. Dort heben sich die Falten allmählich nach W. heraus und ver-

Figur 22.




anlassen auf diese Weise den mannigfach gewundenen Verlauf des Kohlenkalkes und seines Hangenden im Kartenbilde, das aus diesem Grunde sich hier als ein durch die Erosion stark modifizierter Schnitt durch die Erdrinde darstellt. (Vergl. Profil E F.)

Diese Sättel und Mulden weisen in ihrer Gesamtheit ebenso starke Faltungserscheinungen auf, wie sie im Produktiven Carbon durch den Bergbau genauer bekannt geworden sind. Hier wie dort zeigen die einzelnen Sättel und Mulden noch Spezialfalten, die aber nicht einheitlich durchgehen und aus diesem Grunde und wegen der zahlreichen Verwerfungen sich nicht genau identifizieren lassen.

Im Bereich des Kartenbildes kommen zwei Hauptmulden, die südliche Wittener und die nördliche Bochumer Mulde mit dem sie trennenden Stokumer Hauptsattel in Betracht. Bis tief in die

Herzkämper Mulde, die südlichste Spezialmulde der Wittener Hauptmulde, reicht der Kohlenkalk mit seinem östlichen Ende und bildet mit seiner westlichen Fortsetzung bis Hefel bei Velbert in ungefähr 7 km Luftlinie 9 große Sättel, denen 10 Mulden entsprechen. (Vergl. Profil E F.)

Bei Hefel biegt der Kohlenkalk um und verläuft nun im variscischen Streichen von NO. nach SW., bis er bei Farrenberg nördlich von Heiligenhaus wieder einen größeren Sattel und eine größere Mulde bildet.

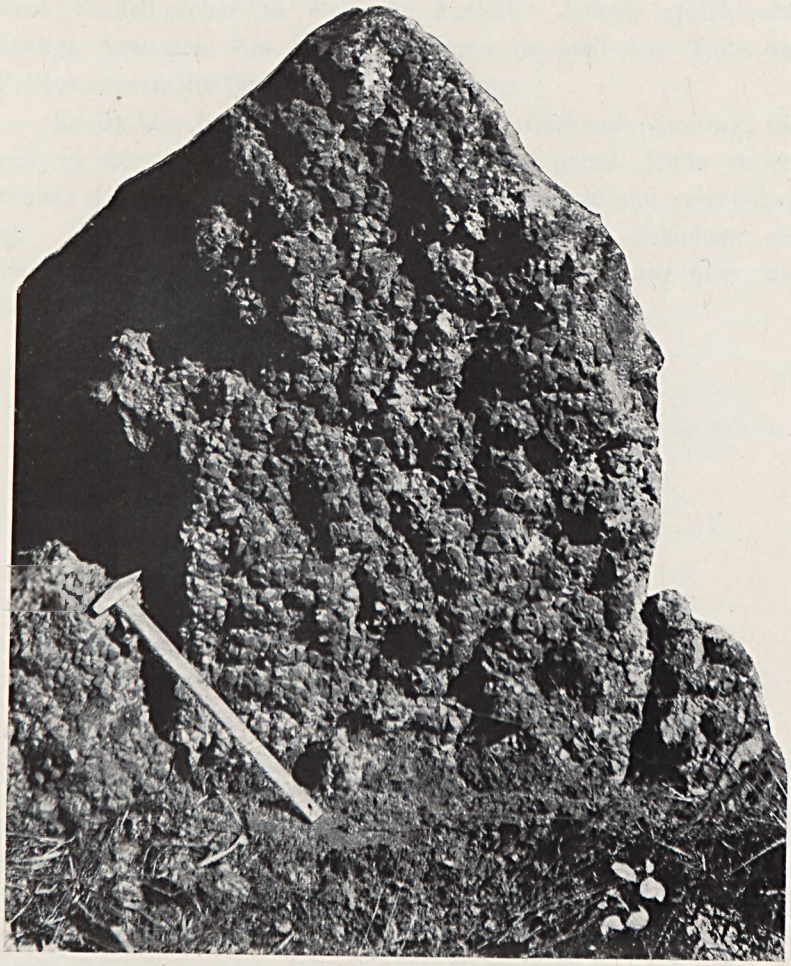
Weitere Sattel- und Muldenbildungen lassen sich, abgesehen von den vereinzelten Vorkommen bei Lintorf, wegen des jüngeren Deckgebirges nicht verfolgen.

Überschritt die faltende Kraft die Elastizitätsgrenze des Gesteins im Streichen der Schichten, so traten Zerreißungen ein. Im Kohlenkalk bei Wasserfall hat eine Verwerfungskluft, die im Streichen der Schichten verläuft, Anlaß zur Ausscheidung der Kieselsäure gegeben, deren von Eisenhydroxyd etwas getrübte Krystalle in verhältnismäßig guter Ausbildung die ganzen Kluftflächen bedecken. (Vergl. Fig. 18 und 23.)

Im Flözleeren läßt sich in dem Hohlwege, der von Langenberg über die südliche Höhe nach Dickten führt, unterhalb der neuen Friedhofsanlagen eine streichende Verwerfung sehr gut beobachten.

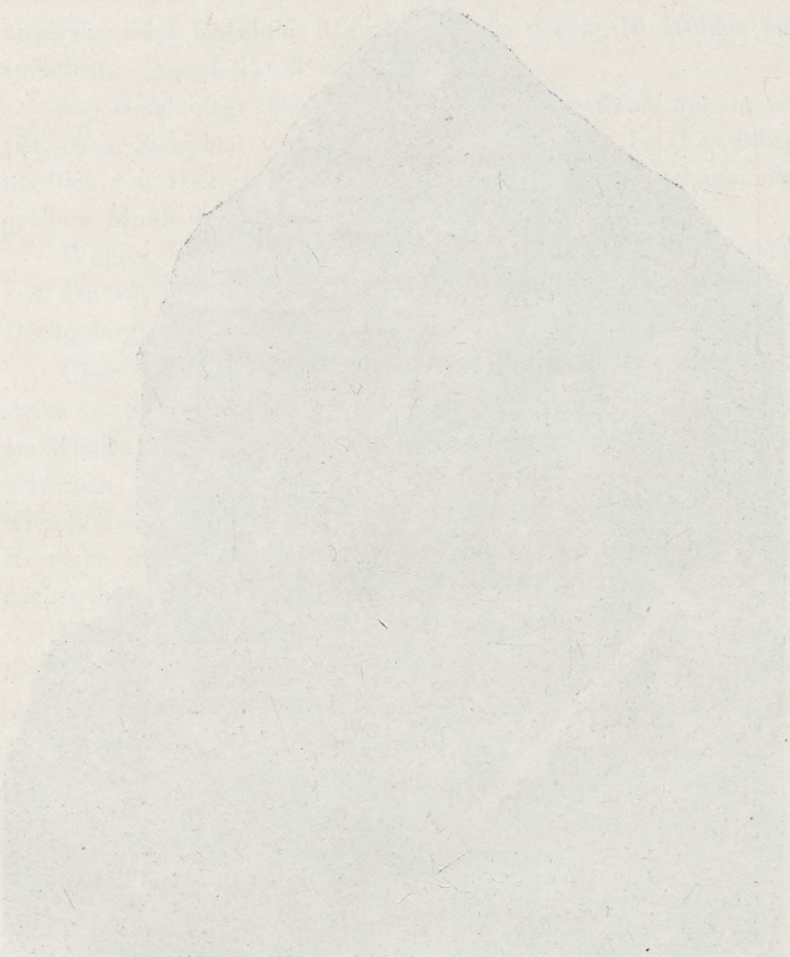
Tritt ein größerer Verwurf bei diesen Zerreißungen ein, so kommt es zu Überschiebungen, die sich im Kartenbilde meist durch eine Verdoppelung der Schichten ausprägen. So gelang es mir östlich von der früheren Kopfstation Neviges eine derartige Verdoppelung im Schichtenkomplex aufzufinden. Dort ließen sich oberdevonische, Kohlenkalk- und Culmschichten auf eine Entfernung von $1^1/_2$ km parallel nebeneinander herlaufend aus den in der Ackerkrume sich vorfindenden verwitterten Gesteinsfragmenten sicher verfolgen. Daß die streichende Verwerfung sich noch weiter nach O. fortsetzt, zeigt die Kartierung, da einerseits die Verdoppelung der Culmschichten, andererseits die regellos verworfenen Grauwackenbänke im Flözleeren darauf hindeuten. Ob es

Figur 23.



**Quarzkrystalle, die eine Kluftfläche ganz bedecken.**

(Vergl. Figur 18.)

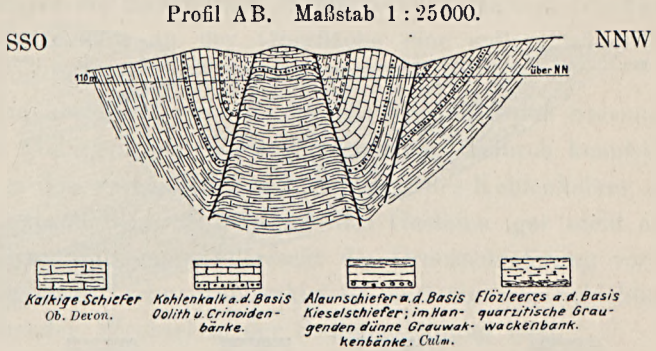


sich tatächlich um eine Überschiebung handelt, will ich hier bei dem Mangel an Aufschlüssen unentschieden lassen, da zur Erklärung der gestörten Lagerungsverhältnisse auch die Annahme eines Staffelbruches in Betracht kommt. Jedoch spricht das häufige Auftreten von Überschiebungen im südlichen Teile des Produktiven mehr für die erste Erklärung.

Es ist hier bemerkenswert, daß die streichende Störung, die sich in der grundrißlichen Darstellung als gerade Linie zu erkennen gibt, durch Querverwerfungen zerstückelt und verschoben ist. Mithin ist der Störung im Streichen der Schichten ein höheres Alter zuzusprechen als den Störungen, die quer die Schichten durchsetzen.

Figur 24.

Profil AB. Maßstab 1 : 25000.




Überschiebungen im Flözleeren habe ich wegen seiner petrographischen Einförmigkeit nicht auffinden können, obgleich ihr Vorhandensein wahrscheinlich ist.

Zahlreich sind dagegen die Querverwerfungen, von denen jedoch nur ein kleiner Teil im Kartenbilde zum Ausdruck gebracht werden konnte. So zeigt der Kohlenkalk in seinem ganzen Verlauf viele Querverwerfungen, die eine Verschiebung seiner Schichten zuweilen um den Betrag seiner eigenen Mächtigkeit (100 m) zur Folge hatten.

Im Culm lassen sich in den Alaunschiefern die Querverwerfungen bei dem Mangel an charakteristischen Bänken schwer oder gar nicht verfolgen, dagegen sind sie im Flözleeren, noch

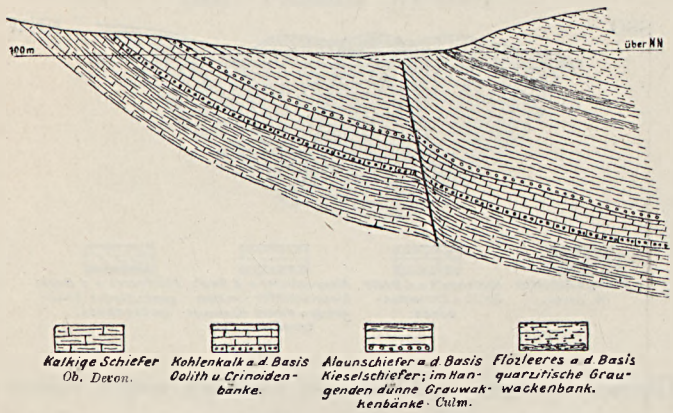
leichter im Produktiven, an der seitlichen Verschiebung der Grauwacken- bezw. Sandsteinbänke mehr oder weniger gut auffindbar.

Das Aufzeichnen der Quellen, ebenso das Festlegen der Quelllinien ist für das Auffinden der Querstörungen von großem Nutzen, da man die Erfahrung gemacht hat, daß »die Quellen zu Linien angeordnet sind, die mehr oder weniger rechtwinklig die Schichten durchschneiden« und »mit der Seitenverschiebung der Grauwacken- bezw. Sandsteinbänke übereinstimmen« [1]).

Die Verwerfungen lassen sich auf diese Weise an der Oberfläche auf weite Strecken verfolgen. Größere Verwerfungen haben

Figur 25.

WSW Profil CD. Maßstab 1 : 25000. ONO




sogar den Lauf von Flüssen und Bächen bestimmt, wie eine Betrachtung der geologischen Karte südlich von Leimbeck, ferner nördlich von Hefel gut erkennen läßt.

In der Hauptsache haben Querverwerfungen die Lagerungsverhältnisse des Kohlenkalkes äußerst kompliziert gestaltet. Es gelang mir, zwei größere Horste aufzufinden.

Der eine Horst, der bei Zippenhaus liegt, ist dadurch entstanden, daß dort der Muldenschluß des Kohlenkalkes von Quer-

[1]) Krusch 1908.

verwerfungen zerrissen wurde, die das Abfallen der Muldenflügel in die Tiefe bewirkten. Die Verwerfungsklüfte müssen demgemäß nach den Muldenflügeln zu einfallen. (Vgl. Fig. 24 und 25.)

Der andere Horst befindet sich bei Leimbeck. Der Kohlenkalk bildet hier einen Sattel, der durch eine Reihe von Verwerfungen in Schollen zerlegt wurde, die die einzelnen Staffeln deutlich erkennen lassen. Da der östlichste Teil des Sattels breiter ist als die westlich liegenden Schollen desselben Sattels, ist dieser östlichste Teil stehen geblieben, und die westlichen Teile sind mehr oder weniger abgesunken. Die Verwerfungsklüfte müssen also ein Einfallen nach W. besitzen.

Die Staffeln sind nördlich von Heiligenhaus bei Farrenberg deutlicher zu beobachten. Dort durchsetzen 3 größere Querverwerfungen die Sattel- und Muldenwendungen und bewirken, daß der Kohlenkalk an der Oberfläche eine außergewöhnliche Verbreitung besitzt.

Im einzelnen machen sich die verschiedenen Störungen, die durch Gebirgsdruck hervorgerufen sind, dadurch kenntlich, daß man in den vorhandenen Aufschlüssen des Kohlenkalkes zuweilen die ursprüngliche Schichtung des Gesteins gar nicht erkennen kann: so vollkommen herrscht die Druckschieferung vor, zumal da der Kalk sehr grobbankig ist und ein der Schichtung entsprechender Wechsel in der Sedimentbildung fehlt.

Bei dem Vorhandensein so vieler Störungen sind natürlich Harnischbildungen keine seltenen Erscheinungen.

Der faltende und gebirgsbildende Druck muß von SO. her eingewirkt haben, weil die Mulden und Sättel von SW. nach NO. verlaufen, und zwar derart, daß die Südflügel meist steiler zur Tiefe setzen als die Nordflügel, — dieses kann man gut in der Mulde des Produktiven bei Hefel beobachten (vgl. Profil E F) — ferner daß die Schichten zuweilen stark überkippt sind und dann ein widersinniges Einfallen nach S. zeigen. (Vgl. Fig. 18.)

Die paläozoischen Schichten wurden zu Sätteln und Mulden derart gefaltet, daß sie sich im W. herausheben und nach N. zu im allgemeinen immer mehr an Breite und Tiefe zunehmen.

Für das Alter der Gebirgsbildung kommt das Spätcarbon und das Rotliegende in Betracht[1]).

Den Querverwerfungen muß im allgemeinen dasselbe Alter zugesprochen werden[1]), da sich nach den Untersuchungen der Kgl. Geol. Landesanstalt ergeben hat, daß sich die meisten Verwerfungen nicht in das jüngere cretazeische Deckgebirge fortsetzen.

Bei diesen Querverwerfungen macht sich fast stets eine Seitenverschiebung der Schichten bemerkbar, mag nun der Faktor des vertikalen Absinkens oder der Faktor der horizontalen Verschiebung die größere Rolle bei diesen Störungen gespielt haben.

Durch den Bergbau wurde nachgewiesen, daß öfters an Querverwerfungen ein Absinken eines Gebirgsteils stattgefunden hat, bei dem sich ein Maximum und ein Minimum der Senkung feststellen läßt.

Die Verwerfungen, die hier meist steil zur Tiefe setzen, bestehen nicht nur aus einer Spalte, sondern es treten Störungszonen von 1—20 m Mächtigkeit auf, die oft von Diagonaltrümern durchsetzt sind.

## Spaltenausfüllung.

Als Ausfüllungsmassen der Spalten finden sich Bruchstücke von Nebengestein, ferner Quarz und Kalkspat; diese sind mit Erzen, mit Bleiglanz, Zinkblende, Kupferkies und Schwefelkies mehr oder weniger unregelmäßig verwachsen.

Ein kurzer Überblick über die Mineralausfüllung der Querverwerfungen, die das Oberdevon, den Kohlenkalk und den Culm durchsetzen, sei an dieser Stelle gestattet.

Der Erzreichtum ist nicht groß. Daher erklärt es sich, daß nur zur Zeit einer Hochkonjunktur auf dem Blei- und Zinkerzmarkte, wie sie in den 80er Jahren herrschte, der Bergbau z. T. nach jahrhundertelangem Stillstand wieder auflebte; seit 1907 ruht er aber wieder vollständig bis auf die Grube »Glückauf« bei Velbert, da bei den meisten Gruben große Wassereinbrüche — bei Lintorf über 120 cbm in der Minute — Einhalt geboten.

---

[1]) Krusch 1909.

Die Ursachen der Erzbildung sind in Lösungen zu suchen. Ob letztere als Nachklänge vulkanischer Vorgänge aufzufassen sind, ist in den meisten Fällen bei diesen Lagerstätten nicht nachzuweisen[1][2].

Von der Löslichkeit der Salze hing es ab, in welcher Reihenfolge sich der Absatz aus diesen Lösungen vollzog, wie sich die «primären Teufenunterschiede« entwickelten[2][3].

Es hat sich ergeben, daß Bleiglanz auf allen Gruben in den oberen Teufen vorkam. Nach der Teufe zu stellt sich immer mehr Zinkblende ein, die allmählich den Bleiglanz ganz verdrängt. Die primären Teufenunterschiede sind also von oben nach unten:

Bleiglanz,
Bleiglanz und Zinkblende,
Zinkblende.

In der Produktion der Zechen kommt im Laufe der Jahre diese Verschiebung des Mengenverhältnisses von Bleiglanz zu Zinkblende deutlich zum Ausdruck.

Schwefelkies kommt bei Lintorf und Selbeck in den oberen Teufen vor, während das Auftreten von Kupferkies in den tiefsten Teufen bekannt geworden ist.

Da Kupferkies infolge seiner relativ leichten Löslichkeit sonst nur in den oberen Teufen vorkommt, wäre das Auftreten in den unteren Teufen sehr auffällig, wenn er sich gleichzeitig mit den anderen Salzen ausgeschieden hätte. Wahrscheinlich ist aber der Kupferkies nachträglich erst ausgeschieden, so daß in diesem Falle sein Vorkommen in den unteren Teufen sehr wohl zu erklären ist. Genauere Untersuchungen konnte ich, da die Zechen ersoffen sind, nicht anstellen.

Ferner ist Rotnickelkies bei Selbeck gefunden worden.

Als Gangart herrscht in den oberen Teufen Kalkspat vor, nach der Tiefe zu wird er fast immer durch Quarz verdrängt. Dazu tritt untergeordnet Schwerspat in den Gruben bei Lintorf und in Selbeck auf.

---

[1] Suess 1902.
[2] Krusch 1907.
[3] Beyschlag, Krusch, Vogt 1909.

In Selbeck bildet sich Schwerspat noch heute, »wo das salzhaltige Wasser des Nordmittels sich mit den verschiedenen sulfathaltigen Wassern«, die infolge der Zersetzung des Schwefelkieses in den Alaunschiefern und im »alten Mann« entstehen, »vereinigen«[1]. Die Bildung von größeren Mengen Schwerspat führte schon in kurzer Zeit zur Verstopfung der Rohrleitungen und Pumpen.

In der Nähe der Tagesoberfläche, über dem Grundwasserspiegel, weisen die Erzgänge auch den tief eingreifenden Einfluß der Atmosphärilien, die sogenannten sekundären Teufenunterschiede, auf[2][3]. Die Atmosphärilien greifen mit Hilfe der Kohlensäure und des Sauerstoffs das Ausgehende der Lagerstätten an und bringen große Metallverschiebungen hervor. Einerseits kommt es zur Bildung des »eisernen Hutes«, andererseits zur Bildung von Carbonaten der Schwermetalle. So treten bei der Grube Glückauf in den oberen Teufen Brauneisen und Malachit auf. Auf Zeche Eisenberg reicht die eiserne Hutbildung bis über 100 m Teufe hinab. Zeche Thalburg weist bis zur 92 m-Sohle Grünbleierz auf.

Merkwürdigerweise fehlen diese für die intensive Verwitterung sprechenden Erze in den in dem westlichen Teil des Aufnahmegebietes liegenden Gruben.

Die Ursache für das Fehlen der sekundären Teufenunterschiede soll nach Böker[1] in der Vergletscherung des Gebietes liegen; denn die Zechen, denen die Oxydationserze fehlen, liegen im Bereich der Verbreitung der nordischen Geschiebe, die entgegen der Auffassung v. Dechen's noch viel weiter nach Süden zu finden sind, nach meinen Beobachtungen mindestens bis zum Angerbach bei Ratingen. — Böker erwähnt auch schon das Auftreten von Geschieben nördlich von Cromford. Murchison fiel schon 1845 die Streifung und Glättung der Kohlenkalkoberfläche bei Ratingen auf, die er einer Vergletscherung zuschreibt. — Wenn man auch durch genauere Untersuchungen weiß, daß die Gletscher inbetreff der Erosion bezw Abrasion eine nicht zu unter-

[1] Böker 1906.
[2] Beyschlag, Krusch, Vogt 1909.
[3] Krusch 1907.

schätzende Einwirkung auf ihre Unterlage ausüben, so ist es doch sehr unwahrscheinlich, daß das Fehlen der sekundären Teufenunterschiede im Randgebiete der Vergletscherung durch Gletscherabrasion zu erklären sei.

Aber ein anderer neuer Gesichtspunkt kann diese Verhältnisse besser erklären.

Da es sich nach meinen Untersuchungen herausgestellt hat, daß die Zechen bei Cromford, Lintorf und Selbeck auch im Bereich der Terrassenbildungen liegen, während die anderen Zechen, bei denen die Oxydationserze vorhanden sind, abgesehen von Thalburg, von diesen Bildungen nichts aufweisen, so ist mit Sicherheit anzunehmen, daß den fluviatilen Einwirkungen eine sehr erhebliche Rolle bei der Abrasion derselben zugesprochen werden muß.

Zeche Thalburg liegt zwar im Bereich der Terrassenbildung, aber das Vorhandensein der Oxydationserze auf dieser Zeche ist dadurch zu erklären, daß bei den beiden Faktoren, Abrasion und Verwitterung, die Bedingungen für die Verwitterung sich günstiger gestalteten und daher dieser Vorgang durch die Abrasion nicht aufgehoben wurde.

In früheren Zeiten sind noch die Alaunschiefer intensiv in Abbau genommen worden.

Das mit Schwefeleisen durchsetzte Aluminiumsilikat wurde geröstet und der Oxydation an der Luft überlassen. Durch die entstehende Schwefelsäure wurde das Aluminiumsilikat in Sulfat verwandelt, welches mit Wasser ausgezogen wurde und nach Zusatz von Kaliumsulfat als Alaun auskrystallisierte, der als Hilfsmittel hauptsächlich in der Färberei Verwendung fand.

Mit dem Fortschreiten der Alaunfabrikation ist aber diese Gewinnung ganz zurückgegangen, und nur noch zahlreiche Schutthalden von infolge der Oxydation des Schwefelkieses rot gebrannten Schiefern bezeichnen die Stätten, wo einst ein intensiver Abbau stattfand.

Die anderen zahlreichen Gruben, von denen jetzt nur »Glückauf« bei Velbert im Betrieb ist, haben ihre Stilllegung den gewaltigen Wasserzuflüssen zuzuschreiben, die, begünstigt durch die Zerklüftung der betr. Gesteinsschichten, wie auch durch die zahlreichen Längs- und Querstörungen, von der Ruhr und ebenso vom Rhein aus in die Gruben sich ergossen.

## Ergebnis.

Während sich in paläontologischer Hinsicht wegen der großen Faciesunterschiede von Culm und Kohlenkalk erhebliche Schwierigkeiten ergaben, das Alter der beiden Bildungen unter sich festzusetzen, brachte die geologische Aufnahme des vorliegenden Gebietes hierfür sichere Ergebnisse. Denn »so wertvolle Fingerzeige die Paläontologie auch an die Hand gibt, so bildet doch die Stratigraphie die einzig sichere Basis für die geologische Systematik«[1]).

Es wurde festgestellt, daß der Culm kondordant den Kohlenkalk überlagert, daß speziell in der Herzkämper Mulde, in der der Kohlenkalk in seinen typischen Bänken noch vorhanden ist, dieser in seinem Hangenden Culmbildungen aufweist und zwar Kieselschiefer, Kieselkalke und Alaunschiefer.

Da in der Herzkämper Mulde an Culmbildungen überhaupt nur Kieselschiefer, Kieselkalke und Alaunschiefer vorhanden sind, so ergibt sich der Schluß, daß der Culm jünger als der Kohlenkalk und nicht gleichzeitiger Entstehung ist, wie bis jetzt allgemein angenommen wurde.

Da ferner der rechtsrheinische Kohlenkalk in seinem Hauptanteil die Visestufe repräsentiert, so ergibt sich auch, daß der Culm jünger ist als der linksrheinische Kohlenkalk, insbesondere jünger als der belgische Kohlenkalk.

Da der belgische Kohlenkalk hinsichtlich seiner Mächtigkeit, die etwa 800 m[2]) beträgt, den rechtsrheinischen Kohlenkalk bei seiner durchschnittlichen Mächtigkeit von etwa 100 m bedeutend übertrifft, so besteht allenfalls die Möglichkeit, daß die jüngsten Bildungen des Kohlenkalkes in Belgien äquivalent den ältesten Bildungen des westfälischen Culms sind. Bei dieser Vermutung ist aber zu berücksichtigen, daß der Kohlenkalk sich in

---

[1]) Beushausen 1895.
[2]) Gosselet 1888.

der Flachsee abgelagert hat, während im Gegensatz dazu jetzt der Culm als »Tiefseebildung« aufgefaßt wird.

Naturgemäß ist die Gesteinsbildung in Flachseegebieten infolge der Einwirkung von mechanischen, chemischen und organischen Faktoren sehr viel bedeutender als in der Tiefsee, wo die lithogenetischen Bedingungen auf große Entfernungen hin im wesentlichen unverändert bleiben.

Hinsichtlich der Verhältnisse und Bedingungen, unter denen sich die Sedimentation vollzog, waren früher irrige Anschauungen verbreitet. Holzapfel wies zuerst darauf hin, daß der Kohlenkalk wegen seiner Korallen-, Brachiopoden- und Gastropodenfauna nicht in sehr tiefem Wasser abgelagert sein könne. Ferner ließen es die späteren Untersuchungen sicher erscheinen, daß die Sedimentbildung des Culms, dem vorwiegend eine pelagische Fauna — dünnschalige Mollusken und Cephalopoden — ihr Gepräge gibt, sich im offenen, tieferen Meere vollzogen hat, und der Culm nicht als Flachseebildung anzusehen ist.

In dem Aufnahmegebiet befanden sich an der Basis des Kohlenkalkes Landpflanzenreste, wodurch die Ansichten Holzapfel's bestätigt werden, da diese Reste in größeren Tiefen unter dem zersetzenden Einfluß des Wassers sich nicht hätten erhalten können.

Bemerkenswert sind in dieser Hinsicht ferner die Oolithbänke. Je weiter nach Osten, desto größer werden die einzelnen Oolithkörner (Vgl. Fig. 1 und 2). Charakteristisch ist weiterhin die Tatsache, daß die Crinoidenstielglieder im O., ebenso im NW. bei Lintorf besser entwickelt sind und einen erheblich größeren Durchmesser besitzen. Diese Tatsachen lassen sich auch nur dadurch erklären, daß die Wachstumsbedingungen für die Crinoiden nach Osten sich günstiger gestalteten, daß das carbonische Meer im Osten eine größere Tiefe besaß.

Man hat hier schon mit Oszillationen zu rechnen; während im Osten die lithogenetischen Bedingungen für die Sedimentbildung sich im wesentlichen gleich bleiben, wie die pelagischen Cephalopodenfaunen des Oberdevons und des Untercarbons beweisen, gestalteten sich im Westen die Bedingungen für eine Fauna von vorwiegenden Korallen, Brachiopoden und Gastropoden günstig, ebenso für

kalkige Sedimentbildung und für die Entstehung von Oolithen, Faktoren, die auf ein bewegtes, weniger tiefes Meer, auf eine »Kontinentalzone des Meeresgrundes« hindeuten.

Aber die Oszillationen machen sich, nachdem der Kohlenkalk abgelagert war, auch im Culm bemerkbar. Von den Kieselschiefern, die offenbar in einem tieferen Meere sich ablagerten, bis zu den hangenden Alaunschiefern deuten schon die zahlreichen faciellen Unterschiede auf eine Veränderung der lithogenetischen Bedingungen hin.

Der Meeresboden hob sich allmählich, bis zur Obercarbonzeit die Bedingungen für die Existenz von Landflora vorhanden waren. Die verhältnismäßig dünnen Lagen der unteren Horizonte des Culms sind schon abgesehen von ihrer Fauna charakteristisch für die Bildung in tieferem Wasser. Was aber den oberen Horizont des Culms spez. die Alaunschiefer anbetrifft, so können sie nicht in allzugroßer Tiefe abgelagert sein. Der Alaunschiefer in dem Culm bei Velbert zeichnet sich durch hohen Bitumengehalt aus, wie eine qualitative Analyse ergab. Nach Potonié[1]) sind bituminöse Sedimente immer als küstennahe Ablagerungen eines wenig tiefen Meeres zu betrachten. Bei Kleff zeigt ein Aufschluß im Culm auf einer zwischen typischen Alaunschiefern liegenden Grauwackenbank deutliche Wellenfurchen, die sich im Meer nur in geringer Tiefe bilden können.

Daß die Alaunschiefer in der Hauptsache ein Sediment der Flachsee sind, ist um so weniger auffällig, weil die Alaunschiefer in verhältnismäßig mächtigen Lagen noch in dem Flözleeren vorkommen, für das neben marinen Schichten auch terrestrische Bildungen bedeutsam sind, wie sich nach den letzten Ergebnissen der Königl. Preuß. Geol. Landesanstalt herausgestellt hat[2]).

---

[1]) Potonié 1908.
[2]) Krusch 1908.

# Spuren des diluvialen Menschen in der Lüneburger Heide.

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

Hierzu Tafel 19.

Seit einiger Zeit macht sich ein erfreuliches Zusammenarbeiten von Geologen und Prähistorikern in der Erforschung der ältesten Urgeschichte des Menschen in Norddeutschland bemerkbar. Während aber bis vor kurzem im Gebiet der jüngsten Vergletscherung Norddeutschlands fast nur Spuren des nacheiszeitlichen, neolithischen Menschen nachgewiesen werden konnten, dagegen mit Bezug auf den paläolithischen Menschen nur außerhalb jenes Vergletscherungsgebietes Funde von Kulturresten und Skeletteilen zu verzeichnen waren, mehren sich in jüngster Zeit rasch die Funde aus der paläolithischen Periode auch im jungglazialen Aufschüttungsgebiet. Hier liegen die Fundstücke in Schichten, die das Liegende des jungglazialen Diluviums bilden, mag letzteres nun glazialer oder fluvioglazialer Entstehung sein.

Gelegentlich meiner Studien an diluvialen interglazialen Süßwasserschichten in der Lüneburger Heide gelangen mir in den letzten vier Jahren einige Funde dieser Art, über die ich in nachfolgendem kurz berichten möchte.

## 1. Die Kieselgurlager im Luhetal.

In den ersten Tagen des August 1907 besuchte ich die Kieselgurgruben im Luhetale zwecks Studiums ihrer stratigraphischen und paläontologischen Verhältnisse. Herr Dr. Assmann, damals Assistent an der Kgl. Bergakademie in Berlin, begleitete

mich auf der Tour. In der Kieselgurgrube Bispingen (vergl. Meßtischblatt Breloh), an der Ortsgrenze der Gemeinden Bispingen und Hützel gelegen, hatten die Arbeiter etwa 7 Wochen vorher aus den liegenden Schichten der bauwürdigen grünen Gur einige Knochen zutage gefördert, die nun am Rande der Grube beisammen lagen. Etliche »kleine Knochen« waren nach Aussage der Arbeiter inzwischen von vorbeikommenden Sommerfrischlern weggenommen worden. Die noch vorhandenen und z. T. durch Brand — beim Kalzinieren der Gur — beschädigten Knochen gehörten sämtlich dem unteren Gliedmaßenskelett eines erwachsenen Menschen an[1]) und bestanden aus

2 Femura
2 Tibiae
2 Fibulae
Astragalus rechts
Calcaneus »
2 Cuboidea
Naviculare links
Cuneiforme externum links
» medium »
» internum »
Metatarsale IV rechts
» V »
» IV links
» V » .

Nach den übereinstimmenden Aussagen des Finders und aller anderen Arbeiter, die beim Funde zugegen gewesen waren und die ich einzeln über die Fundumstände eingehend befragte, lagen alle Knochen ungefähr wagerecht beieinander im unteren Teile der grünen Gur und kamen zum Vorschein, nachdem an der Fundstelle »nicht ganz 1 m« grüne Gur abgebaut war. Der Abbau erfolgte noch 0,3—0,4 m tiefer. Unter den verschleppten Knochen befanden sich »keine großen Knochen, sondern es waren meist nur kleine dicke oder kurze dünne, etwa 1—2 Zoll lang«.

[1]) Die anatomische Untersuchung der Fundstücke hat Herr Geh. Med.-Rat Prof. Dr. H. Virchow-Berlin übernommen; er wird in der Zeitschrift für Ethnologie darüber berichten.

Schädel oder Kiefer, Wirbel und Rippen waren gar nicht gefunden worden (»das hätten wir alle erkannt, was Wirbel, Rippen und Kopfknochen sind«), ebenso keiner der langen Röhrenknochen der oberen Gliedmaßen. Es handelt sich also bei dem Fund lediglich um das untere Gliedmaßenskelett eines Menschen. Vom Rumpfskelett, dem oberen Gliedmaßenskelett und dem Kopfskelett wurde auch in der Folgezeit, in welcher der Abbau der Gur von der Fundstelle aus um weitere 5 m nach Norden und ca. 10 m nach Osten fortschritt, nichts gefunden, obwohl ich Werkführer und Arbeiter auf den Wert eines weiteren Fundes aufmerksam gemacht und einen reichlichen Finderlohn in Aussicht gestellt hatte. Kulturreste, bearbeitetes oder verkohltes Holz, Eolithen u. dergl., konnte ich in dem Aufschluß trotz wiederholten eifrigen Suchens zu verschiedenen Zeiten nicht finden. Im Jahre 1909 war die Grube wegen Unrentabilität aufgelassen. Man war mit dem Abbau in die Nähe des Randes des Kieselgurlagers gekommen, wo die Gur nur noch gering mächtig und durch beigemischten Sand stark verunreinigt ist. Meine Absicht, nunmehr nach den fehlenden Skeletteilen selbst weiter graben zu lassen, scheiterte vor allem an dem Umstande, daß die zu bewegenden Bodenmassen voraussichtlich in einer Profilhöhe von 4 m und darüber und einer Profillänge von etwa 20 m hätten weggekarrt werden müssen, was viel Zeit und Geld verschlungen hätte.

Die jetzt aufgelassene Kieselgurgrube befindet sich im diluvialen Tale der Luhe, auf der linken Seite des Baches, ungefähr halbwegs zwischen Bispingen und Hützel, direkt nördlich bei der ehemaligen Fahrradrennbahn. Das diluviale Luhetal verbreitert sich zwischen den beiden Ortschaften buchtartig. Seine Sohle bewegt sich im allgemeinen in + 71—72 m N.N., während der alluviale Talboden durchschnittlich 3—4 m tiefer liegt. Die senkrechte Entfernung des Gurlagers von ihm beträgt 200 m und vom Bachbette der Luhe 250 m. Es füllt eine ungefähr westöstlich gerichtete tiefe Mulde aus, die durch den Tagebau auf ca. 100—120 m Länge und etwa 50 m Breite erschlossen wurde. Die nachstehend beschriebenen Profile beziehen sich auf die Verhält-

nisse, wie ich sie im Jahre 1907 sah. Die in stark wechselnder Mächtigkeit vorhandene Dünenbedeckung des diluvialen Talbodens wird im Folgenden nicht berücksichtigt.

In der größeren östlichen Hälfte der Grube befindet sich das Muldentiefste. Hier lagerte unter 2—2,5 m fluviatil geschichtetem Sand und Kies mit fast horizontalen Eisenoxydhydratstreifen in seinen oberen Partieen zunächst eine reine grüne Gur von 2—3 m Mächtigkeit. Sie ging mit unscharfer Grenze in sandige, durch ausgefällten Humus schwarz gefärbte unbrauchbare Gur von etwa 1 m Mächtigkeit über. Dann folgte wieder grüne brauchbare Gur von 2 m Mächtigkeit. Sie lagerte auf einem feinkörnigen, schwach tonigen Beckensand, dem nur untergeordnet Kieselgur in gleichmäßiger feiner Verteilung beigemischt ist und der nur geringen Wasserandrang zuließ. In der kleineren westlichen Hälfte der Grube steigt der Sanduntergrund von Ost nach West allmählich an, ohne indes eine Ebene zu bilden, wird mehr und mehr grobkörnig und erreicht seine höchste Lage in einem ungefähr nordwestlich streichenden Sandwall. Direkt hinter diesem verläuft im Untergrunde ein von Nordwest kommender, etwa 5—6 m breiter und ca. 2 m tiefer Graben, den der Westrand der Grube quert. Er war von grüner, stark sandiger Gur ausgefüllt, die nach oben dicht unter dem Niveau des Wallrückens ohne scharfe Grenze in schwarze, sehr sandige Gur bezw. in gurhaltigen, stark humosen Sand überging. Diese Schicht war etwa 0,3—0,4 m mächtig. Beide, sowohl die grüne als die schwarze sandige Gur, die den Graben erfüllten, waren deutlich sehr dünnbankig geschichtet und lagerten völlig horizontal. An der Grenze zum unterlagernden Sand war diese Gur entweder scherbenartig hart und blätterte leicht auf, oder sie war durch Eisenoxydhydrat zu festen, steinharten Platten verkittet.

In dem östlich vom Sandwall gelegenen Teile der westlichen Grubenhälfte wurden die Knochen, etwa 10 m vom Wall entfernt, gefunden. An dieser Stelle wurde folgendes Profil festgestellt: Der Talsand war 1,5 m mächtig und bestand aus stark eisenschüssigem, fluviatil geschichtetem groben Sand mit einzelnen Ge-

röllen. Unter ihm folgte eine schwach sandige, 1,25 m mächtige grüne Gur, die verwertbar war und abgebaut wurde. In ihrem unteren Drittel, das mehr und mehr sandiger wurde und auch infolge von beigemengtem Humus dunklere Farbe zeigte, lagen die aufgeführten Skeletteile. Die weiter folgenden Schichten dieses Profils wurden von mir 1909 festgestellt, indem ich einen Schacht von 2,5 m Tiefe an der Stelle auswerfen ließ. Es zeigte sich, daß die abgebaute grüne Gur von einer 0,4 m mächtigen schwarzen, sehr stark sandigen und deutlich geschichteten Gur unterlagert wird. Diese geht ohne scharfe Grenze in eine grüne, ebenfalls sehr sandige Gur über, die dünne Lagen von dunklem, feinem und gurhaltigem Sand führt und etwa 1 m mächtig ist. Dann folgt, sehr fest geschichtet, grünlichgraue, stark kalkhaltige, aber nur schwach sandige Gur, die mit 1 m nicht durchteuft war. Der Kalk ist hier in der Form von zahlreichen weißen Tupfen und Flecken in der Gur vorhanden und entspricht offenbar völlig desorganisierten Kalkausscheidungen kleiner Süßwasserorganismen. Die Oberfläche der Gur hatte einen sehr unregelmäßigen Verlauf, indem einzelne Partieen steil aufgerichtet und geschleppt waren, während sich an anderen Stellen Strudellöcher zeigten, mit diluvialem schwach lehmigen Sand und Kies erfüllt. Die aufgerichteten, über das allgemeine Niveau der Guroberfläche emporragenden Schollen bestanden aus weißer Gur.

In der Gur konnte ich zahlreiche Reste von Phanerogamen aufsammeln. Das Profil an der Fundstelle des Gliedmaßenskelettes lieferte folgende Arten:

a) aus der oberen, grünen abgebauten Gur:
*Pinus silvestris* L. Zapfen, Stammholz, Borke;
*Betula verrucosa* Ehrh. berindete Zweigstücke, Fruchtschuppen, Nüßchen;
*Alnus glutinosa* Gaertn. Fruchtzapfen, Nüßchen;
*Quercus pedunculata* Ehrh. ein Laubblatt;

b) aus der schwarzen, stark sandigen Gur:
*Picea excelsa* Lk. Zapfen, Nadeln;
*Pinus silvestris* L. Zapfen, kleine Zweigstücke;

*Carpinus Betulus* L. Nüsse;
*Betula alba* L. Zweigstücke, Nüßchen;
*Alnus glutinosa* Gaertn. Nüßchen;
*Quercus (pedunculata)* eine Eichel;

c) aus der grünen, sandigen Gur:
*Corylus Avellana* L. eine Nuß;
*Carpinus Betulus* L. Nüsse;
*Betula verrucosa* Ehrh. Fruchtschuppen;
*Quercus pedunculata* Ehrh. zahlreiche Laubblätter, eine Eichel;

d) aus der graugrünen, kalkhaltigen und schwach sandigen Gur:
*Pinus (silvestris)* Borkenschuppen;
*Betula verrucosa* Ehrh. Fruchtschuppen;
*Alnus glutinosa* Gaertn. Nüßchen;
*Quercus pedunculata* Ehrh. Laubblätter.

Obige Funde beweisen einwandfrei, daß während der ganzen Zeit, in der das Kieselgurlager entstand, ein gemäßigtes Klima die Gegend beherrscht haben muß. Die Gur wird von den jungglazialen Talsanden bedeckt, die durch das ganze Luhetal lückenlos nachzuweisen sind und eine fluviatile Ablagerung aus dem Endabschnitt der letzten Eiszeit darstellen.

Die Grundmoräne der letzten Vergletscherung ist in unserer Gegend, wie überhaupt in großen Teilen des Gebietes der Lüneburger Heide, nur gering mächtig und meist in der Facies des Geschiebesandes entwickelt. Während aber in der südlichen Lüneburger Heide die letzte Vereisung nur eine dünne Grundmoränendecke ablagerte[1]) — ohne zugleich solche Aufschüttungen glazialer Sedimente zu hinterlassen oder lokal im Zusammenhang damit derartige Aufpressungen älterer Schichten bewirkt zu haben, die orographisch und strukturell die typischen Merk-

[1]) Vergl. Stoller, J., Die Landschaftsformen der südlichen Lüneburger Heide, vom geologischen Standpunkte betrachtet. 2. Jahresber. des Niedersächs.-geol. Vereins zu Hannover. 1909. Hier ist auf S. 127, Zeile 8 von unten, zu lesen: »südlichen« statt »nördlichen«, was übrigens schon aus dem ganzen Zusammenhang hervorgeht.

male von Endmoränen aufweisen, die also namentlich orographisch sich wallartig aus der Landschaft herausheben und sich scharen würden oder in Zügen angeordnet wären — wird unser Gebiet eben noch gestreift von den südlichsten, einigermaßen noch zusammenhängenden und als Endmoränen bezw. endmoränenartige Bildungen aufzufassenden Aufschüttungen, die in der Lüneburger Heide aus der letzten Eiszeit vorhanden sind. Diese Endmoränen und endmoränenartigen Bildungen umgeben als breite Zone in weitem Ost-Süd-West-Bogen die Lüneburger Bucht, bald mehr, bald weniger deutlich im Landschaftsbilde ausgeprägt. Es sei vor allem betont, daß namentlich im östlichen und südöstlichen Teile dieses Bogens typische Endmoränen jungdiluvialen Alters selten sind und nur geringe Dimensionen annehmen, daß dort vielmehr die meisten in diese Kategorie gehörigen jungdiluvialen Aufschüttungen quasi »unentwickelte« Endmoränen darstellen und Zeugen von verhältnismäßig kurz dauernden Stillstandslagen eines unregelmäßig rückschreitenden Eisrandes sind, weshalb sie wohl besser als »endmoränenartige Bildungen« bezeichnet werden. Ohne hier auf Einzelheiten näher einzugehen, mögen zwecks leichteren Verständnisses der jungdiluvialen Bildungen in der Umgebung des oberen Luhetales die folgenden Endmoränen und endmoränenartigen Bildungen besonders genannt werden: Im Osten der Lüneburger Bucht zieht sich der von G. Müller und C. Gagel schon vor Jahren als Endmoräne erkannte Erbstorf-Vastorfer Höhenzug südostwärts bis über Vastorf hinaus und findet in derselben Richtung eine sehr undeutliche Fortsetzung in einzelnen, in breiter Zone regellos zerstreuten kleinen Kuppen und Hügeln, die bis in die Gegend südöstlich und südlich von Bevensen, ungefähr bis zu einer Linie Oitzendorf-Emmendorf, zu verfolgen sind. Westlich von Bevensen-Emmendorf verlaufen mehrere schmale, ziemlich parallel angeordnete Höhenzüge von kiesig-lehmiger Beschaffenheit westwärts auf das hohe Plateau des Süsing zu. Erst westlich von Diersbüttel setzen auf breiter Basis, in ihrer wirren Anordnung deutlich als Endmoränen gekennzeichnete Berggruppen ein, die z. B. im Rehlinger Busch und in den übrigen das obere Lopautal flankierenden,

landschaftlich überaus reizvollen Berg- und Hügelgruppen typisch entwickelt sind. Etwa 15 km nordwestlich von hier befindet man sich im Bereich der Garlstorfer Forst wiederum mitten in einem ausgedehnten und sehr deutlich entwickelten Endmoränengebiet aus der letzten Eiszeit, worauf auch Gagel schon aufmerksam gemacht hat.

Die beiden letztgenannten typischen Endmoränengebiete verbindet in bogenförmigem Verlauf eine breite plateauartige, jungdiluvial-glaziale Aufschüttungslandschaft von etwa 80—90 m Meereshöhe mit zahlreichen aufgesetzten, aber unregelmäßig angeordneten niedrigen Kuppen und Hügeln von Sand und Kies. Sie wird vom Luhetal auf seiner Strecke von Bispingen-Hützel bis Wohlenbüttel-Oldendorf in nordöstlicher Richtung durchschnitten. Das diluviale Luhetal zeigt nun im oberen Teile dieser Strecke eine hohe Terrasse bezw. Terrassenkante, die nach meinen bisherigen Untersuchungen mindestens bis gegen Schwindebeck flußabwärts in ziemlich gleicher Höhe zwischen 75 und 80 m N. N. verläuft und sich auch in die Seitentäler des Luhetales mehr oder weniger weit hinein verfolgen läßt. Von dieser Kante fällt der Talboden unregelmäßig, z. T. in undeutlichen Absätzen, z. T. auch ziemlich rasch in gleichbleibendem Böschungswinkel, nach einer tieferen und konstant anhaltenden (s. weiter oben) Stufe ab, deren Sohle zwischen Bispingen und Hützel bei 71—72 m N. N. liegt und ein gleichsinnig-regelmäßiges Gefälle parallel dem heutigen Lauf der Luhe nach NO. zeigt. In diese Stufe ist das eingangs erwähnte alluviale Luhetal eingeschnitten.

Schon die eben skizzierten orographischen Verhältnisse beweisen, daß das obere Luhetal und seine Seitentäler zur letzten Eiszeit während einer bestimmten Phase der Vergletscherung von einem glazialen Stausee erfüllt waren, dessen Niveau in etwa 80 m N. N. lag, ferner daß in einer späteren Phase derselben Eiszeit der Stausee in der Richtung der heutigen Luhe sich entleerte und die von den umgebenden Höhen abfließenden Schmelzwässer toter Eisschollen sowie die mit jenen vereinigten atmosphärischen Niederschläge in derselben Richtung ein breites Tal ausfurchten,

dessen Sohle zwischen Bispingen und Hützel bei 71—72 m liegt. Diese Deutung wird durch die stratigraphischen Verhältnisse vollauf bestätigt. Beispielsweise konnte ich direkt am Dorfe Hützel an der Straße nach Evendorf, beim Neubau des Herrn Dr. SCHULENBERG, hinter dessen Wohnhause die Staubeckenkante verläuft, Folgendes beobachten: der die Plateauoberfläche bildende Moränenkies und -sand, der Geschiebeblöcke von etwa 1 cbm Inhalt führt, geht an der Terrainkante talwärts in mittelkörnigen, undeutlich horizontal geschichteten und einzelne kleine Gerölle führenden Sand über. Dieser ist nur 1—1,5 m mächtig und wird unterlagert von tonigem bis sehr tonigem, stark eisenschüssigen Feinsand (Mergelsand), der in einer Brunnenbohrung des Herrn Dr. SCHULENBERG bis auf mehr als 20 m Tiefe unverändert anhielt und allmählich in einen feinen Sand, von etwas gröberem Korn, überging, bis schließlich in etwa 30 m Tiefe ein feiner, schluffiger Sand mit kleinsten kohligen Pflanzenresten und von unangenehmem Geruch angetroffen wurde. Hier wurde die Bohrung eingestellt. Dasselbe Ergebnis hatten zwei Bohrungen in nächster Nähe, die für den im Bau befindlichen Bahnhof Hützel Wasser erschließen sollten. Erwägt man, daß die Oberkante des in der diluvialen Flußterrasse der gegenüberliegenden Talseite der Luhe erschlossenen und mit dem Bispinger Kieselgurlager gleichaltrigen Kieselgurlagers der Herren REYE & Söhne ungefähr im Niveau des erbohrten Schluffsandes liegt, so wird man mit gutem Grunde den Schluffsand als Becken- bezw. Flußablagerung chronologisch mit der Kieselgur parallelisieren und den überlagernden Feinsand (Mergelsand) als glaziale Staubeckenbildung deuten. Die Gurlager des Luhetales, die untereinander stratigraphisch und paläontologisch übereinstimmen, gehören also chronologisch in die der letzten Eiszeit voraufgegangene Interglazialzeit, und die Bedeutung unseres Fundes in der Bispinger Grube beruht in dem Nachweis des interglazialen Menschen in der Lüneburger Heide, in einem Gebiet, das von der letzten Vergletscherung Norddeutschlands noch erfaßt wurde.

Es bleibt noch der merkwürdige Umstand zu erklären, daß

von dem menschlichen Skelett sich nur die unteren Gliedmaßen in der Gur fanden. Ich glaube, die petrographische Beschaffenheit und die Lagerungsverhältnisse der Gur können uns einen Anhalt zur richtigen Deutung geben. Die Gur ist auffallenderweise in ihrer ganzen Mächtigkeit mehr oder weniger sandig. Dazu kommt die starke Beimengung von ausgefälltem Humus gerade in dem Niveau des Profils, in dessen unmittelbarem Hangenden die Knochen lagen. All das deutet darauf hin, daß das ehemals hier vorhandene Wasserbecken, in dem die Gur sich bildete, nicht frei von Wasserströmung gewesen ist, ferner, daß es mit einem vermoorenden Sumpf in Verbindung stand, bezw. rückwärts in einen solchen überging, aus dem der ausgefällte Humus der schwarzen, stark sandigen Gur herstammt. Dies führt zu der Annahme eines Baches oder Flusses, dessen Ufer z. T. vermoort waren, und der in seinem Lauf das erwähnte Wasserbecken berührte bezw. es durchfloß. Da mögen von einem menschlichen Leichnam, der durch einen unglücklichen Zufall oder durch einen Gewaltakt ins Flußbett geraten war, die unteren Gliedmaßen bei der Zersetzung der Weichteile sich losgelöst haben und durch die Strömung abgetrieben worden sein, bis sie an der jetzigen Fundstelle strandeten. Jener interglaziale Fluß nahm, nach verschiedenen geologischen Anzeichen der Gegend zu schließen, wahrscheinlich ungefähr die Richtung der heutigen Luhe und hatte wesentlichen Anteil an der Ausgestaltung der Talverhältnisse der Gegend. Es würde hier aber zu weit führen, die diluviale Hydrographie des Gebietes ausführlich zu erörtern, wie sie sich in der Folgezeit, also namentlich zur Zeit direkt vor und während der letzten Vergletscherung, gestaltete. Das Endresultat der hydrographischen Veränderungen jener Periode bildet das mehrfach erwähnte jungdiluviale spätglaziale Luhetal, dessen Sande unser Kieselgurlager bedecken, und in welches das alluviale Tal der heutigen Luhe eingeschnitten ist. In dem Profil der Bispinger Kieselgurgrube ist nach den bisherigen Ausführungen ein Hiatus zwischen der Gur und dem Talsande vorhanden. In diese Lücke gehören chronologisch einesteils Mergelsande und Tonmergel, die als Stau-

bildungen vor dem heranrückenden Landeis in Buchten und Seitentälern der Abflußrinnen der Schmelzwasser abgelagert, andernteils Geschiebemergel bezw. Geschiebesand, die als Grundmoräne unter dem Eise gebildet wurden. Sie sind weiter abwärts im Luhetal an günstigen Stellen vor der Zerstörung durch Erosion erhalten geblieben, wie z. B. direkt nördlich von Hützel (s. o.). Auch in der erst 1907 neu erschlossenen Kieselgurgrube Schwindebeck konnte ich bei wiederholten Besuchen an der Westwand der Grube das vollständige diluviale Profil von der Kieselgur an aufwärts beobachten, also nachstehende Reihenfolge vom Hangenden zum Liegenden:

| | |
|---|---|
| Talsand | ca. 0,5 m |
| Geschiebelehm | 1—1,3 » |
| Tonmergel, fast völlig entkalkt | 0,3—0,5 » |
| Kieselgur | 1,5 » + |

Der Tonmergel war hier nur 0,3 m mächtig und griff an einer Stelle schlottenförmig in die unterlagernde Gur hinab. Das diluviale Luhetal ist eines der Beispiele dafür, daß in der äußeren Zone des Vergletscherungsgebietes der letzten Vereisung die spätglazialen Schmelzwässer vorgebildete alte Wasserwege wieder benutzten, die während des Höhepunktes der Vergletscherung versperrt gewesen waren oder eine Stromumkehr erlebt hatten.

Anhangsweise möchte ich einen Fund erwähnen, der im Jahre 1898 in der Kieselgurgrube Steinbeck (Meßtischblatt Evendorf; damaliger Besitzer Jasmin-Hamburg) gemacht wurde, die in gerader Linie 3 km talabwärts von der Grube Bispingen auf der rechten Talseite des diluvialen Luhetales erschlossen war und 1907 vorläufig außer Betrieb gesetzt wurde. Nach einem in Bispingen und Hützel umlaufenden Gerücht sollte früher einmal eine menschliche Leiche in der Gur in Steinbeck gefunden worden sein. Herr Werkführer Maier, unter dessen Leitung die Kieselgurgrube Steinbeck seit 1898 stand und der bei der Auffindung zugegen war, konnte mir über den Fund, dessen er sich noch genau erinnert, 1907 und 1909 übereinstimmend ausführlich berichten, was ich im Folgenden gedrängt wiedergebe.

Im westlichen Teile der Grube lag in der unteren, dunkelgrünen Gur ziemlich wagerecht ein menschliches Skelett mit Schädelknochen, Unterkiefer, Wirbelsäule, Rippen, Arm- und Beinknochen in einem Hohlraum, der etwa 30 cm breit und nicht ganz so hoch war. Die einschließende Gur war nicht grün, sondern weißlich bis gelb und »schmierig-fett vom Leichnam«. Die Knochen sollen von Hamburger Herren mitgenommen worden sein. Ganz in der Nähe und ungefähr im Niveau des erwähnten Skelettfundes wurde im Verlaufe der nächsten Jahre eine Anzahl von Knochen gefunden, die zu einem jungen, aber überaus stark gebauten Individuum von *Cervus elaphus* gehören. Sie wurden mir von Herrn Dr. Schulenberg-Hützel für das Geologische Landesmuseum der Königl. Geologischen Landesanstalt in Berlin freundlichst zur Verfügung gestellt.

Leider blieben bis jetzt alle meine Nachforschungen nach dem Verbleib des menschlichen Skelettes erfolglos. Ich beschränke mich deshalb darauf, jenen Fund mit Vorbehalt hier zu registrieren. Vielleicht kommt später doch noch Licht in diese Angelegenheit. Die Lagerungsverhältnisse der Gur in der Steinbecker Grube hoffe ich demnächst mit den übrigen Kieselguraufschlüssen des Luhetales zusammen an dieser Stelle ausführlich schildern zu können. Sie gleichen im allgemeinen jenen bei Bispingen, nur mit dem Unterschied, daß der überlagernde jungdiluviale Talsand durchschnittlich 3—4 m mächtig ist und einzelne große Geschiebeblöcke führt, von denen einzelne fast $^1/_2$ cbm maßen. Die bauwürdige, fast durchweg sandfreie Gur selbst erreichte in jener Grube eine bedeutend größere Mächtigkeit als in der Bispinger Grube und war mit 6 m nicht durchsunken. Lediglich technischer Schwierigkeiten wegen wurde die Grube vorläufig aufgelassen. Auch die in der Gur von mir festgestellte Phanerogamenflora stimmt vollständig mit jener von Bispingen überein. Außer den von dort erwähnten Arten führe ich hier noch an:

*Ilex Aquifolium* L.
*Acer platanoides* L.
*Cornus sanguinea* L.
*Fraxinus excelsior* L.

## 2. Die Kieselgurgrube bei Ober-Ohe.

Die bekannten Kieselgurlager bei Wiechel, Neu-Ohe und Ober-Ohe (Meßtischblatt Unterlüß) liegen in einer schwachen, muldenförmigen Vertiefung des Diluvialplateaus bei Unterlüß. Es handelt sich um eine von Nord nach Süd über mehr als 2 km ausgedehnte beckenartige Verbreiterung des diluvialen Tales der Sothrieth, die das Gebiet in ostwestlicher Richtung durchfließt. Die aufgeschlossenen Gurlager werden von fluviatilen Sanden in wechselnder Mächtigkeit diskordant überlagert. Über das Ganze breitet sich eine 2—3 m mächtige Geschiebesanddecke mit zahlreichen großen Blöcken, von denen viele mehr als 1 cbm messen. Der Geschiebesand geht an mehreren Stellen in typischen Geschiebelehm über und bildet wie dieser eine Facies der Grundmoräne der letzten Vereisung.

In einer der Gruben von Ober-Ohe wurde 1907 in meiner Gegenwart durch die Arbeiter, die der Besitzer der Grube, Herr v. d. Ohe, in liebenswürdiger Weise mir zur Freilegung eines frischen Profils zur Verfügung gestellt hatte, aus der »grauen Gur«, welche dort die weiße Gur unterlagert, ein etwa 1 m langes Stück eines Kiefernastes (oder eines dünnen Kiefernstammes?) bloßgelegt, das am einen Ende Spuren menschlicher Bearbeitung zeigt. Das andere Ende wurde, da es von keiner Bedeutung war, abgebrochen an einer Stelle, die schon halb durchgeborsten war, und auf die Halde geworfen. Das Stück, welches die künstliche Veränderung aufweist, ist dem Geologischen Landesmuseum der Kgl. Geol. Landesanstalt in Berlin überwiesen. Es zeigt eine schwache Biegung, die nicht auf natürliche Entstehung durch krummen Wuchs usw. zurückgeführt werden kann. Im Mittelpunkt der Biegung ist es auf der konkaven Seite auf eine Länge von 8—10 cm derart abgescheuert, daß im Längsschnitt der innere Rand eine Einbuchtung zeigt, während der ursprünglich ungefähr kreisrunde Querschnitt hier verflacht erscheint, ohne indes zwei Ecken zu haben. Die ganze Deformation ist keinesfalls auf die Tätigkeit von Bibern zurückzuführen. Es finden sich an der ganzen deformierten Stelle überhaupt keine Schnittflächen, weder

kleine, etwa von Zähnen herrührend, noch größere, etwa auf ein als Messer dienendes Instrument deutend. Die Stelle ist vielmehr gleichmäßig glatt, erscheint wie abgehobelt oder schwach poliert und kann nur durch reibende oder raspelnde bezw. scheuernde Tätigkeit entstanden sein (vergl. Taf. 19).

Ich glaube, daß das Stück ein Teil eines primitiven Apparates zum Feueranzünden war, und stelle mir die ganze Vorrichtung so vor, daß der Zündstock oder Feuerbohrer als senkrechte Welle zwischen zwei wagerecht befestigten und seitlich gegen einander gepreßten Hölzern, den Feuerstöcken, in rasche drehende Bewegung gesetzt wurde. Genau dieselbe Methode wurde im Prinzip von den Brahmanen bis in die neueste Zeit befolgt, um das heilige Feuer zu erzeugen (vergl. J. Ranke, der Mensch, II. Aufl., Leipzig und Wien 1894, II. Bd., S. 470). Unser Fundstück halte ich demnach für einen außer Gebrauch gekommenen, weggeworfenen Feuerstock. An der deformierten Stelle des Stückes ist keine Spur einer Ankohlung zu bemerken; das ist vielleicht so zu deuten, daß der als Feuerstock verwendete Kiefernast für den beabsichtigten Zweck nicht taugte und deshalb nach längerem fruchtlosen Bemühen in den nahen See geschleudert wurde. Es ist aber auch möglich, daß bei dieser Methode der Feuerzündung nur der Zündstock oder Feuerbohrer Feuer fängt, und daß die Feuerstöcke durch die Reibung nur abgenutzt werden. Als Feuerbohrer muß dann jedenfalls eine weiche, zartfaserige Holzart, etwa Lindenholz oder Pulverholz, gewählt werden, während die Feuerstöcke aus einem harten, lang- oder kurzfaserigen, im Notfall auch grobfaserigen Holz, etwa des Ahorns, der Buche oder der Eiche, zu wählen sein dürften. Aus der Literatur konnte ich in dieser Beziehung nur erfahren, daß »passende Holzarten« dazu verwandt werden. Ob aber Kiefernholz eine passende Holzart zur Erzeugung von Feuer durch Reibung ist, entzieht sich meiner Kenntnis; ich möchte es bezweifeln.

Ist meine Deutung richtig, so beweist das Fundstück die Anwesenheit des Menschen in der Gegend zur Zeit, als hier ein großer See bestand, in dem die Kieselgur sich ablagerte, d. h. in

derselben Interglazialzeit, auf die der Fund bei Bispingen zu beziehen ist. Die in der Gur von Ober-Ohe festgestellten Phanerogamen sind dieselben wie in Bispingen und Steinbeck.

### 3. Der Süßwassermergel bei Westerweyhe.

Aus dieser Grube (Meßtischblatt Ebstorf) konnten Herr Monke und ich seit Jahren regelmäßig einzelne Knochen diluvialer Säuger für das Geologische Landesmuseum der Kgl. Geologischen Landesanstalt in Berlin aufsammeln, die z. T. zu *Rhinoceros Mercki* zu gehören scheinen. Merkwürdig ist dabei der von uns beiden häufig beobachtete Umstand, daß außer mehr oder weniger gut erhaltenen ganzen Knochen, die meist zu mehreren beieinander lagen, sich zahlreiche Knochenbruchstücke regellos durch das Mergellager zerstreut vorfanden. Die Bruchstücke sind nicht etwa Trümmer von Knochen, die durch den Spaten der Arbeiter beim Anschneiden der Schicht zerbrochen worden wären, sondern sie lagen, wie wir uns des öfteren überzeugen konnten, als Trümmer im Mergel regellos zerstreut. Es handelt sich dabei auch nicht um Stücke, wie sie beim Verwesungsprozeß durch Auseinanderfallen der einzelnen Teile eines Knochens entstehen, oder um Stücke, die Spuren des Gebisses von Raubtieren aufweisen würden, sondern um intakte Splitter und Späne, wie sie beim Zerschlagen von Knochen entstehen. Schlagnarben vermochten wir an den Stücken allerdings nicht zu entdecken, doch dürfte das Fehlen eines solchen Argumentes nicht schwer wiegen, wenn man bedenkt, daß spröde Knochen, etwa von älteren Individuen, durch Schlag oder Stoß verhältnismäßig leicht springen, und daß geringfügige Schlagnarben durch die Verwesung der organischen Substanz und den Fossilisierungsprozeß, dem die Stücke seit ihrer Einbettung im Mergellager unterworfen waren, wieder zerstört worden sein können. Die Stücke sind so klein und so formlos, daß es meist nicht gelingt, sie als Stücke von bestimmten Skeletteilen überhaupt, geschweige von solchen bestimmter Tierarten zu erkennen. In vielen Fällen gehören sie Röhrenknochen an; es fehlen aber keineswegs Stücke, die zu kompakten Knochen gehört

haben müssen. Auffallend ist jedenfalls die unnatürliche Splitterung der Knochen einerseits und ihre regellos zerstreute Verteilung im Mergellager andererseits. Diese Umstände lassen wohl mit Recht vermuten, daß es sich hier um Abfälle aus menschlicher Tätigkeit handelt, möge diese nun auf die Erlangung des Markes der Knochen oder auf die Herstellung von Werkzeugen gerichtet gewesen sein.

Der Süßwassermergel von Westerweyhe gehört nach seiner Entstehungszeit der letzten Interglazialzeit an wie die oben berührten Kieselgurlager. An Resten von Phanerogamen konnte ich bisher nur

*Pinus silvestris* L.
*Betula alba* L.
*Menyanthes trifoliata* L.

feststellen.

### 4. Der Süßwasserkalk von Nedden-Averbergen.

Aus dem westlichsten der in einem Seitental der Lehrde erschlossenen Süßwasserkalklager[1]) (Meßtischblatt Dörverden) erhielt ich im Februar 1909 bei meinem Dortsein vom Besitzer, Herrn Renken-Armsen, ein wenige Tage vorher im zentralen Teile des beinahe kreisrunden, im Durchmesser etwa 100 m großen Lagers mitten im Kalkmergel gefundenes Stück Kiefernholz von etwa 20 cm Länge und 5 cm Dicke, das größtenteils verkohlt war und in den Berstungsstellen des Holzes noch Aschenreste enthielt, während der übrige Teil völlig intakt war. Möglicherweise könnte das Stück von einem Waldbrand herrühren, der durch Blitzschlag entstanden sein könnte. Dann müßte das Stück durch fließendes Wasser an seine Lagerstelle im Mergel gelangt sein. Es zeigt aber keinerlei Spuren eines Transportes durch fließendes Wasser, andererseits ist der Mergel auch durchaus rein von sandigen Beimischungen, die als notwendige Folge eines fluviatilen Transportes vorhanden sein müßten, und enthielt keine weiteren Holzkohlen-

[1]) Vergl. auch: Geologisch-agronomische Karte der Gegend östlich von Verden a. d. Aller nebst Erläuterungen. Herausgegeben von der Königl. Preuß. Geol. Landesanstalt. Berlin 1910.

teile, so daß mir jene Annahme unwahrscheinlich erscheint. Der Gedanke liegt nahe, daß es sich hier um ein von einer Feuerstelle am Ufer des ehemaligen Seebeckens stammendes, vielleicht als Fackel gebrauchtes und von einem Menschen ins Wasser geworfenes Holzstück handeln könnte. Mit mehr Wahrscheinlichkeit dürfte ein von mir bei einem späteren Besuch der Grube festgestelltes Vorkommen von zerbrochenen Röhrenknochen im Mergel, namentlich zweier in der Mitte des Schaftes durch einen kräftigen Schlag splitterig zerbrochener Tibien, die zwei verschiedenen Individuen der Gattung *Cervus* angehören (nach freundlicher Bestimmung des Herrn SCHROEDER), für die Anwesenheit des diluvialen Menschen in der Gegend zur Zeit der Bildung unseres Süßwassermergellagers sprechen. Denn auch die beiden Knochenstücke weisen nicht die geringste Spur einer Abrollung auf, können also unmöglich durch fließendes Wasser in das Lager gelangt sein. Ein solcher Transport würde übrigens bei dem verhältnismäßig hohen spezifischen Gewicht der Knochen eine derart kräftige Wasserströmung voraussetzen, daß unter allen Umständen auch Sand und Gerölle mitgerissen worden wären. Davon zeigt das Lager aber, wie bereits erwähnt, durch seine ganze Mächtigkeit hindurch nicht eine Spur, so viel neue Profilwände ich auch zu sehen Gelegenheit hatte. Die Knochen müssen also in den ehemaligen Teich, dessen Mulde heute das Kalkmergellager erfüllt, vom Ufer aus hineingeworfen worden sein, und die Deutung drängt sich unwillkürlich auf, daß in nächster Nähe vorübergehend oder auf längere Dauer eine Niederlassung von diluvialen Menschen war, die die Knochen des erlegten Wildes zwecks Gewinnung von Mark zerschlugen und die Reste und Abfälle gelegentlich in den Teich warfen. Vielleicht finden sich später weitere und ergänzende Beweisobjekte für die Anwesenheit des diluvialen Menschen in der Gegend.

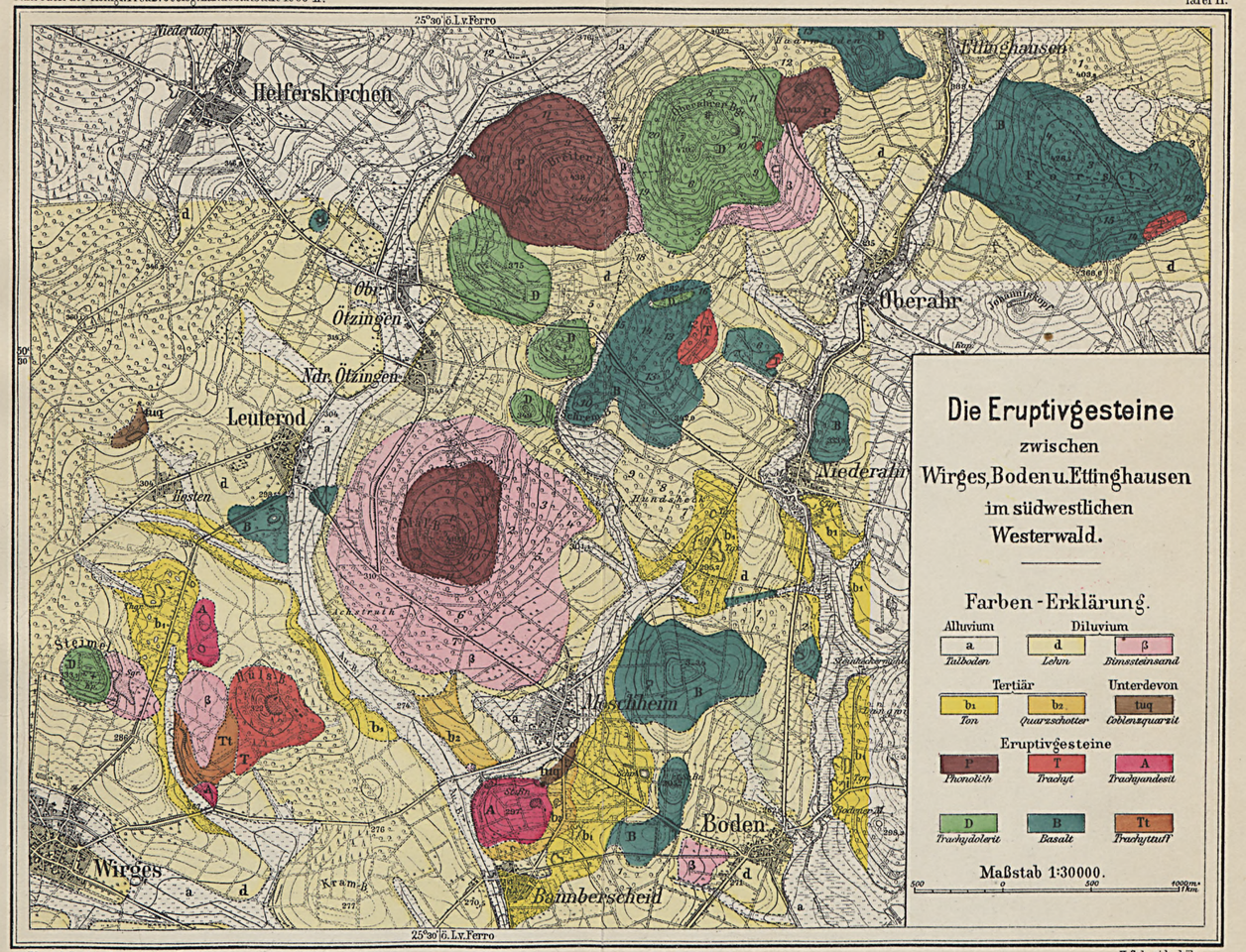
Die Süßwasserkalklager von Nedden-Averbergen gehören ihrer Entstehungszeit nach ebenfalls jener Interglazialzeit an, die der letzten Vergletscherung Norddeutschlands vorausging. An Phanerogamenresten konnten hier u. a. festgestellt werden:

*Picea excelsa* Lk.
*Pinus silvestris* L.
*Najas major* Rth.
*Cladium Mariscus* R. Br.
*Phragmites communis* Trin.
*Corylus Avellana* L.
*Carpinus Betulus* L.
*Betula alba* L.
*Alnus glutinosa* Gaertn.
*Tilia platyphyllos* Scop.

Berlin, den 8. Febr. 1910.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
III 15008


25°30' 6. L.v.Ferro
Niederdorf
Helferskirchen
Ettinghausen
Oberahr
Johanniskreuz
Ober-Ötzingen
Ndr. Ötzingen
Leuterod
Hasten
Steimel
Moschheim
Boden
Niederahr
Wirges
Kram-B.
Bamberscheid
Die Eruptivgesteine
zwischen
Wirges, Boden u. Ettinghausen
im südwestlichen
Westerwald.
Farben-Erklärung.
Alluvium
a Talboden
Diluvium
d Lehm
β Bimssteinsand
Tertiär
b1 Ton
b2 Quarzschotter
Unterdevon
tuq Coblenzquarzit
Eruptivgesteine
P Phonolith
T Trachyt
A Trachyandesit
D Trachydolerit
B Basalt
Tt Trachyttuff
Maßstab 1:30000.
500 0 500 1000m
1 0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23 24 25 26 27 28 29 30 31 32 33 34 35 36 37 38 39 40 41 42 43 44 45 46 47 48 49 50 51 52 53 54 55 56 57 58 59 60 61 62 63 64 65 66 67 68 69 70 71 72 73 74 75 76 77 78 79 80 81 82 83 84 85 86 87 88 89 90 91 92 93 94 95 96 97 98 99 100 101 102 103 104 105 106 107 108 109 110 111 112 113 114 115 116 117 118 119 120 121 122 123 124 125 126 127 128 129 130 131 132 133 134 135 136 137 138 139 140 141 142 143 144 145 146 147 148 149 150 151 152 153 154 155 156 157 158 159 160 161 162 163 164 165 166 167 168 169 170 171 172 173 174 175 176 177 178 179 180 181 182 183 184 185 186 187 188 189 190 191 192 193 194 195 196 197 198 199 200 201 202 203 204 205 206 207 208 209 210 211 212 213 214 215 216 217 218 219 220 221 222 223 224 225 226 227 228 229 230 231 232 233 234 235 236 237 238 239 240 241 242 243 244 245 246 247 248 249 250 251 252 253 254 255 256 257 258 259 260 261 262 263 264 265 266 267 268 269 270 271 272 273 274 275 276 277 278 279 280 281 282 283 284 285 286 287 288 289 290 291 292 293 294 295 296 297 298 299 300 301 302 303 304 305 306 307 308 309 310 311 312 313 314 315 316 317 318 319 320 321 322 323 324 325 326 327 328 329 330 331 332 333 334 335 336 337 338 339 340 341 342 343 344 345 346 347 348 349 350 351 352 353 354 355 356 357 358 359 360 361 362 363 364 365 366 367 368 369 370 371 372 373 374 375 376 377 378 379 380 381 382 383 384 385 386 387 388 389 390 391 392 393 394 395 396 397 398 399 400 401 402 403 404 405 406 407 408 409 410 411 412 413 414 415 416 417 418 419 420 421 422 423 424 425 426 427 428 429 430 431 432 433 434 435 436 437 438 439 440 441 442 443 444 445 446 447 448 449 450 451 452 453 454 455 456 457 458 459 460 461 462 463 464 465 466 467 468 469 470 471 472 473 474 475 476 477 478 479 480 481 482 483 484 485 486 487 488 489 490 491 492 493 494 495 496 497 498 499 500 501 502 503 504 505 506 507 508 509 510 511 512 513 514 515 516 517 518 519 520 521 522 523 524 525 526 527 528 529 530 531 532 533 534 535 536 537 538 539 540 541 542 543 544 545 546 547 548 549 550 551 552 553 554 555 556 557 558 559 560 561 562 563 564 565 566 567 568 569 570 571 572 573 574 575 576 577 578 579 580 581 582 583 584 585 586 587 588 589 590 591 592 593 594 595 596 597 598 599 600 601 602 603 604 605 606 607 608 609 610 611 612 613 614 615 616 617 618 619 620 621 622 623 624 625 626 627 628 629 630 631 632 633 634 635 636 637 638 639 640 641 642 643 644 645 646 647 648 649 650 651 652 653 654 655 656 657 658 659 660 661 662 663 664 665 666 667 668 669 670 671 672 673 674 675 676 677 678 679 680 681 682 683 684 685 686 687 688 689 690 691 692 693 694 695 696 697 698 699 700 701 702 703 704 705 706 707 708 709 710 711 712 713 714 715 716 717 718 719 720 721 722 723 724 725 726 727 728 729 730 731 732 733 734 735 736 737 738 739 740 741 742 743 744 745 746 747 748 749 750 751 752 753 754 755 756 757 758 759 760 761 762 763 764 765 766 767 768 769 770 771 772 773 774 775 776 777 778 779 780 781 782 783 784 785 786 787 788 789 790 791 792 793 794 795 796 797 798 799 800 801 802 803 804 805 806 807 808 809 810 811 812 813 814 815 816 817 818 819 820 821 822 823 824 825 826 827 828 829 830 831 832 833 834 835 836 837 838 839 840 841 842 843 844 845 846 847 848 849 850 851 852 853 854 855 856 857 858 859 860 861 862 863 864 865 866 867 868 869 870 871 872 873 874 875 876 877 878 879 880 881 882 883 884 885 886 887 888 889 890 891 892 893 894 895 896 897 898 899 900 901 902 903 904 905 906 907 908 909 910 911 912 913 914 915 916 917 918 919 920 921 922 923 924 925 926 927 928 929 930 931 932 933 934 935 936 937 938 939 940 941 942 943 944 945 946 947 948 949 950 951 952 953 954 955 956 957 958 959 960 961 962 963 964 965 966 967 968 969 970 971 972 973 974 975 976 977 978 979 980 981 982 983 984 985 986 987 988 989 990 991 992 993 994 995 996 997 998 999 1000 1001 1002 1003 1004 1005 1006 1007 1008 1009 1010 1011 1012 1013 1014 1015 1016 1017 1018 1019 1020 1021 1022 1023 1024 1025 1026 1027 1028 1029 1030 1031 1032 1033 1034 1035 1036 1037 1038 1039 1040 1041 1042 1043 1044 1045 1046 1047 1048 1049 1050 1051 1052 1053 1054 1055 1056 1057 1058 1059 1060 1061 1062 1063 1064 1065 1066 1067 1068 1069 1070 1071 1072 1073 1074 1075 1076 1077 1078 1079 1080 1081 1082 1083 1084 1085 1086 1087 1088 1089 1090 1091 1092 1093 1094 1095 1096 1097 1098 1099 1100 1101 1102 1103 1104 1105 1106 1107 1108 1109 1110 1111 1112 1113 1114 1115 1116 1117 1118 1119 1120 1121 1122 1123 1124 1125 1126 1127 1128 1129 1130 1131 1132 1133 1134 1135 1136 1137 1138 1139 1140 1141 1142 1143 1144 1145 1146 1147 1148 1149 1150 1151 1152 1153 1154 1155 1156 1157 1158 1159 1160 1161 1162 1163 1164 1165 1166 1167 1168 1169 1170 1171 1172 1173 1174 1175 1176 1177 1178 1179 1180 1181 1182 1183 1184 1185 1186 1187 1188 1189 1190 1191 1192 1193 1194 1195 1196 1197 1198 1199 1200 1201 1202 1203 1204 1205 1206 1207 1208 1209 1210 1211 1212 1213 1214 1215 1216 1217 1218 1219 1220 1221 1222 1223 1224 1225 1226 1227 1228 1229 1230 1231 1232 1233 1234 1235 1236 1237 1238 1239 1240 1241 1242 1243 1244 1245 1246 1247 1248 1249 1250 1251 1252 1253 1254 1255 1256 1257 1258 1259 1260 1261 1262 1263 1264 1265 1266 1267 1268 1269 1270 1271 1272 1273 1274 1275 1276 1277 1278 1279 1280 1281 1282 1283 1284 1285 1286 1287 1288 1289 1290 1291 1292 1293 1294 1295 1296 1297 1298 1299 1300 1301 1302 1303 1304 1305 1306 1307 1308 1309 1310 1311 1312 1313 1314 1315 1316 1317 1318 1319 1320 1321 1322 1323 1324 1325 1326 1327 1328 1329 1330 1331 1332 1333 1334 1335 1336 1337 1338 1339 1340 1341 1342 1343 1344 1345 1346 1347 1348 1349 1350 1351 1352 1353 1354 1355 1356 1357 1358 1359 1360 1361 1362 1363 1364 1365 1366 1367 1368 1369 1370 1371 1372 1373 1374 1375 1376 1377 1378 1379 1380 1381 1382 1383 1384 1385 1386 1387 1388 1389 1390 1391 1392 1393 1394 1395 1396 1397 1398 1399 1400 1401 1402 1403 1404 1405 1406 1407 1408 1409 1410 1411 1412 1413 1414 1415 1416 1417 1418 1419 1420 1421 1422 1423 1424 1425 1426 1427 1428 1429 1430 1431 1432 1433 1434 1435 1436 1437 1438 1439 1440 1441 1442 1443 1444 1445 1446 1447 1448 1449 1450 1451 1452 1453 1454 1455 1456 1457 1458 1459 1460 1461 1462 1463 1464 1465 1466 1467 1468 1469 1470 1471 1472 1473 1474 1475 1476 1477 1478 1479 1480 1481 1482 1483 1484 1485 1486 1487 1488 1489 1490 1491 1492 1493 1494 1495 1496 1497 1498 1499 1500 1501 1502 1503 1504 1505 1506 1507 1508 1509 1510 1511 1512 1513 1514 1515 1516 1517 1518 1519 1520 1521 1522 1523 1524 1525 1526 1527 1528 1529 1530 1531 1532 1533 1534 1535 1536 1537 1538 1539 1540 1541 1542 1543 1544 1545 1546 1547 1548 1549 1550 1551 1552 1553 1554 1555 1556 1557 1558 1559 1560 1561 1562 1563 1564 1565 1566 1567 1568 1569 1570 1571 1572 1573 1574 1575 1576 1577 1578 1579 1580 1581 1582 1583 1584 1585 1586 1587 1588 1589 1590 1591 1592 1593 1594 1595 1596 1597 1598 1599 1600 1601 1602 1603 1604 1605 1606 1607 1608 1609 1610 1611 1612 1613 1614 1615 1616 1617 1618 1619 1620 1621 1622 1623 1624 1625 1626 1627 1628 1629 1630 1631 1632 1633 1634 1635 1636 1637 1638 1639 1640 1641 1642 1643 1644 1645 1646 1647 1648 1649 1650 1651 1652 1653 1654 1655 1656 1657 1658 1659 1660 1661 1662 1663 1664 1665 1666 1667 1668 1669 1670 1671 1672 1673 1674 1675 1676 1677 1678 1679 1680 1681 1682 1683 1684 1685 1686 1687 1688 1689 1690 1691 1692 1693 1694 1695 1696 1697 1698 1699 1700 1701 1702 1703 1704 1705 1706 1707 1708 1709 1710 1711 1712 1713 1714 1715 1716 1717 1718 1719 1720 1721 1722 1723 1724 1725 1726 1727 1728 1729 1730 1731 1732 1733 1734 1735 1736 1737 1738 1739 1740 1741 1742 1743 1744 1745 1746 1747 1748 1749 1750 1751 1752 1753 1754 1755 1756 1757 1758 1759 1760 1761 1762 1763 1764 1765 1766 1767 1768 1769 1770 1771 1772 1773 1774 1775 1776 1777 1778 1779 1780 1781 1782 1783 1784 1785 1786 1787 1788 1789 1790 1791 1792 1793 1794 1795 1796 1797 1798 1799 1800 1801 1802 1803 1804 1805 1806 1807 1808 1809 1810 1811 1812 1813 1814 1815 1816 1817 1818 1819 1820 1821 1822 1823 1824 1825 1826 1827 1828 1829 1830 1831 1832 1833 1834 1835 1836 1837 1838 1839 1840 1841 1842 1843 1844 1845 1846 1847 1848 1849 1850 1851 1852 1853 1854 1855 1856 1857 1858 1859 1860 1861 1862 1863 1864 1865 1866 1867 1868 1869 1870 1871 1872 1873 1874 1875 1876 1877 1878 1879 1880 1881 1882 1883 1884 1885 1886 1887 1888 1889 1890 1891 1892 1893 1894 1895 1896 1897 1898 1899 1900 1901 1902 1903 1904 1905 1906 1907 1908 1909 1910 1911 1912 1913 1914 1915 1916 1917 1918 1919 1920 1921 1922 1923 1924 1925 1926 1927 1928 1929 1930 1931 1932 1933 1934 1935 1936 1937 1938 1939 1940 1941 1942 1943 1944 1945 1946 1947 1948 1949 1950 1951 1952 1953 1954 1955 1956 1957 1958 1959 1960 1961 1962 1963 1964 1965 1966 1967 1968 1969 1970 1971 1972 1973 1974 1975 1976 1977 1978 1979 1980 1981 1982 1983 1984 1985 1986 1987 1988 1989 1990 1991 1992 1993 1994 1995 1996 1997 1998 1999 2000 2001 2002 2003 2004 2005 2006 2007 2008 2009 2010 2011 2012 2013 2014 2015 2016 2017 2018 2019 2020 2021 2022 2023 2024 2025 2026 2027 2028 2029 2030 2031 2032 2033 2034 2035 2036 2037 2038 2039 2040 2041 2042 2043 2044 2045 2046 2047 2048 2049 2050 2051 2052 2053 2054 2055 2056 2057 2058 2059 2060 2061 2062 2063 2064 2065 2066 2067 2068 2069 2070 2071 2072 2073 2074 2075 2076 2077 2078 2079 2080 2081 2082 2083 2084 2085 2086 2087 2088 2089 2090 2091 2092 2093 2094 2095 2096 2097 2098 2099 2100 2101 2102 2103 2104 2105 2106 2107 2108 2109 2110 2111 2112 2113 2114 2115 2116 2117 2118 2119 2120 2121 2122 2123 2124 2125 2126 2127 2128 2129 2130 2131 2132 2133 2134 2135 2136 2137 2138 2139 2140 2141 2142 2143 2144 2145 2146 2147 2148 2149 2150 2151 2152 2153 2154 2155 2156 2157 2158 2159 2160 2161 2162 2163 2164 2165 2166 2167 2168 2169 2170 2171 2172 2173 2174 2175 2176 2177 2178 2179 2180 2181 2182 2183 2184 2185 2186 2187 2188 2189 2190 2191 2192 2193 2194 2195 2196 2197 2198 2199 2200 2201 2202 2203 2204 2205 2206 2207 2208 2209 2210 2211 2212 2213 2214 2215 2216 2217 2218 2219 2220 2221 2222 2223 2224 2225 2226 2227 2228 2229 2230 2231 2232 2233 2234 2235 2236 2237 2238 2239 2240 2241 2242 2243 2244 2245 2246 2247 2248 2249 2250 2251 2252 2253 2254 2255 2256 2257 2258 2259 2260 2261 2262 2263 2264 2265 2266 2267 2268 2269 2270 2271 2272 2273 2274 2275 2276 2277 2278 2279 2280 2281 2282 2283 2284 2285 2286 2287 2288 2289 2290 2291 2292 2293 2294 2295 2296 2297 2298 2299 2300 2301 2302 2303 2304 2305 2306 2307 2308 2309 2310 2311 2312 2313 2314 2315 2316 2317 2318 2319 2320 2321 2322 2323 2324 2325 2326 2327 2328 2329 2330 2331 2332 2333 2334 2335 2336 2337 2338 2339 2340 2341 2342 2343 2344 2345 2346 2347 2348 2349 2350 2351 2352 2353 2354 2355 2356 2357 2358 2359 2360 2361 2362 2363 2364 2365 2366 2367 2368 2369 2370 2371 2372 2373 2374 2375 2376 2377 2378 2379 2380 2381 2382 2383 2384 2385 2386 2387 2388 2389 2390 2391 2392 2393 2394 2395 2396 2397 2398 2399 2400 2401 2402 2403 2404 2405 2406 2407 2408 2409 2410 2411 2412 2413 2414 2415 2416 2417 2418 2419 2420 2421 2422 2423 2424 2425 2426 2427 2428 2429 2430 2431 2432 2433 2434 2435 2436 2437 2438 2439 2440 2441 2442 2443 2444 2445 2446 2447 2448 2449 2450 2451 2452 2453 2454 2455 2456 2457 2458 2459 2460 2461 2462 2463 2464 2465 2466 2467 2468 2469 2470 2471 2472 2473 2474 2475 2476 2477 2478 2479 2480 2481 2482 2483 2484 2485 2486 2487 2488 2489 2490 2491 2492 2493 2494 2495 2496 2497 2498 2499 2500 2501 2502 2503 2504 2505 2506 2507 2508 2509 2510 2511 2512 2513 2514 2515 2516 2517 2518 2519 2520 2521 2522 2523 2524 2525 2526 2527 2528 2529 2530 2531 2532 2533 2534 2535 2536 2537 2538 2539 2540 2541 2542 2543 2544 2545 2546 2547 2548 2549 2550 2551 2552 2553 2554 2555 2556 2557 2558 2559 2560 2561 2562 2563 2564 2565 2566 2567 2568 2569 2570 2571 2572 2573 2574 2575 2576 2577 2578 2579 2580 2581 2582 2583 2584 2585 2586 2587 2588 2589 2590 2591 2592 2593 2594 2595 2596 2597 2598 2599 2600 2601 2602 2603 2604 2605 2606 2607 2608 2609 2610 2611 2612 2613 2614 2615 2616 2617 2618 2619 2620 2621 2622 2623 2624 2625 2626 2627 2628 2629 2630 2631 2632 2633 2634 2635 2636 2637 2638 2639 2640 2641 2642 2643 2644 2645 2646 2647 2648 2649 2650 2651 2652 2653 2654 2655 2656 2657 2658 2659 2660 2661 2662 2663 2664 2665 2666 2667 2668 2669 2670 2671 2672 2673 2674 2675 2676 2677 2678 2679 2680 2681 2682 2683 2684 2685 2686 2687 2688 2689 2690 2691 2692 2693 2694 2695 2696 2697 2698 2699 2700 2701 2702 2703 2704 2705 2706 2707 2708 2709 2710 2711 2712 2713 2714 2715 2716 2717 2718 2719 2720 2721 2722 2723 2724 2725 2726 2727 2728 2729 2730 2731 2732 2733 2734 2735 2736 2737 2738 2739 2740 2741 2742 2743 2744 2745 2746 2747 2748 2749 2750 2751 2752 2753 2754 2755 2756 2757 2758 2759 2760 2761 2762 2763 2764 2765 2766 2767 2768 2769 2770 2771 2772 2773 2774 2775 2776 2777 2778 2779 2780 2781 2782 2783 2784 2785 2786 2787 2788 2789 2790 2791 2792 2793 2794 2795 2796 2797 2798 2799 2800 2801 2802 2803 2804 2805 2806 2807 2808 2809 2810 2811 2812 2813 2814 2815 2816 2817 2818 2819 2820 2821 2822 2823 2824 2825 2826 2827 2828 2829 2830 2831 2832 2833 2834 2835 2836 2837 2838 2839 2840 2841 2842 2843 2844 2845 2846 2847 2848 2849 2850 2851 2852 2853 2854 2855 2856 2857 2858 2859 2860 2861 2862 2863 2864 2865 2866 2867 2868 2869 2870 2871 2872 2873 2874 2875 2876 2877 2878 2879 2880 2881 2882 2883 2884 2885 2886 2887 2888 2889 2890 2891 2892 2893 2894 2895 2896 2897 2898 2899 2900 2901 2902 2903 2904 2905 2906 2907 2908 2909 2910 2911 2912 2913 2914 2915 2916 2917 2918 2919 2920 2921 2922 2923 2924 2925 2926 2927 2928 2929 2930 2931 2932 2933 2934 2935 2936 2937 2938 2939 2940 2941 2942 2943 2944 2945 2946 2947 2948 2949 2950 2951 2952 2953 2954 2955 2956 2957 2958 2959 2960 2961 2962 2963 2964 2965 2966 2967 2968 2969 2970 2971 2972 2973 2974 2975 2976 2977 2978 2979 2980 2981 2982 2983 2984 2985 2986 2987 2988 2989 2990 2991 2992 2993 2994 2995 2996 2997 2998 2999 3000 3001 3002 3003 3004 3005 3006 3007 3008 3009 3010 3011 3012 3013 3014 3015 3016 3017 3018 3019 3020 3021 3022 3023 3024 3025 3026 3027 3028 3029 3030 3031 3032 3033 3034 3035 3036 3037 3038 3039 3040 3041 3042 3043 3044 3045 3046 3047 3048 3049 3050 3051 3052 3053 3054 3055 3056 3057 3058 3059 3060 3061 3062 3063 3064 3065 3066 3067 3068 3069 3070 3071 3072 3073 3074 3075 3076 3077 3078 3079 3080 3081 3082 3083 3084 3085 3086 3087 3088 3089 3090 3091 3092 3093 3094 3095 3096 3097 3098 3099 3100 3101 3102 3103 3104 3105 3106 3107 3108 3109 3110 3111 3112 3113 3114 3115 3116 3117 3118 3119 3120 3121 3122 3123 3124 3125 3126 3127 3128 3129 3130 3131 3132 3133 3134 3135 3136 3137 3138 3139 3140 3141 3142 3143 3144 3145 3146 3147 3148 3149 3150 3151 3152 3153 3154 3155 3156 3157 3158 3159 3160 3161 3162 3163 3164 3165 3166 3167 3168 3169 3170 3171 3172 3173 3174 3175 3176 3177 3178 3179 3180 3181 3182 3183 3184 3185 3186 3187 3188 3189 3190 3191 3192 3193 3194 3195 3196 3197 3198 3199 3200 3201 3202 3203 3204 3205 3206 3207 3208 3209 3210 3211 3212 3213 3214 3215 3216 3217 3218 3219 3220 3221 3222 3223 3224 3225 3226 3227 3228 3229 3230 3231 3232 3233 3234 3235 3236 3237 3238 3239 3240 3241 3242 3243 3244 3245 3246 3247 3248 3249 3250 3251 3252 3253 3254 3255 3256 3257 3258 3259 3260 3261 3262 3263 3264 3265 3266 3267 3268 3269 3270 3271 3272 3273 3274 3275 3276 3277 3278 3279 3280 3281 3282 3283 3284 3285 3286 3287 3288 3289 3290 3291 3292 3293 3294 3295 3296 3297 3298 3299 3300 3301 3302 3303 3304 3305 3306 3307 3308 3309 3310 3311 3312 3313 3314 3315 3316 3317 3318 3319 3320 3321 3322 3323 3324 3325 3326 3327 3328 3329 3330 3331 3332 3333 3334 3335 3336 3337 3338 3339 3340 3341 3342 3343 3344 3345 3346 3347 3348 3349 3350 3351 3352 3353 3354 3355 3356 3357 3358 3359 3360 3361 3362 3363 3364 3365 3366 3367 3368 3369 3370 3371 3372 3373 3374 3375 3376 3377 3378 3379 3380 3381 3382 3383 3384 3385 3386 3387 3388 3389 3390 3391 3392 3393 3394 3395 3396 3397 3398 3399 3400 3401 3402 3403 3404 3405 3406 3407 3408 3409 3410 3411 3412 3413 3414 3415 3416 3417 3418 3419 3420 3421 3422 3423 3424 3425 3426 3427 3428 3429 3430 3431 3432 3433 3434 3435 3436 3437 3438 3439 3440 3441 3442 3443 3444 3445 3446 3447 3448 3449 3450 3451 3452 3453 3454 3455 3456 3457 3458 3459 3460 3461 3462 3463 3464 3465 3466 3467 3468 3469 3470 3471 3472 3473 3474 3475 3476 3477 3478 3479 3480 3481 3482 3483 3484 3485 3486 3487 3488 3489 3490 3491 3492 3493 3494 3495 3496 3497 3498 3499 3500 3501 3502 3503 3504 3505 3506 3507 3508 3509 3510 3511 3512 3513 3514 3515 3516 3517 3518 3519 3520 3521 3522 3523 3524 3525 3526 3527 3528 3529 3530 3531 3532 3533 3534 3535 3536 3537 3538 3539 3540 3541 3542 3543 3544 3545 3546 3547 3548 3549 3550 3551 3552 3553 3554 3555 3556 3557 3558 3559 3560 3561 3562 3563 3564 3565 3566 3567 3568 3569 3570 3571 3572 3573 3574 3575 3576 3577 3578 3579 3580 3581 3582 3583 3584 3585 3586 3587 3588 3589 3590 3591 3592 3593 3594 3595 3596 3597 3598 3599 3600 3601 3602 3603 3604 3605 3606 3607 3608 3609 3610 3611 3612 3613 3614 3615 3616 3617 3618 3619 3620 3621 3622 3623 3624 3625 3626 3627 3628 3629 3630 3631 3632 3633 3634 3635 3636 3637 3638 3639 3640 3641 3642 3643 3644 3645 3646 3647 3648 3649 3650 3651 3652 3653 3654 3655 3656 3657 3658 3659 3660 3661 3662 3663 3664 3665 3666 3667 3668 3669 3670 3671 3672 3673 3674 3675 3676 3677 3678 3679 3680 3681 3682 3683 3684 3685 3686 3687 3688 3689 3690 3691 3692 3693 3694 3695 3696 3697 3698 3699 3700 3701 3702 3703 3704 3705 3706 3707 3708 3709 3710 3711 3712 3713 3714 3715 3716 3717 3718 3719 3720 3721 3722 3723 3724 3725 3726 3727 3728 3729 3730 3731 3732 3733 3734 3735 3736 3737 3738 3739 3740 3741 3742 3743 3744 3745 3746 3747 3748 3749 3750 3751 3752 3753 3754 3755 3756 3757 3758 3759 3760 3761 3762 3763 3764 3765 3766 3767 3768 3769 3770 3771 3772 3773 3774 3775 3776 3777 3778 3779 3780 3781 3782 3783 3784 3785 3786 3787 3788 3789 3790 3791 3792 3793 3794 3795 3796 3797 3798 3799 3800 3801 3802 3803 3804 3805 3806 3807 3808 3809 3810 3811 3812 3813 3814 3815 3816 3817 3818 3819 3820 3821 3822 3823 3824 3825 3826 3827 3828 3829 3830 3831 3832 3833 3834 3835 3836 3837 3838 3839 3840 3841 3842 3843 3844 3845 3846 3847 3848 3849 3850 3851 3852 3853 3854 3855 3856 3857 3858 3859 3860 3861 3862 3863 3864 3865 3866 3867 3868 3869 3870 3871 3872 3873 3874 3875 3876 3877 3878 3879 3880 3881 3882 3883 3884 3885 3886 3887 3888 3889 3890 3891 3892 3893 3894 3895 3896 3897 3898 3899 3900 3901 3902 3903 3904 3905 3906 3907 3908 3909 3910 3911 3912 3913 3914 3915 3916 3917 3918 3919 3920 3921 3922 3923 3924 3925 3926 3927 3928 3929 3930 3931 3932 3933 3934 3935 3936 3937 3938 3939 3940 3941 3942 3943 3944 3945 3946 3947 3948 3949 3950 3951 3952 3953 3954 3955 3956 3957 3958 3959 3960 3961 3962 3963 3964 3965 3966 3967 3968 3969 3970 3971 3972 3973 3974 3975 3976 3977 3978 3979 3980 3981 3982 3983 3984 3985 3986 3987 3988 3989 3990 3991 3992 3993 3994 3995 3996 3997 3998 3999 4000 4001 4002 4003 4004 4005 4006 4007 4008 4009 4010 4011 4012 4013 4014 4015 4016 4017 4018 4019 4020 4021 4022 4023 4024 4025 4026 4027 4028 4029 4030 4031 4032 4033 4034 4035 4036 4037 4038 4039 4040 4041 4042 4043 4044 4045 4046 4047 4048 4049 4050 4051 4052 4053 4054 4055 4056 4057 4058 4059 4060 4061 4062 4063 4064 4065 4066 4067 4068 4069 4070 4071 4072 4073 4074 4075 4076 4077 4078 4079 4080 4081 4082 4083 4084 4085 4086 4087 4088 4089 4090 4091 4092 4093 4094 4095 4096 4097 4098 4099 4100 4101 4102 4103 4104 4105 4106 4107 4108 4109 4110 4111 4112 4113 4114 4115 4116 4117 4118 4119 4120 4121 4122 4123 4124 4125 4126 4127 4128 4129 4130 4131 4132 4133 4134 4135 4136 4137 4138 4139 4140 4141 4142 4143 4144 4145 4146 4147 4148 4149 4150 4151 4152 4153 4154 4155 4156 4157 4158 4159 4160 4161 4162 4163 4164 4165 4166 4167 4168 4169 4170 4171 4172 4173 4174 4175 4176 4177 4178 4179 4180 4181 4182 4183 4184 4185 4186 4187 4188 4189 4190 4191 4192 4193 4194 4195 4196 4197 4198 4199 4200 4201 4202 4203 4204 4205 4206 4207 4208 4209 4210 4211 4212 4213 4214 4215 4216 4217 4218 4219 4220 4221 4222 4223 4224 4225 4226 4227 4228 4229 4230 4231 4232 4233 4234 4235 4236 4237 4238 4239 4240 4241 4242 4243 4244 4245 4246 4247 4248 4249 4250 4251 4252 4253 4254 4255 4256 4257 4258 4259 4260 4261 4262 4263 4264 4265 4266 4267 4268 4269 4270 4271 4272 4273 4274 4275 4276 4277 4278 4279 4280 4281 4282 4283 4284 4285 4286 4287 4288 4289 4290 4291 4292 4293 4294 4295 4296 4297 4298 4299 4300 4301 4302 4303 4304 4305 4306 4307 4308 4309 4310 4311 4312 4313 4314 4315 4316 4317 4318 4319 4320 4321 4322 4323 4324 4325 4326 4327 4328 4329 4330 4331 4332 4333 4334 4335 4336 4337 4338 4339 4340 4341 4342 4343 4344 4345 4346 4347 4348 4349 4350 4351 4352 4353 4354 4355 4356 4357 4358 4359 4360 4361 4362 4363 4364 4365 4366 4367 4368 4369 4370 4371 4372 4373 4374 4375 4376 4377 4378 4379 4380 4381 4382 4383 4384 4385 4386 4387 4388 4389 4390 4391 4392 4393 4394 4395 4396 4397 4398 4399 4400 4401 4402 4403 4404 4405 4406 4407 4408 4409 4410 4411 4412 4413 4414 4415 4416 4417 4418 4419 4420 4421 4422 4423 4424 4425 4426 4427 4428 4429 4430 4431 4432 4433 4434 4435 4436 4437 4438 4439 4440 4441 4442 4443 4444 4445 4446 4447 4448 4449 4450 4451 4452 4453 4454 4455 4456 4457 4458 4459 4460 4461 4462 4463 4464 4465 4466 4467 4468 4469 4470 4471 4472 4473 4474 4475 4476 4477 4478 4479 4480 4481 4482 4483 4484 4485 4486 4487 4488 4489 4490 4491 4492 4493 4494 4495 4496 4497 4498 4499 4500 4501 4502 4503 4504 4505 4506 4507 4508 4509 4510 4511 4512 4513 4514 4515 4516 4517 4518 4519 4520 4521 4522 4523 4524 4525 4526 4527 4528 4529 4530 4531 4532 4533 4534 4535 4536 4537 4538 4539 4540 4541 4542 4543 4544 4545 4546 4547 4548 4549 4550 4551 4552 4553 4554 4555 4556 4557 4558 4559 4560 4561 4562 4563 4564 4565 4566 4567 4568 4569 4570 4571 4572 4573 4574 4575 4576 4577 4578 4579 4580 4581 4582 4583 4584 4585 4586 4587 4588 4589 4590 4591 4592 4593 4594 4595 4596 4597 4598 4599 4600 4601 4602 4603 4604 4605 4606 4607 4608 4609 4610 4611 4612 4613 4614 4615 4616 4617 4618 4619 4620 4621 4622 4623 4624 4625 4626 4627 4628 4629 4630 4631 4632 4633 4634 4635 4636 4637 4638 4639 4640 4641 4642 4643 4644 4645 4646 4647 4648 4649 4650 4651 4652 4653 4654 4655 4656 4657 4658 4659 4660 4661 4662 4663 4664 4665 4666 4667 4668 4669 4670 4671 4672 4673 4674 4675 4676 4677 4678 4679 4680 4681 4682 4683 4684 4685 4686 4687 4688 4689 4690 4691 4692 4693 4694 4695 4696 4697 4698 4699 4700 4701 4702 4703 4704 4705 4706 4707 4708 4709 4710 4711 4712 4713 4714 4715 4716 4717 4718 4719 4720 4721 4722 4723 4724 4725 4726 4727 4728 4729 4730 4731 4732 4733 4734 4735 4736 4737 4738 4739 4740 4741 4742 4743 4744 4745 4746 4747 4748 4749 4750 4751 4752 4753 4754 4755 4756 4757 4758 4759 4760 4761 4762 4763 4764 4765 4766 4767 4768 4769 4770 4771 4772 4773 4774 4775 4776 4777 4778 4779 4780 4781 4782 4783 4784 4785 4786 4787 4788 4789 4790 4791 4792 4793 4794 4795 4796 4797 4798 4799 4800 4801 4802 4803 4804 4805 4806 4807 4808 4809 4810 4811 4812 4813 4814 4815 4816 4817 4818 4819 4820 4821 4822 4823 4824 4825 4826 4827 4828 4829 4830 4831 4832 4833 4834 4835 4836 4837 4838 4839 4840 4841 4842 4843 4844 4845 4846 4847 4848 4849 4850 4851 4852 4853 4854 4855 4856 4857 4858 4859 4860 4861 4862 4863 4864 4865 4866 4867 4868 4869 4870 4871 4872 4873 4874 4875 4876 4877 4878 4879 4880 4881 4882 4883 4884 4885 4886 4887 4888 4889 4890 4891 4892 4893 4894 4895 4896 4897 4898 4899 4900 4901 4902 4903 4904 4905 4906 4907 4908 4909 4910 4911 4912 4913 4914 4915 4916 4917 4918 4919 4920 4921 4922 4923 4924 4925 4926 4927 4928 4929 4930 4931 4932 4933 4934 4935 4936 4937 4938 4939 4940 4941 4942 4943 4944 4945 4946 4947 4948 4949 4950 4951 4952 4953 4954 4955 4956 4957 4958 4959 4960 4961 4962 4963 4964 4965 4966 4967 4968 4969 4970 4971 4972 4973 4974 4975 4976 4977 4978 4979 4980 4981 4982 4983 4984 4985 4986 4987 4988 4989 4990 4991 4992 4993 4994 4995 4996 4997 4998 4999 5000 5001 5002 5003 5004 5005 5006 5007 5008 5009 5010 5011 5012 5013 5014 5015 5016 5017 5018 5019 5020 5021 5022 5023 5024 5025 5026 5027 5028 5029 5030 5031 5032 5033 5034 5035 5036 5037 5038 5039 5040 5041 5042 5043 5044 5045 5046 5047 5048 5049 5050 5051 5052 5053 5054 5055 5056 5057 5058 5059 5060 5061 5062 5063 5064 5065 5066 5067 5068 5069 5070 5071 5072 5073 5074 5075 5076 5077 5078 5079 5080 5081 5082 5083 5084 5085 5086 5087 5088 5089 5090 5091 5092 5093 5094 5095 5096 5097 5098 5099 5100 5101 5102 5103 5104 5105 5106 5107 5108 5109 5110 5111 5112 5113 5114 5115 5116 5117 5118 5119 5120 5121 5122 5123 5124 5125 5126 5127 5128 5129 5130 5131 5132 5133 5134 5135 5136 5137 5138 5139 5140 5141 5142 5143 5144 5145 5146 5147 5148 5149 5150 5151 5152 5153 5154 5155 5156 5157 5158 5159 5160 5161 5162 5163 5164 5165 5166 5167 5168 5169 5170 5171 5172 5173 5174 5175 5176 5177 5178 5179 5180 5181 5182 5183 5184 5185 5186 5187 5188 5189 5190 5191 5192 5193 5194 5195 5196 5197 5198 5199 5200 5201 5202 5203 5204 5205 5206 5207 5208 5209 5210 5211 5212 5213 5214 5215 5216 5217 5218 5219 5220 5221 5222 5223 5224 5225 5226 5227 5228 5229 5230 5231 5232 5233 5234 5235 5236 5237 5238 5239 5240 5241 5242 5243 5244 5245 5246 5247 5248 5249 5250 5251 5252 5253 5254 5255 5256 5257 5258 5259 5260 5261 5262 5263 5264 5265 5266 5267 5268 5269 5270 5271 5272 5273 5274 5275 5276 5277 5278 5279 5280 5281 5282 5283 5284 5285 5286 5287 5288 5289 5290 5291 5292 5293 5294 5295 5296 5297 5298 5299 5300 5301 5302 5303 5304 5305 5306 5307 5308 5309 5310 5311 5312 5313 5314 5315 5316 5317 5318 5319 5320 5321 5322 5323 5324 5325 5326 5327 5328 5329 5330 5331 5332 5333 5334 5335 5336 5337 5338 5339 5340 5341 5342 5343 5344 5345 5346 5347 5348 5349 5350 5351 5352 5353 5354 5355 5356 5357 5358 5359 5360 5361 5362 5363 5364 5365 5366 5367 5368 5369 5370 5371 5372 5373 5374 5375 5376 5377 5378 5379 5380 5381 5382 5383 5384 5385 5386 5387 5388 5389 5390 5391 5392 5393 5394 5395 5396 5397 5398 5399 5400 5401 5402 5403 5404 5405 5406 5407 5408 5409 5410 5411 5412 5413 5414 5415 5416 5417 5418 5419 5420 5421 5422 5423 5424 5425 5426 5427 5428 5429 5430 5431 5432 5433 5434 5435 5436 5437 5438 5439 5440 5441 5442 5443 5444 5445 5446 5447 5448 5449 5450 5451 5452 5453 5454 5455 5456 5457 5458 5459 5460 5461 5462 5463 5464 5465 5466 5467 5468 5469 5470 5471 5472 5473 5474 5475 5476 5477 5478 5479 5480 5481 5482 5483 5484 5485 5486 5487 5488 5489 5490 5491 5492 5493 5494 5495 5496 5497 5498 5499 5500 5501 5502 5503 5504 5505 5

# Tafel 12.

Fig. 1. Steinbruch am Bergfeld (südwestlich von Moschheim, vgl. Fig. 3 auf S. 280). Die Abbildung zeigt die ungefähren Grenzverhältnisse der hellen und dunklen Varietät des Trachyandesits (vgl. Text S. 281) . . . . . S. 281

Fig. 2. Handstück von Trachyandesit aus dem Steinbruche der Figur 1. Die Abbildung zeigt den unregelmäßigen Verlauf der Grenzfläche der hellen und dunklen Varietät des Trachyandesits . . . S. 283

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

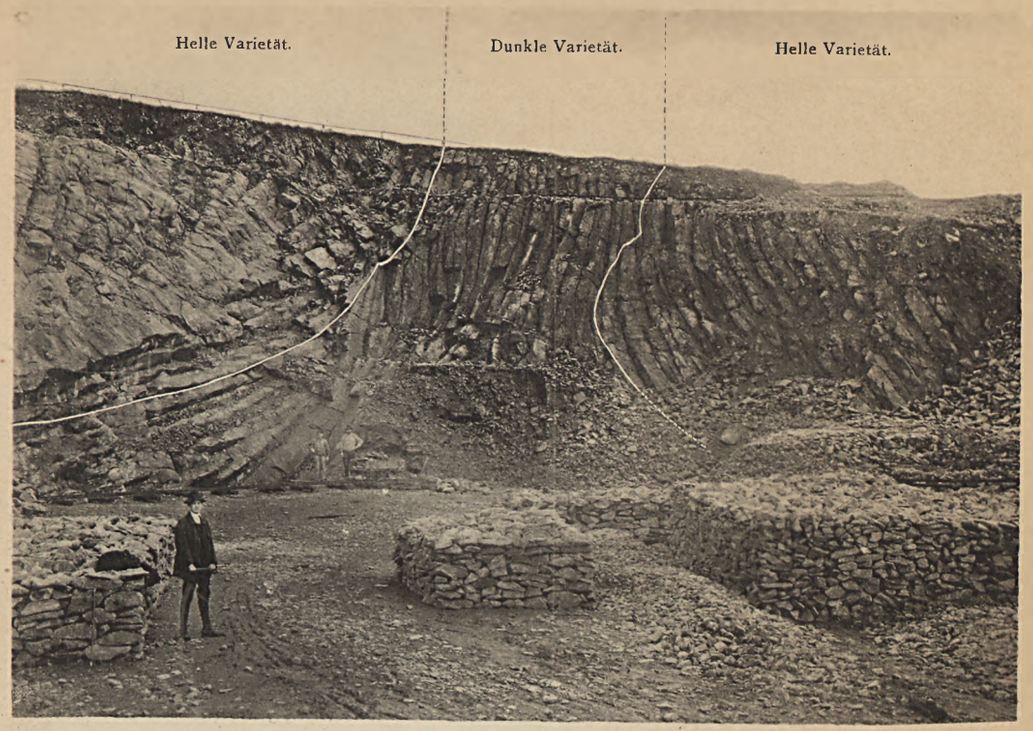



Fig. 1.



Phot. v. H. Schneiderhöhn.

Fig. 2.
(ca. 4/5 nat. Größe.)

# Tafel 13.

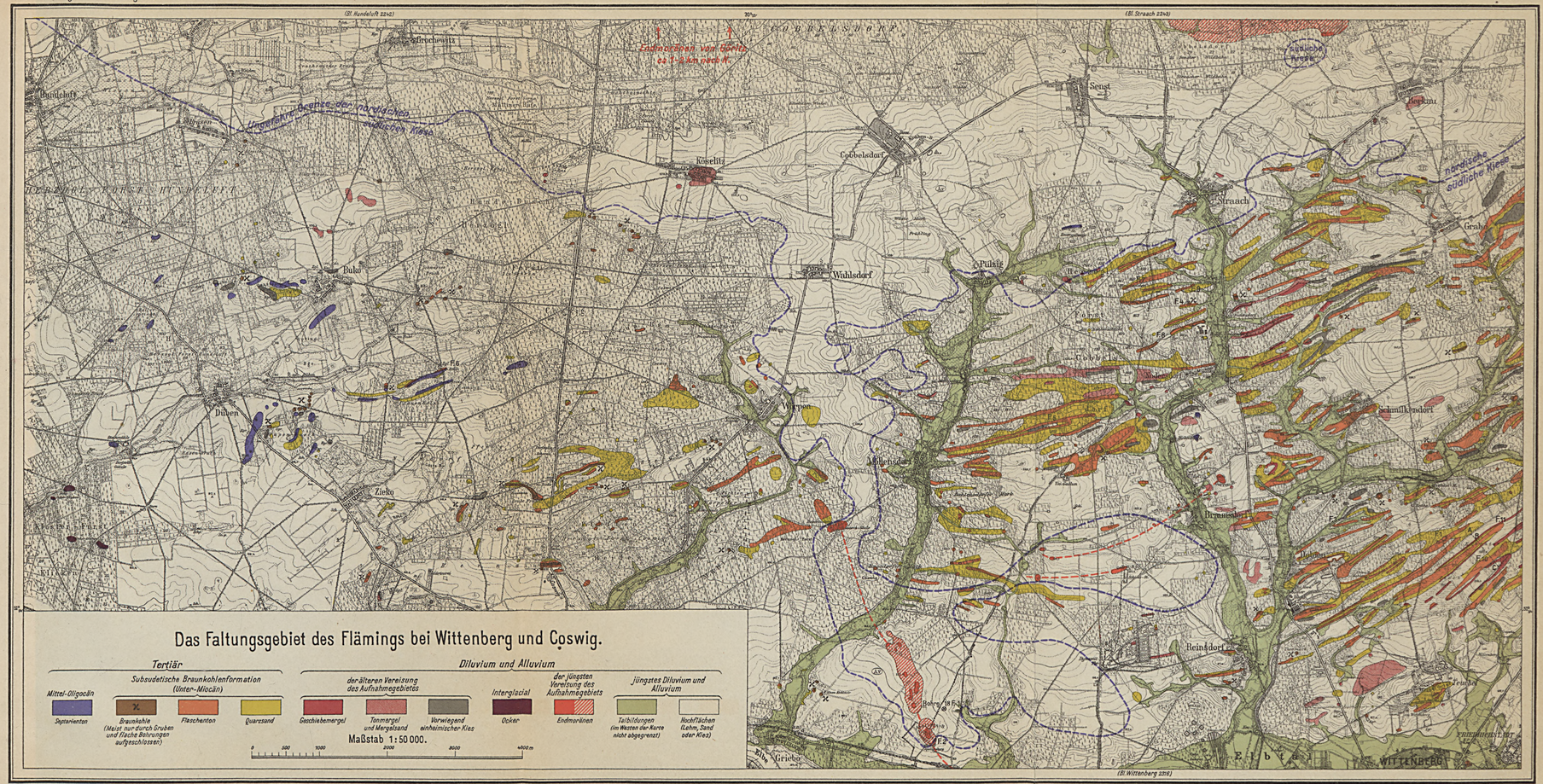
Fig. 3. Schliff des Trachydolerits, Fundort nordwestlich Niederahr (vgl. Text S. 296). Die Abbildung zeigt die Resorption der in der Figur dunkelgrauen, mit starkem Relief versehenen Hornblende. In der Mitte des Schliffes unten und oben liegen zahlreiche schwarze, leistenförmige, scharf ausgebildete Rhönitkrystalle. Beachtenswert sind die radial gestellten Zwillinge im oberen Teile der Figur. Unter ihnen liegt ein eigenartiger knieförmiger Zwilling . . . . . S. 296 f.

Photographie im gewöhnlichen Lichte.

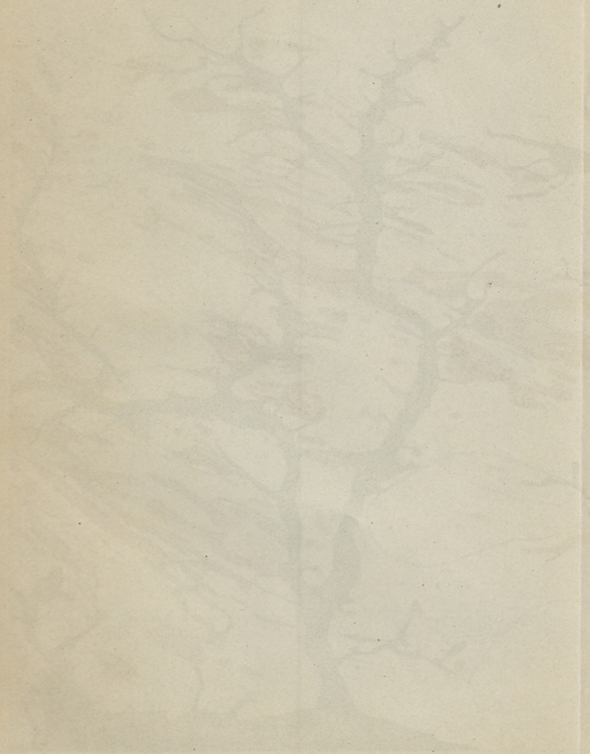


H. Schneiderhöhn phot. 09. Vergr. 80 : 1.

Fig. 3.



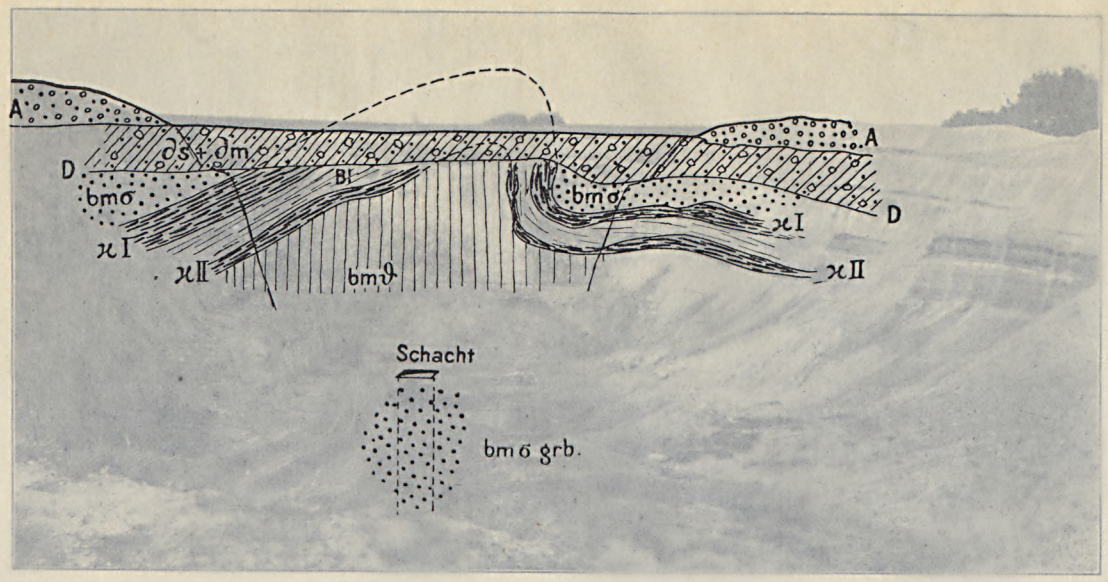

Photolith. v. Bogdan Giesvius, Berlin W. Bülowstr. 66.



Jahrb. der Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. 1909.

Zu S. 315.

Figur 1.




Beutelsche Flaschentongrube auf Teschler Terrain.

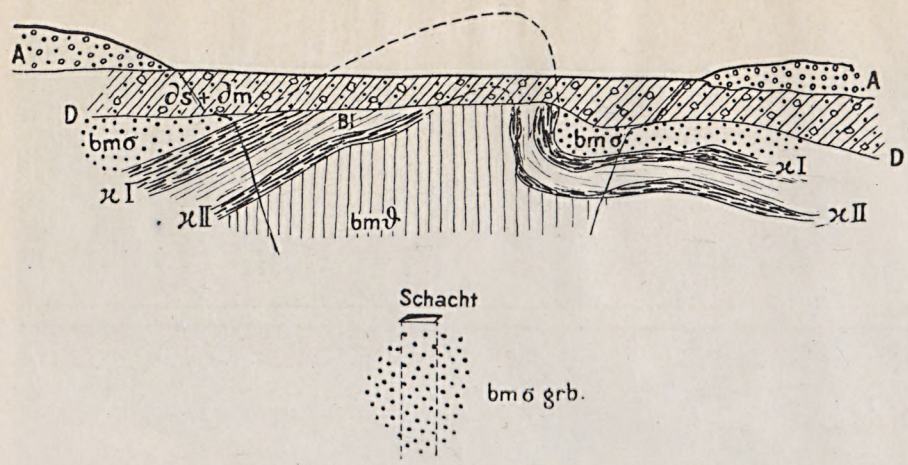
D—D Diskordanz
A Abraum

Diluvium:

∂s Geschiebesand
∂m Geschiebemergel

Miocän:

bmσ Miocänsand (Oberer)
ϰI u. ϰII Kohlige Schichten
Bl Geschichtete Formsande mit Blattabdrücken
bmϑ Miocänton
bmσgrb. Grober Miocänsand (Unterer)




D—D Diskordanz
A Abraum

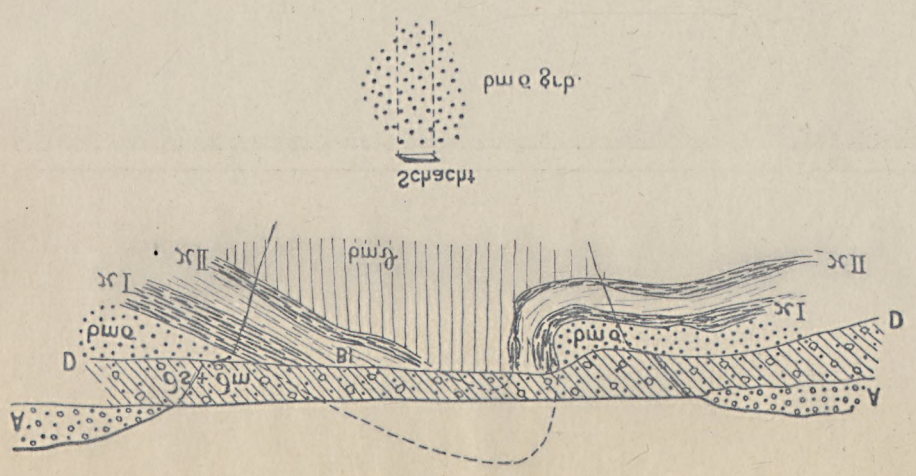
Diluvium:
∂s Geschiebesand
∂m Geschiebemergel

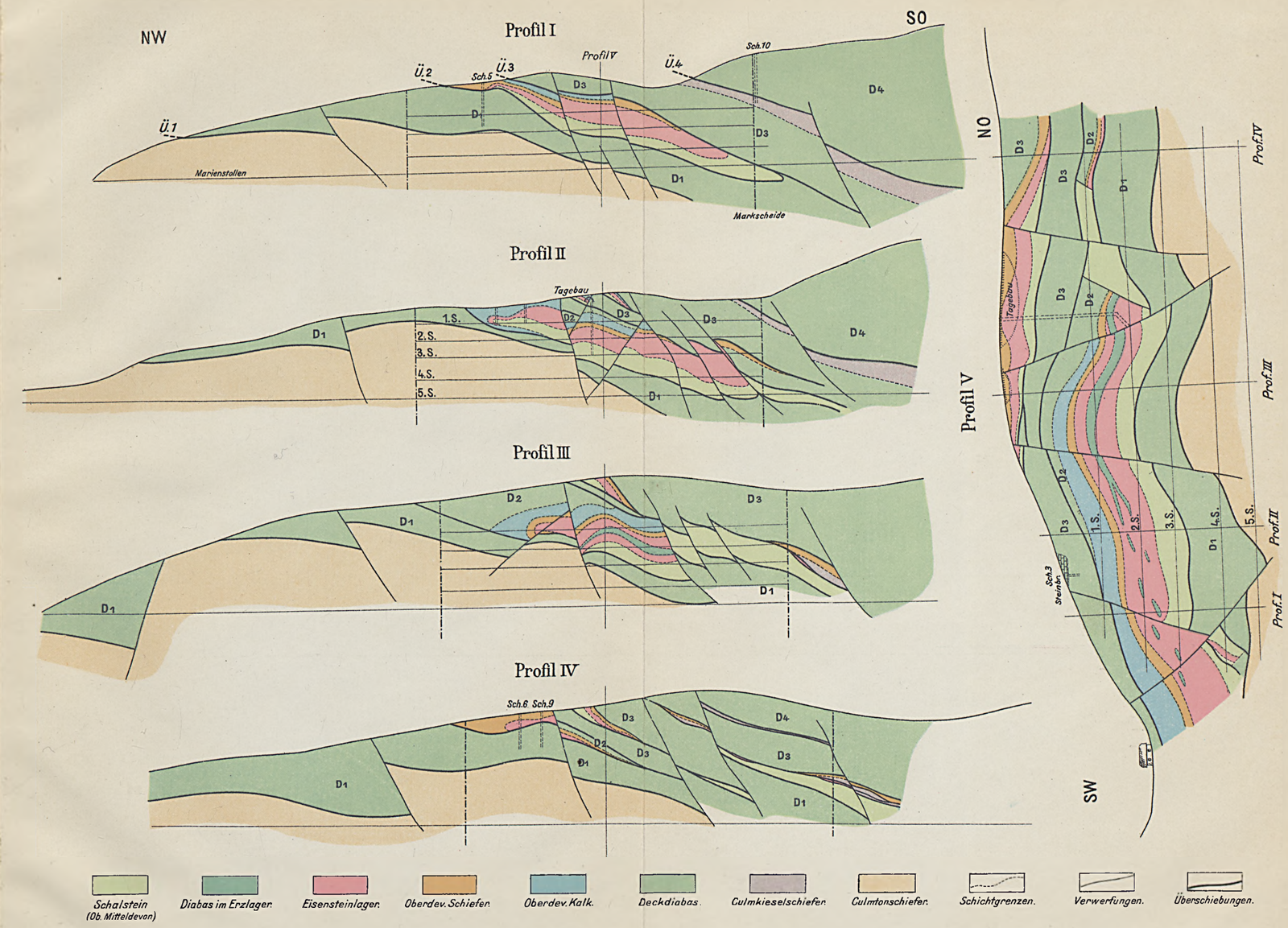
Miocän:
bmσ Miocänsand (Oberer)
ϰI u. ϰII Kohlige Schichten
Bl Geschichtete Formsande mit Blattabdrücken
bmϑ Miocänton
bmσgrb. Grober Miocänsand (Unterer)

Figur 1.



**Beutelsche Flaschentongrube auf Teuchler Terrain.**



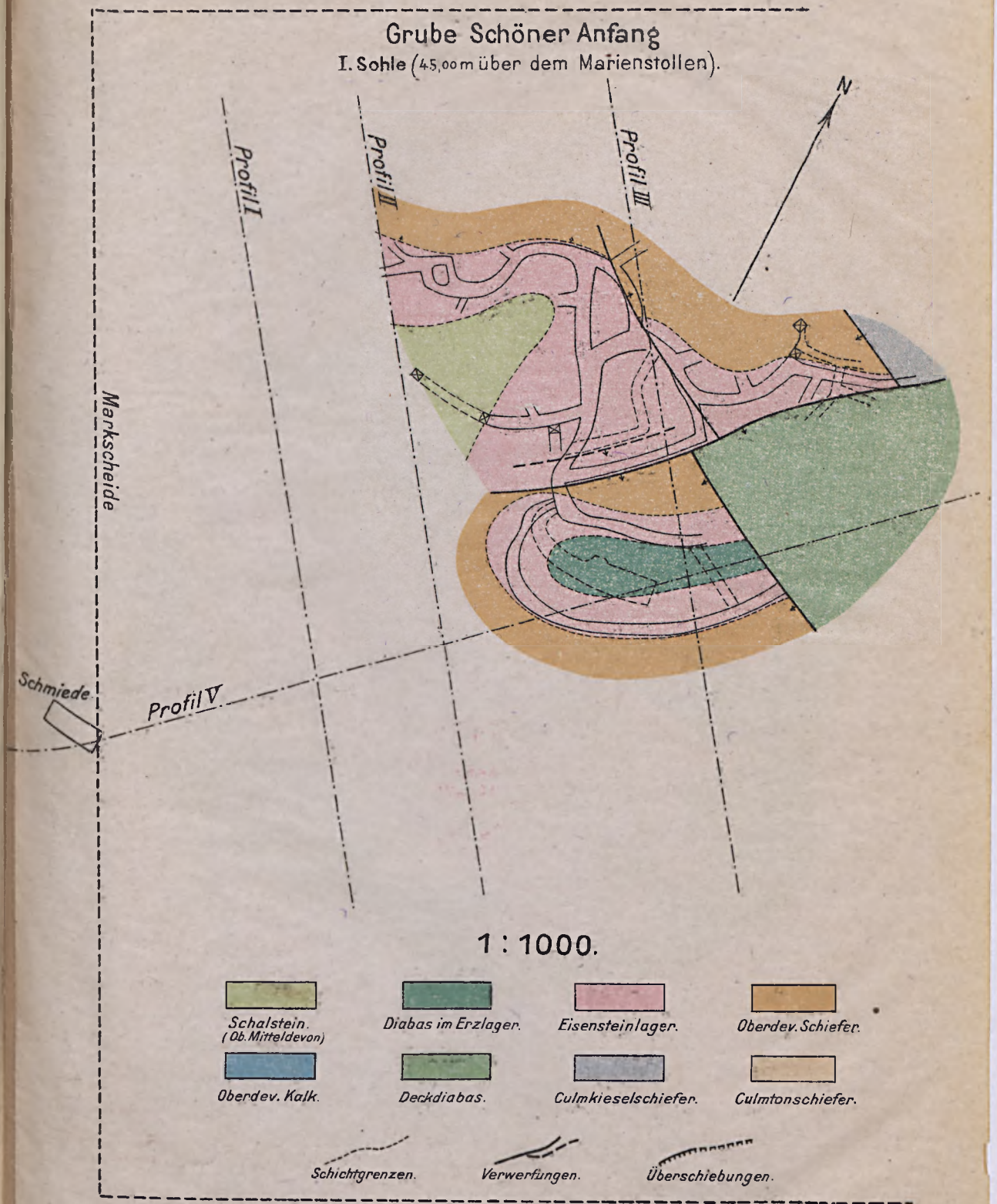



Maßstab 1:1250.

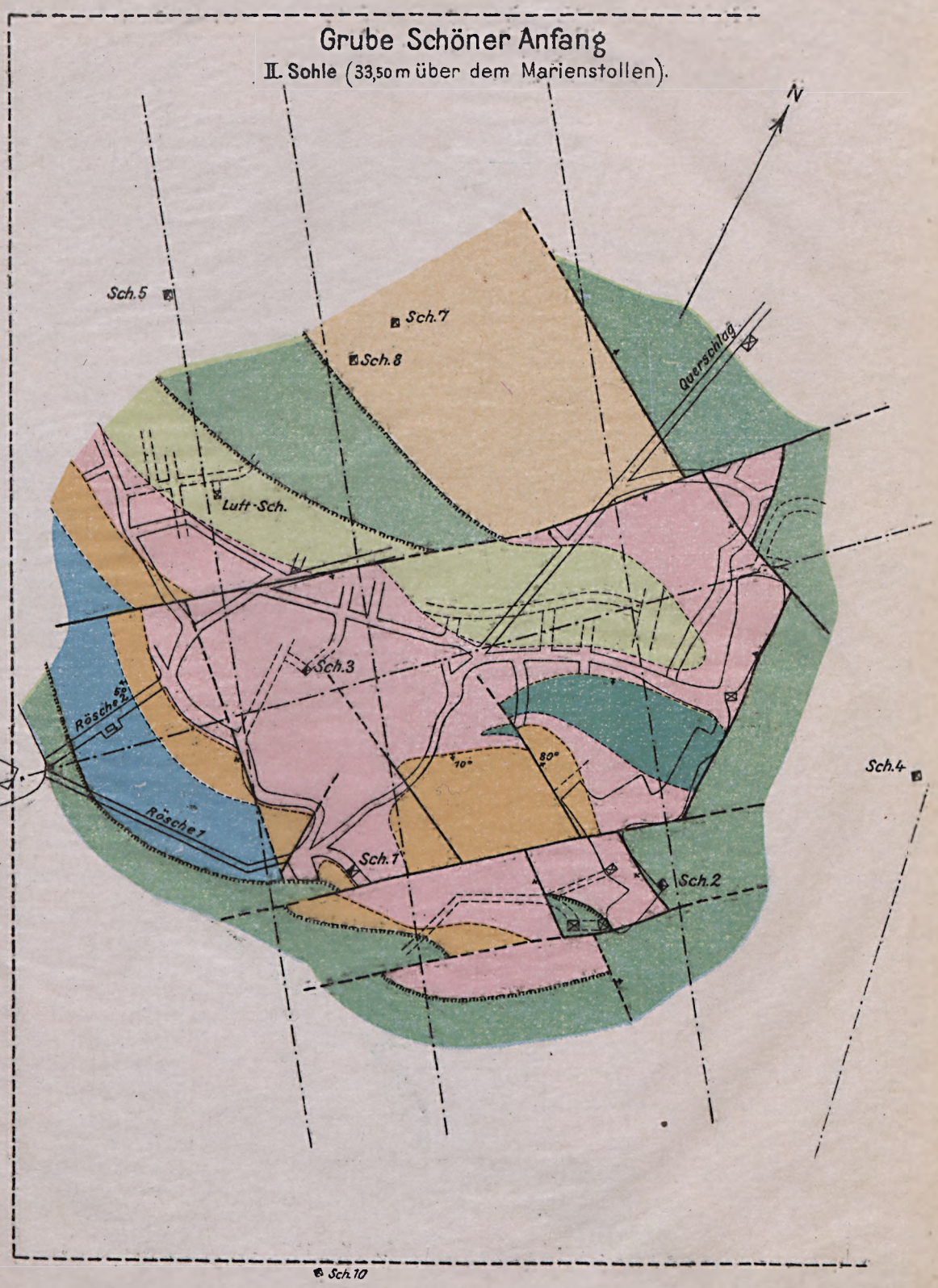
Maßstab 1:2500.

Photolith: Berliner Lithogr. Institut Berlin W. 35.

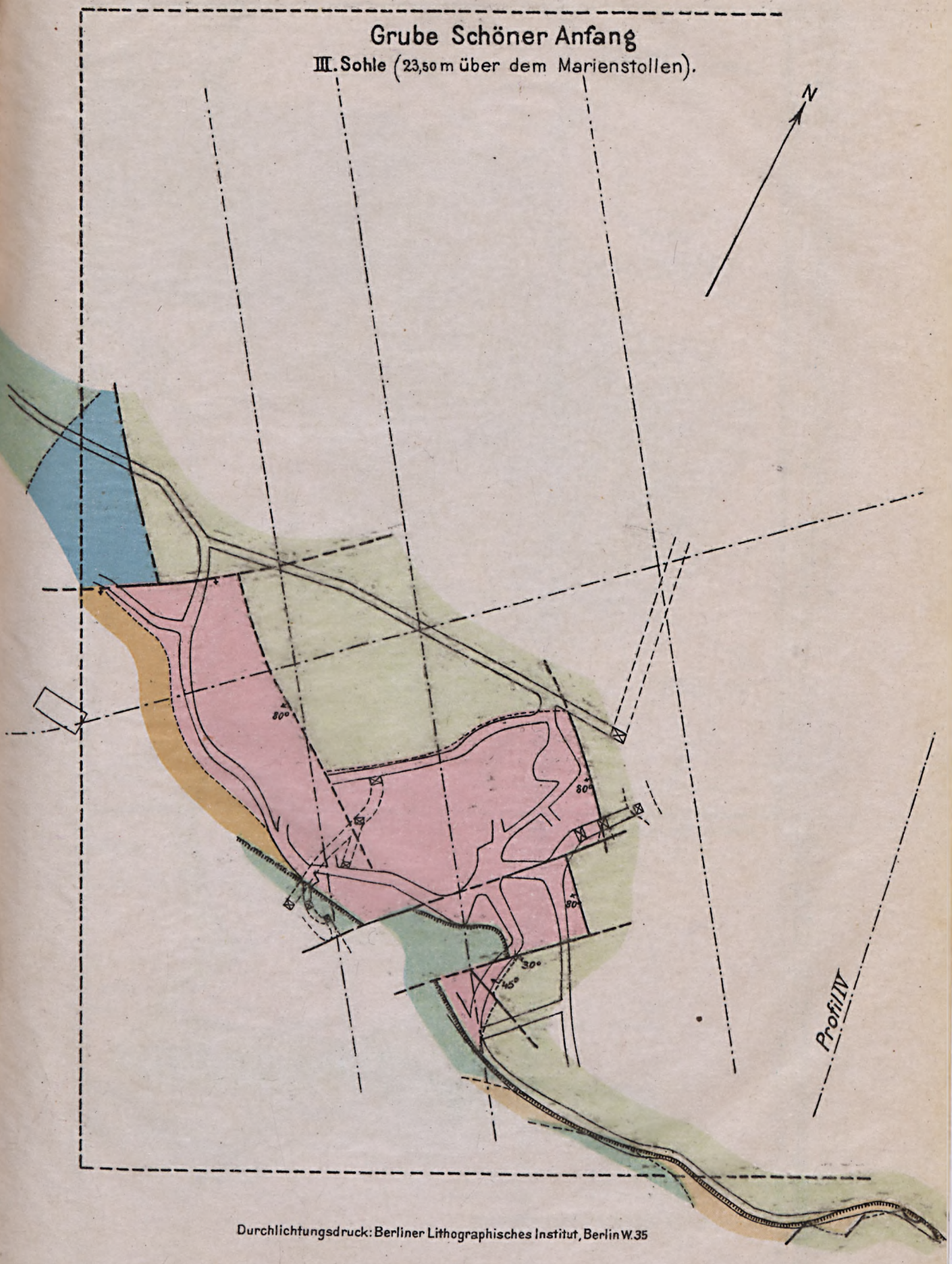
POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD
GEOLOGII



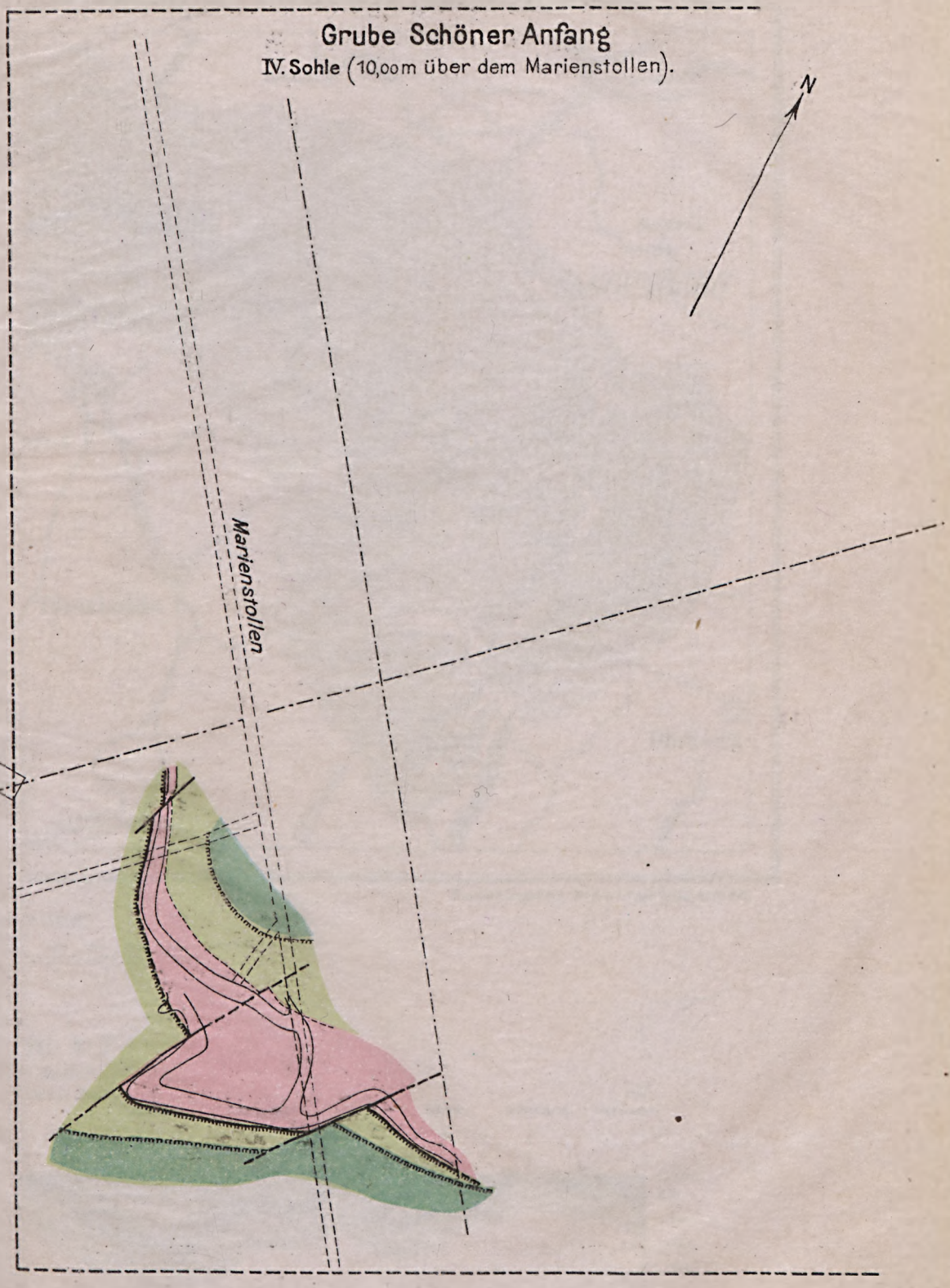

Durchlichtungsdruck: Berliner Lithographisches Institut, Berlin W. 35




Durchlichtungsdruck: Berliner Lithographisches Institut, Berlin W. 35



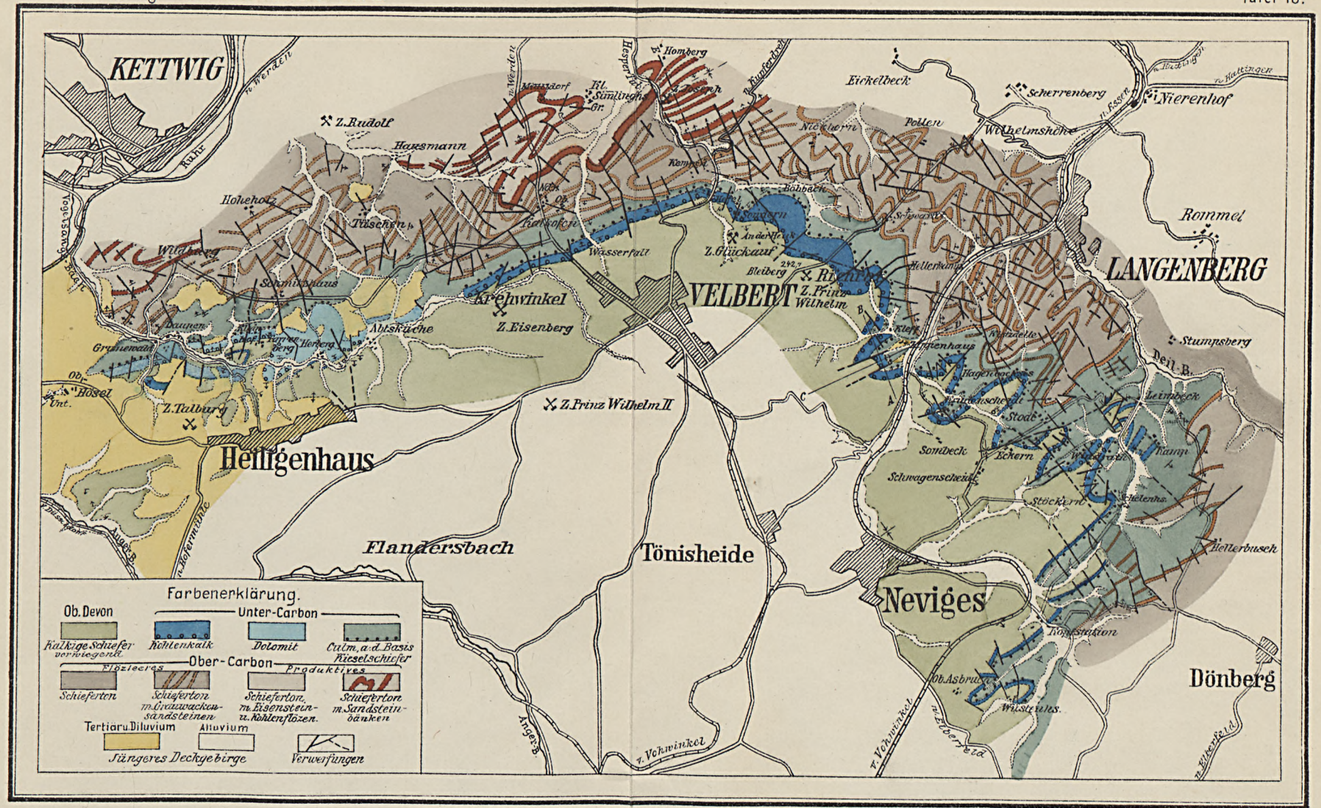

Durchlichtungsdruck: Berliner Lithographisches Institut, Berlin W. 35




Durchlichtungsdruck: Berliner Lithographisches Institut, Berlin W. 35

# Geologische Übersichtskarte des Velberter Sattels.






Durchlichtungsdruck: Berliner Lithogr. Institut, Berlin W. 35.

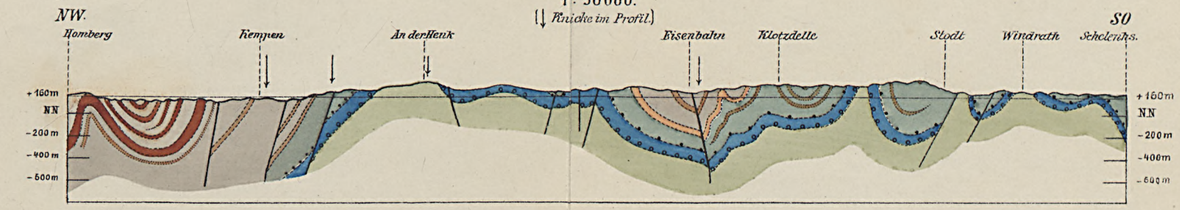
1:75000.

4000 750 500 250 0 500 1000 1500 2000 2500 3000 Mtr.

## Profil E-F

1 : 50000.

(↓ Knicke im Profil)



# Tafel 19.

**Bearbeitetes Kiefernholz aus der interglazialen Kieselgur von Ober-Ohe.**

Fig. 1. Ansicht der Reibfläche von vorne . . . . S. 445—446
Fig. 2. Ansicht der Reibfläche von der Seite, links » »
Fig. 3. Ansicht der Reibfläche von der Seite, rechts » »
Länge des Stückes: 40 cm.

Das Stück ist dem geologischen Landesmuseum einverleibt.



Fig. 1



Fig. 2



Fig. 3

M. Pütz phot.

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W 35.

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

# Amtlicher Teil.

# Bericht über die Tätigkeit der Königlichen Geologischen Landesanstalt im Jahre 1909.

Leitung: Geheimer Bergrat Professor Dr. BEYSCHLAG.

Revisionen im Tieflande: Abteilungsdirigent Geh. Bergrat Prof. Dr. WAHNSCHAFFE.

Revisionen im Gebirgslande: Abteilungsdirigent Professor Dr. KRUSCH.

## I. Geologische Aufnahmen im Maßstabe 1:25000.

1. Rheinprovinz.

Landesgeologe Dr. KRAUSE beteiligte sich etwa vier Wochen an der geologisch-agronomischen Aufnahme des Blattes Hitdorf (G. A. 52, 58)[1]; er beendete bis auf eine Schlußbegehung den paläozoischen Anteil des Blattes Zülpich (G. A. 66, 20) und setzte die Kartierung des paläozoischen Anteiles des Blattes Mechernich (G. A. 66, 26) fort.

Bezirksgeologe Dr. WUNSTORF bewirkte die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Birgelen (G. A. 51, 53) und begann die gleiche Aufnahme des Blattes Wegberg (G. A. 51, 54); er beteiligte sich ferner an der geologisch-agronomischen Aufnahme des Blattes Hitdorf (G. A. 52, 58) und führte eine Reihe von Exkursionen für die geologische Aufnahme des Blattes Montjoie (G. A. 65, 30) aus.

[1]) G. A. = Grad-Abteilung.

Geologe Dr. FLIEGEL beendete die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Wahn (G. A. 66, 11) und die Kartierung des Buntsandsteingebietes auf Blatt Mechernich bis auf eine Schlußbegehung (G. A. 66, 26). Die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Mülheim (G. A. 66, 5) wurde fortgesetzt.

Geologe Dr. QUAAS beendete in etwa einem Monat die Aufnahme des Trias-Anteiles von Blatt Zülpich (G. A. 66, 20), kartierte alsdann einen Teil des Blattes Viersen (G. A. 52, 43) geologisch-agronomisch und beteiligte sich schließlich etwa vier Wochen an einer Bearbeitung des Blattes Hitdorf (G. A. 52, 58).

Freiwilliger Mitarbeiter Universitäts-Professor Dr. HOLZAPFEL beendete in den akademischen Ferien das Blatt Aachen (G. A. 65, 17) und führte für die im Druck befindlichen Blätter Stolberg und Eschweiler (G. A. 65, 18, 12) noch einige Revisionsbegehungen aus.

Geologe Dr. AHLBURG begann die geologische Aufnahme des Blattes Merenberg (G. A. 67, 30). (Siehe auch Provinz Hessen-Nassau.)

Geologe Dr. BÄRTLING begann mit einigen Vorarbeiten die geologische Aufnahme des Blattes Essen (G. A. 52, 35). (Siehe auch Provinz Westfalen.)

2. Provinz Westfalen.

Landesgeologe Professor Dr. DENCKMANN setzte die geologische Aufnahme auf den Blättern Hilchenbach und Siegen (G. A. 67, 5, 11) fort und untersuchte die speziellen Verhältnisse der Erz- und Spateisensteingänge der Gruben Storch & Schöneberg, Honigsmund—Hamberg, Gilberg, Flußberg, Stahlberg und Victoria des Siegener Gebietes.

Die Geologen Dr. SCHMIDT und Dr. HENKE beendeten die geologischen Aufnahmen der Blätter Wenden und Olpe (G. A. 67, 4 und G. A. 53, 58) bis auf eine Schlußbegehung und setzten die gleiche Aufnahme des Blattes Kirchhundem (G. A. 53, 59) fort.

Geologe Dr. FUCHS setzte die geologische Aufnahme der Blätter Altena und Meinerzhagen (G. A. 53, 45, 50) fort. (Siehe auch Provinz Hessen-Nassau.)

Abteilungsdirigent Professor Dr. KRUSCH setzte einige Wochen hindurch, in der durch Revisionen nicht in Anspruch genommenen Zeit, die geologische Aufnahme des Blattes Hattingen (G. A. 52, 42) fort.

Geologe Dr. BÄRTLING stellte die geologische Aufnahme des Blattes Bochum (G. A. 52, 36) bis auf eine Schlußbegehung fertig. (Siehe auch Rheinprovinz.)

3. Provinz Hessen-Nassau.

Geologe Dr. AHLBURG begann die geologische Aufnahme der Blätter Merenberg und Weilburg (G. A. 67, 30, 36). (Siehe auch Rheinprovinz.)

Geologe Dr. FUCHS beendete die Revision des Blattes Langenschwalbach (G. A. 67, 53). (Siehe auch Provinz Westfalen.)

Freiwilliger Mitarbeiter Major a. D. Dr. VON SEYFRIED setzte die geologische Aufnahme des Blattes Altengronau (G. A. 69, 41) fort.

Freiwilliger Mitarbeiter Geheimer Bergrat Universitäts-Professor Dr. EMANUEL KAYSER setzte die geologische Aufnahme der Blätter Marburg und Nieder-Weimar (jetzt Nieder-Walgern) fort. (G. A. 68, 9, 15.)

Landesgeologe Professor Dr. LEPPLA beendete die geologische Neubearbeitung des Blattes Eltville (G. A. 67, 59) und setzte die geologische Kartierung des Blattes Homburg (G. A. 68, 11) fort.

4. u. 5. Provinz Hannover und Herzogtum Braunschweig.

Bezirksgeologe Dr. SCHUCHT stellte die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Westerwanna (G. A. 23, 15), diejenige der Insel Langeoog (G. A. 22, 11) und die des Blattes Middels (G. A. 22, 26) fertig. (Siehe auch Schleswig-Holstein und die Freien Reichsstädte Hamburg und Lübeck.)

Geologe Dr. STOLLER vollendete die geologisch-agronomische Kartierung der Blätter Unterlüß und Eimke (G. A. 41, 12, 6).

Freiwilliger Mitarbeiter Geheimer Bergrat Universitäts-Professor Dr. v. KOENEN setzte die geologische Aufnahme der Blätter Sibesse und Hildesheim (G. A. 41, 58, 52) fort.

Geologe Dr. GRUPE brachte die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Holzminden (G. A. 55, 7) bis auf wenige Reste zum Abschluß und nahm einzelne Teile des Blattes Ottenstein (G. A. 55, 1) auf.

Freiwilliger Mitarbeiter Professor an der Technischen Hochschule Dr. STILLE führte Begehungen im Bereiche der Blätter Gehrden, Springe und Eldagsen (G. A. 41, 38, 44, 50) aus.

Landesgeologe Professor Dr. SCHRÖDER führte eine Schlußrevision der Blätter Ringelheim, Salzgitter, Lutter am Barenberge und Goslar (G. A. 41, 60, G. A. 42, 55, G. A. 55, 6 und G. A. 56, 1) aus und begann die geologische Aufnahme des Blattes Vienenburg (G. A. 56, 2).

Freiwilliger Mitarbeiter Professor an der Königlichen Bergakademie Dr. BODE stellte die Aufnahme des paläozoischen Teiles des Blattes Goslar (G. A. 56, 1) zur Hälfte fertig.

Geologe Dr. ERDMANNSDÖRFFER setzte die Aufnahme des paläozoischen Anteiles des Blattes Elbingerode (G. A. 56, 15) fort.

Bezirksgeologe Dr. SIEGERT und Geologe Dr. ERDMANNSDÖRFFER begannen die Kartierung des paläozoischen Anteiles der Blätter Quedlinburg und Ballenstedt (G. A. 56, 17, 18).

Geologe Dr. HARBORT bewirkte die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Süpplingen (G. A. 42, 46) zu etwa $^5/_8$ und setzte im September die gleiche Aufnahme auf den Blättern Brökel und Beedenbostel (G. A. 41, 30, 24) fort.

Geologe Dr. HAARMANN führte die geologisch-agronomische Kartierung des Blattes Oebisfelde (G. A. 42, 34) bis auf einen kleinen Rest aus und ging alsdann auf Blatt Fallersleben (G. A. 42, 33) über.

Geologe Dr. MESTWERDT bewirkte den größten Teil der geologisch-agronomischen Aufnahme des Blattes Twülpstedt (G. A. 42, 40) und begann auch diejenige des Blattes Heiligendorf (G. A. 42, 39).

Geologe Dr. SCHMIERER stellte die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Weferlingen (G. A. 42, 41) fertig und begann sodann die gleiche Aufnahme des Blattes Helm-

stedt (G. A. 42, 47), von welcher etwa $^1/_3$ fertig wurde. (Siehe auch Provinz Sachsen und Herzogtum Anhalt.)

6. Provinz Schleswig-Holstein und die Freien Reichsstädte Hamburg und Lübeck.

Landesgeologe Dr. WOLFF bearbeitete geologisch-agronomisch Teile der Blätter Hamburg und Wandsbek (G. A. 24, 28, 29).

Bezirksgeologe Dr. KOERT führte zunächst die geologisch-agronomische Kartierung des Blattes Bergedorf (G. A. 24, 36) zu Ende und begann sodann diejenige des Blattes Niendorf (G. A. 24, 22).

Bezirksgeologe Dr. SCHUCHT stellte die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Westerwanna (G. A. 23, 15) fertig. (Siehe auch Provinz Hannover und Herzogtum Braunschweig.)

Geologe Dr. SCHLUNCK beendete nach kurzen Abschlußarbeiten mit Landesgeologen Professor Dr. GAGEL auf Blatt Nusse (G. A. 25, 20) die geologisch-agronomische Kartierung des Blattes Wandsbek (G. A. 24, 29).

Landesgeologe Professor Dr. GAGEL schloß zunächst gemeinsam mit dem Geologen Dr. SCHLUNCK die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Nusse (G. A. 25, 20) ab und setzte sodann die gleiche Aufnahme auf den Blättern Lübeck und Hamberge (G. A. 25, 9, 8) fort.

7. Provinz Sachsen und Herzogtum Anhalt.

Landesgeologe Geheimer Bergrat Professor Dr. KEILHACK beendete die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Güsten (G. A. 57, 14). Sodann wurde der anhaltinische Teil der Blätter Gröningen und Kochstedt (G. A. 56, 6 und G. A. 57, 7) fertig gestellt.

Bezirksgeologe Dr. DAMMER hat die geologisch-agronomische Aufnahme der Blätter Bernburg und Nienburg (G. A. 57, 15, 9) begonnen und vollendet.

Bezirksgeologe Dr. VON LINSTOW beendete die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Kemberg (G. A. 58, 14) und stellte die gleiche Aufnahme des Blattes Bitterfeld-Ost (G. A. 58, 19) bis auf eine Schlußbegehung fertig.

Bezirksgeologe Dr. WIEGERS setzte die geologisch-agrono-

mische Aufnahme auf dem Blatte Neuhaldensleben (G. A. 43, 13) fort und begann die gleiche Aufnahme auf dem Blatte Erxleben (G. A. 42, 48).

Geologe Dr. PICARD stellte die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Zwochau (G. A. 57, 36) fertig und begann die Neubearbeitung des Blattes Halle-Nord (G. A. 57, 28).

Bezirksgeologe Dr. WEISSERMEL beendete bis auf einige Lücken die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Aschersleben (G. A. 57, 13).

Geologe Dr. SCHMIERER stellte die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Weferlingen (G. A. 42, 41) fertig und begann sodann die gleiche Aufnahme des Blattes Helmstedt (G. A. 42, 47). (Siehe auch Provinz Hannover und Herzogtum Braunschweig.)

8. Thüringen

Bezirksgeologe Dr. NAUMANN setzte die geologische Überarbeitung der Blätter Eisenach und Salzungen (G. A. 69, 6, 12) behufs Übertragung auf die neue topographische Aufnahme fort.

Landesgeologe Professor Dr. ZIMMERMANN führte Grenzbegehungen und Schlußrevisionen auf den Blättern Gefell und Schleiz (G. A. 71, 34, 27) und Revisionen auf Blatt Gera (G. A. 71, 11) zur Herausgabe der 3. Auflage aus. (Siehe auch Provinz Schlesien).

9. Provinz Brandenburg.

Abteilungsdirigent Geheimer Bergrat Professor Dr. WAHNSCHAFFE führte in der durch Revisionsarbeiten nicht in Anspruch genommenen Zeit die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Fürstenwalde (G. A. 45, 41) weiter.

Landesgeologe Geheimer Bergrat Professor Dr. JENTZSCH setzte die geologisch-agronomische Kartierung des Blattes Herzfelde (G. A. 45, 34) fort. (Siehe auch Provinz Posen.)

10. Provinz Pommern.

Bezirksgeologe Dr. SCHULTE beendete die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Greifenberg (G. A. 29, 6) und begann sodann diejenige des Blattes Treptow a. Rega (G. A. 12, 60).

Geologe Dr. SOENDEROP begann die geologisch-agronomi-

sche Aufnahme der Blätter Dölitz und Zachan (G. A. 29, 54, 48); es wurde von Dölitz die westliche Hälfte und von Zachan die Südwestecke fertig gestellt.

Bezirksgeologe Dr. FINCKH beendete die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Zanow (G. A. 13, 48) und stellte sodann diejenige des Blattes Beelkow (G. A. 13, 42) nahezu fertig.

Bezirksgeologe Dr. MENZEL setzte die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Alt-Belz (G. A. 13, 53) fort.

Geologe Dr. HESS VON WICHDORFF stellte die geologisch-agronomische Untersuchung des Blattes Groß-Borckenhagen (G. A. 30, 19) fertig. (Siehe auch Provinz Ostpreußen.)

11. Provinz Schlesien.

Bezirksgeologe Dr. TIETZE stellte gemeinsam mit Geologen Dr. BARSCH die geologisch-agronomische Kartierung des Blattes Schmolz (G. A. 62, 58) und allein diejenige des Blattes Koberwitz (G. A. 76, 4) fertig und begann diejenige des Blattes Jordansmühl (G. A. 76, 10).

Geologe Dr. BEHR schloß die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Rothsürben (G. A. 76, 5) ab, begann und beendete die gleiche Aufnahme des Blattes Ohlau (G. A. 76, 6).

Geologe Dr. BARSCH stellte gemeinsam mit dem Bezirksgeologen Dr. TIETZE die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Schmolz und allein diejenige des Blattes Nädlitz (G. A. 62, 58, 60) fertig und setzte diejenige des Blattes Ohlau (G. A. 76, 6) fort.

Freiwilliger Mitarbeiter Professor Dr. GÜRICH, Direktor des Mineralogisch-Geologischen Instituts in Hamburg, setzte in den akademischen Ferien die geologisch-agronomische Aufnahme auf dem Blatte Striegau (G. A. 76, 1) fort.

Landesgeologe Professor Dr. KÜHN beendete die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Schönau (G. A. 61, 58) und ging sodann zur gleichen Aufnahme auf das Blatt Lähn (G. A. 61, 57) über, welches etwa $^2/_3$ fertig wurde. Auf dem Blatte Gröditzberg (G. A. 61, 51) wurden einige Begehungen ausgeführt.

Geologe Dr. BERG vollendete die geologische Aufnahme der

Blätter Schmiedeberg und Tschöpsdorf (G. A. 75, 16, 22) und begann diejenige des Blattes Kupferberg (G. A. 75, 10).

Landesgeologe Professor Dr. ZIMMERMANN setzte die Arbeiten zur Gliederung des niederschlesischen Schiefergebirges fort. (Siehe auch Thüringen.)

Landesgeologe Professor Dr. MICHAEL beteiligte sich an den Revisionsarbeiten der Blätter Beuthen, Laurahütte und Zabrze (G. A. 78, 40, 41, 39).

Geologe Dr. QUITZOW stellte die geologische Aufnahme des Blattes Birkenthal (G. A. 78, 48) fertig und begann alsdann die gleiche Aufnahme des Blattes Kattowitz (G. A. 78, 47).

Geologe Dr. ASSMANN beteiligte sich an der geologischen Aufnahme der Blätter Zabrze und Beuthen (G. A. 78, 39, 40). (Siehe auch Provinz Posen.)

12. Provinz Posen.

Landesgeologe Geheimer Bergrat Professor Dr. JENTZSCH begann die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Schwersenz (G. A. 48, 35). (Siehe auch Provinz Brandenburg.)

Bezirksgeologe Dr. KORN beendete die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Bülowstal (G. A. 48, 16) und begann die gleiche Aufnahme des Blattes Margonin (G. A. 48, 5).

Geologe Dr. CRAMER begann die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Budsin (G. A. 48, 10).

Geologe Dr. ASSMANN stellte die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Duschnik (G. A. 48, 31) fertig und begann sodann die gleiche Aufnahme auf dem Blatte Groß-Gay (G. A. 48, 32). (Siehe auch Provinz Schlesien.)

13. Provinz Westpreußen.

vacat.

14. Provinz Ostpreußen.

Landesgeologe Dr. KAUNHOWEN brachte die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Palmnicken (G. A. 17, 10) zum Abschluß und ging sodann auf Blatt Rudau (G. A. 18, 7) über, welches mit Unterstützung der Geologen Dr. TORNAU und Dr. HESS VON WICHDORFF bis auf eine Schlußbegehung fertig gestellt wurde. Außerdem führte er die geologisch-agro-

nomische Aufnahme des Blattes Nemonien (G. A. 18, 6) weiter, indem er gleichzeitig in Gemeinschaft mit dem Landesgeologen Professor Dr. POTONIE eine botanische Untersuchung der Moore dieses Blattes bewirkte.

Geologe Dr. TORNAU beendete die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Pobethen (G. A. 17, 12) und begann sodann diejenige des Blattes Medenau (G. A. 17, 18). Außerdem beteiligte er sich an der Aufnahme des Blattes Rudau (G. A. 18, 7).

Geologe Dr. MEYER stellte die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Germau (G. A. 17, 11) fertig und begann sodann diejenige des Blattes Fischhausen (G. A. 17, 17).

Geologe Dr. HESS VON WICHDORFF vollendete die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Powunden (G. A. 18, 8) und begann die gleiche Bearbeitung der Blätter Rudau und Königsberg-Ost (G. A. 18, 7, 14). (Siehe auch Provinz Pommern.)

Bezirksgeologe Dr. KLAUTZSCH begann und vollendete die geologisch-agronomische Aufnahme der Blätter Brandenburg (südlich des Haffes) und Pörschken (G. A. 17, 24, 30) und kartierte außerdem etwa die Hälfte von dem Blatte Bladiau (G. A. 17, 29).

## II. Besondere Arbeiten.

### 1. Wissenschaftlich-geologische Arbeiten.

Die geologische Untersuchung der Einhornhöhle bei Scharzfeld i. H. wurde fortgesetzt und die Untersuchung der Höhlen bei Fretter sowie die der Knochenfunde bei Caslach ausgeführt.

Die Terrassen der Weser von Karlshafen bis Hameln wurden begangen.

Exkursionen in die Lößgebiete des Harzes, Thüringens und des Rheinlandes fanden statt; die Lehm- und Lößablagerungen im Gebiete der Saale wurden untersucht.

Für eine Übersichtskarte in der Nordhälfte der Gradab-

teilung 80, im Maßstabe 1 : 200 000, wurden die Revisionen fortgesetzt.

Das als Naturdenkmal in staatlichen Schutz genommene Moor in der Nähe von Chorin wurde kartiert.

Eine Begehung der Kurischen Nehrung wurde vorgenommen.

Einer besonderen Untersuchung wurden unterzogen: Die Untereocän-Vorkommen in der Gegend von Ückermünde, Wolgast, Friedland und Malchin, die Tertiäraufschlüsse der Provinz Posen, die Aufschlüsse bei Cadinen und bei den Haffziegeleien von Elbing, die Conchylienfauna der Moormergel von Pyritz und der Wiesenkalklager von Bonin und Gülz, die Aufschlüsse in den diluvialen Süßwasserkalken und Diatomeenablagerungen bei Ülzen, Unterlüß, im Luhetal und bei Verden a. A., sowie die fossilführenden Interglazialbildungen der Umgegend von Berlin.

Zur Klärung der Beziehungen zwischen glazialem und nichtglazialem Diluvium im niederrheinischen Tieflande, sowie zur Untersuchung des glazialen und fluviatilen Diluviums an der oberen Saar, der oberen Mosel, in Lothringen, sowie im Mont-Blanc-Gebiet wurden vergleichende Begehungen ausgeführt.

Im nördlichen Sauerlande, im Bergischen und zwischen dem Rhein- und Lennegebiet, ferner im Muschelkalkgebiet des Elm, des Dorm und des Lappwaldes, sowie im Zechsteingebiet bei Halle a. S., Eschwege und Sontra fanden Übersichtsbegehungen statt. Die Diabasvorkommen in der Gegend von Hirschberg i. Thür., Schleiz und Lobenstein wurden studiert. Über die Spateisensteinvorkommen des Siegerlandes wurden Spezialstudien ausgeführt.

In den Tiefbohrungen Czuchow II (Oberschlesien) und Schubin (Posen) wurden Temperaturmessungen vorgenommen.

Der Mölno-See in der Provinz Posen wurde untersucht.

2. Instruktionskurse und Exkursionsführungen.

Es wurde veranstaltet: a) ein geologischer Kursus mit Vorträgen für Markscheider mit anschließenden Exkursionen nach Rüdersdorf, Schönebeck und Staßfurt, b) ein geologischer Lehrgang für Landwirtschaftslehrer, c) eine geologische Exkursion der Studierenden der Bergakademie Berlin während der Pfingstferien, d) eine geologische Exkursion des Deutschen Markscheider-Vereins (rheinisch-westfälische Gruppe).

3. Praktisch-geologische Arbeiten.

a) Wasserversorgungen und Ähnliches.

Bei den Wasserversorgungsprojekten folgender Gemeinden, Behörden oder Privatunternehmungen wirkte die Anstalt beratend mit: Rheinland: Wetzlar, Völklingen a. d. Saar, Neunkirchen (Bahnhof), Elzenhofen im Köllertal und Meckenheim; Westfalen: Brilon, Soest, Lippstadt, Beckum, Crombach, Bleiwäsche, Bocholt und Kredenbach; Provinz Hannover: Hannover und Hildesheim; Hessen-Nassau: Limburg a. L., Elm, Kirchhain, Niederzwehren und Herges-Vogtei; Lippe: Örlinghausen, Falkenhagen und Barntrup in Lippe; Braunschweig: Seesen und Blankenburg a. H.; Thüringische Staaten: Klein-Keula im Herzogtum Sachsen-Coburg-Gotha; Provinz Sachsen: Hornburg, Oschersleben, Schafstädt, Witterda, Welschleben, Andisleben, Bad Schmiedeberg und Bad Sachsa, Gewerkschaft Christoph-Friedrich zu Lützkendorf bei Merseburg; Brandenburg: Klein-Teuplitz i. Lausitz, Rixdorf und für die Berliner Anstalten bei Buch; Ostpreußen: Gowarten, Guttstadt und Ortwethen, sowie für die Königliche Domäne Kampischkehmen und die Kreisbauinspektionen Gumbinnen und Sensburg; Schlesien: Breslau, Krappitz, Leschnitz, Schurgast, Deutsch-Piekar, Tschöpsdorf und Altwasser.

Das Königliche Oberbergamt Halle wurde in der Angelegenheit der Wasserentziehung durch den Braunkohlenbergbau in der Niederlausitz, sowie bei der Projektierung der zen-

tralen Wasserversorgung des Industriegebietes der Niederlausitz beraten.

An den Arbeiten des Arbeitsausschusses für die Oberschlesische Wasserversorgung nahmen Beamte der Anstalt teil.

b) Talsperren, Stauanlagen und Ähnliches.

Geologische Geländeuntersuchungen fanden statt: im Gebiete der Talsperren im Möhnetal bei Arnsberg, im Kerspetal und im Edertal bei Hernfurt, im Dreilägersbachtal bei Rötgen und Niestertal (Kreis Altenkirchen), für die Weserstaustufe bei Dörverden, für das Überschwemmungsgebiet der Böhme und Leine, für die Odertal- und Holtemme-Sperre, für die oberschlesischen Staubecken bei Vossowska im Malapanetal und zwischen Zawadzki und Sossowska, ferner für die Talsperren im Lobsonkatal bei Wirsitz und im Brahetal bei Tuchel.

c) Untersuchungen von Heilquellen, Abgrenzung von Schutzbezirken und Ähnliches.

Für eine Reihe von Sol- und Mineralquellen wurden auf Grund örtlicher Untersuchungen Schutzbezirke festgelegt, und zwar für die Solquellen von Rothenfelde, die Mineralquellen zu Niederselters und Wiesbaden, diejenigen des Bades Meinberg in Lippe, für die Algersdorfer Quellen bei Bad Nenndorf am Deister und für diejenigen bei Attendorn, ferner für die Quellen von Altheide und Reinerz in Schlesien und für den Salzbrunner Oberbrunnen.

d) Kanalbauten.

Untersucht wurden die Aufschlüsse des Rhein-Herne-Kanals, der Emscherregulierung, des Kaiser Wilhelm-Kanals, des Silokanals bei Brandenburg, des Spreeumflutkanals bei Wendisch-Buchholz, der Kanalbauten an der wendischen Spree, des Großschiffahrtsweges Berlin—Stettin und des Masurischen Kanals, sowie der Regulierungsarbeiten des Grenzflusses Vinzenta, Kreis Johannisburg (Ostpr.).

e) Eisenbahn- und Tunnelaufschlüsse.

Die Aufschlüsse folgender Bahnstrecken und Bahnhofsbauten wurden begangen und untersucht:

Rheinland: Aachen — Süsterfeld, Dümpelfeld — Blankenheim, Ahrdorf — Lissendorf, Mülheim — Eppinghofen, Malmedy—Stavelot, Wittlich—Daun, Erdorf—Bitburg, Montjoie—Lommersweiler, Ottweiler—St. Wendel, Saarbrücken—Bouss, Linz—Seifen.

Westfalen: Schwerte — Hagen, Finnentrop — Wennemen, Fredeborg—Wentholthausen, Berleburg—Allendorf, Altenhundem—Birkelbach, Oberbrügge—Halver—Radevormwald, Bielefeld—Eckendorf, Bielefeld—Brackwede.

Hessen-Nassau: Höhr—Hillerscheid, Westerburg—Montabaur, Zimmersroda—Gemünden, Weidenau—Dillenburg.

Hannover: Linden—Fischerhof (Bahnhof), Beckedorf—Munster, Göttingen—Bodenfelde, Osterholz—Bremervörde, Wittingen—Diesdorf, Nienburg—Rhaden.

Schleswig-Holstein: Nymphen bei Achim, Süderstapel, Preetz—Lütjenburg, Wester-Satrup—Schelde.

Sachsen und Thüringische Staaten: Wegenstedt—Calvörde, Schkeuditz—Lützschena, Eisenach—Salzungen.

Brandenburg und Pommern: Berlin—Bernau, Schönholz—Hermsdorf, Bernsdorf i. L., Barth—Prerow, Saßnitzhafen, Heringsdorf—Wolgaster Fähre, Chottschow—Garzigar, Schlawe—Stolpmünde.

Ostpreußen: Garbassen, Sensburg—Nikolaiken, Mierunsken—Marggrabowa, Wehlau—Friedland, Bergfriede—Tauersee.

Posen und Schlesien: Wronke—Obornik, Schildberg—Grabow—Deutschhof, Wansen—Brieg, Ottmachau—Prieborn, Petershofen.

Ferner wurden die Tunnels zwischen Losheim und Büllingen (Rheinland), Witten und Barmen, Schwerte und Hörde, Hirschberg i. Schl. und Lähn, Görlitz und Horka, ferner der Schönhuter und Kohlenberg-Tunnel und die Neubauten am

Ochsenkopf, sowie endlich die Aufschlüsse der Untergrundbahnen von Groß-Berlin untersucht.

f) Untersuchungen von Domänen, Gütern, Grundstücken usw.

Geologisch untersucht wurde das Rittergut Holdorf in Mecklenburg und der Schießplatz bei Jüterbog.

g) Geologisch-agronomische Aufnahme von Lehrfeldern in der Umgebung von Landwirtschaftsschulen usw.

Für folgende Landwirtschaftsschulen wurden kleinere Gebiete als Lehrfelder kartiert: Rheinprovinz: Mörs, Cleve; Provinz Westfalen: Dortmund, Warendorf; Provinz Schleswig-Holstein: Bredstedt, Kiel, Heide; Provinz Brandenburg: Krossen, Spremberg; Provinz Pommern: Schivelbein, Demmin; Provinz Schlesien: Trebnitz; Provinz Posen: Bojanowo; Provinz Westpreußen: Schlochau und Krojanke.

h) Bergwirtschaftliche und technische Untersuchungen.

Die Arbeiten an der Flözkarte des Niederrheinisch-Westfälischen Steinkohlenbeckens 1:25000 wurden fortgesetzt und die Tiefbohraufschlüsse desselben Gebietes untersucht.

Die deutschen Schwerspatlagerstätten wurden bereist.

Die Salzhorste in der Gegend von Hannover wurden untersucht.

Untersuchungen des Reinhardswaldes, des Bramwaldes und des oberen Wesertalgebietes auf nutzbare Lagerstätten, wegen Beurteilung der Rentabilität der projektierten Eisenbahn Münden—Bodenfelde, wurden ausgeführt.

Steinschlagmaterial für Eisenbahnbettungen für die Königl. Eisenbahndirektion Halle a. S. wurde ermittelt und der Königl. Eisenbahn-Direktion in Königsberg i. Pr. über das Vorkommen von Schotter- und Gesteinsmaterial Auskunft erteilt.

Ein Kalkvorkommen wurde für den Kreis Johannisburg untersucht.

Auf den in Arbeit befindlichen Meßtischblättern wurden die jeweiligen nutzbaren Mineralvorkommen, wie Ton und Kies,

Bau- und Straßenmaterial, landwirtschaftliche Meliorationsmittel und dergleichen, ihrem Inhalt und ihrer räumlichen Verbreitung nach einer genaueren Prüfung unterzogen.

### 4. Verfolgung und Bearbeitung von Bohr- und Schachtaufschlüssen und Ähnliches.

Eine eingehende Bearbeitung erfuhren die Bohrungen und Schachtprofile des links- und rechtsrheinischen Kohlengebirges, des westfälischen und oberschlesischen Industriebezirkes, die Kalibohrungen von Nord- und Südhannover, Thüringen und der Gegend südlich des Harzes und von Halle, sowie die Bohrungen im Wietzer Erdölgebiet. Die Untersuchung der Braunkohlenbohrungen in der Schorfheide, der fiskalischen Bohrungen in der Provinz Posen, sowie der von der Geologischen Landesanstalt amtlich ausgeführten Bohrungen wurde fortgesetzt. Die von Gemeinden, Behörden und Privaten eingegangenen Bohrproben wurden in großer Zahl untersucht, registriert und darüber Auskunft erteilt.

### 5. Arbeiten im Laboratorium.

Im Laboratorium für Bodenkunde wurden 340, teils chemische, teils mechanische Analysen ausgeführt, die sich auf 278 Boden-, 33 Wasser-, 11 Kohle-, 15 Salz- und Sole-, 1 Erz- und 2 Erdölproben verteilen. Die Bodenuntersuchungen setzten sich aus 176 Bestimmungen der Körnung, 222 Bausch- oder Nährstoffanalysen, 66 Ton- und 132 Einzelbestimmungen zusammen.

Ferner wurden die Versuche der Entkeimung von Trinkwasser, sowie der Entmanganung desselben vermittels künstlicher zeolithartiger Verbindungen weiter geführt.

### 6. Sonstige Arbeiten.

An der I. internationalen agrogeologischen Konferenz, die im Jahre 1909 in Budapest tagte, nahmen zwei Beamte der Anstalt teil.

## Stand der Veröffentlichungen.

Im Laufe des Jahres sind im Auflagedruck vollendet oder zur Veröffentlichung gelangt:

### A. Karten.

| | | |
|---|---|---|
| Lieferung 114, | enthaltend die Blätter Lehesten, Lobenstein, Titschendorf und Hirschberg . | 4 Bl. |
| » 125, | enthaltend die Blätter Warlubien, Schwetz und Sartowitz . . . . . | 3 » |
| » 133, | enthaltend die Blätter Sorquitten, Sensburg, Theerwisch, Ribben und Aweyden | 5 » |
| » 141, | enthaltend die Blätter Herzogenrath, Eschweiler, Düren, Stolberg und Lendersdorf . . . . . | 5 » |
| » 145, | enthaltend die Blätter Freiburg i. Schl., Waldenburg, Friedland und Schömberg | 4 » |
| » 152, | enthaltend die Blätter Eschershausen, Stadtoldendorf und Sievershausen . . | 3 » |
| » 154, | enthaltend die Blätter Backum, Lohne und Plantlünne . . . . . | 3 » |
| » 155, | enthaltend die Blätter Harburg, Allermöhe und Hittfeld . . . . . | 3 » |
| » 157, | enthaltend die Blätter Möckern, Loburg, Leitzkau und Lindau . . . . | 4 » |
| » 171, | enthaltend die Blätter Spahl, Kleinsassen, Hilders, Gersfeld, Sondheim und Ostheim . . . . . | 6 » |
| | Zusammen | 40 Bl. |
| | Es waren bereits veröffentlicht | 752 » |
| | Mithin im ganzen vollendet . . . . | 792 Bl. |

Der Stand der noch nicht herausgegebenen Kartenarbeiten ist folgender:

In der lithographischen Ausführung begriffen:

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Lieferung | 150, | Gegend von | Benkheim . . . . . | 3 Bl. |
| » | 151, | » » | Cuxhaven . . . . . | 4 » |
| » | 153, | » » | Salzhemmendorf . . . . . | 3 » |
| » | 156, | » » | Bienenbüttel . . . . . | 3 » |
| » | 159, | » » | Czarnikau . . . . . | 4 » |
| » | 160, | » » | Wartenburg in Ostpreußen . | 5 » |
| » | 161, | » » | Groß-Duneyken . . . . . | 4 » |
| » | 162, | » » | München-Gladbach . . . . | 5 » |
| » | 163, | » » | Iserlohn . . . . . | 5 » |
| » | 164, | » » | Zerbst . . . . . | 5 » |
| » | 165, | » » | Pyritz . . . . . | 4 » |
| » | 166, | » » | Erkelenz . . . . . | 5 » |
| » | 167, | » » | Detmold . . . . . | 4 » |
| | | | Zusammen | 54 Bl. |

Außerdem sind noch die Blätter Gera, Saalfeld, Teltow, Charlottenburg (früher Spandau) und Rüdersdorf in der Herstellung der II. bezw. III. Auflage begriffen.

| | |
|---|---|
| In der geologischen Aufnahme sind fertig, aber noch nicht zur Veröffentlichung in Lieferungen abgeschlossen . . . . . | 100 Bl. |
| Hierzu die veröffentlichten und im Druck befindlichen . . . . . | 846 » |
| Mithin sind im ganzen fertig untersucht | 946 Bl. |

Ferner stehen noch in der geologischen Bearbeitung 121 Blätter, und 189 Blätter sind mit Vorarbeiten versehen.

## B. Abhandlungen.

N. F. Heft 56: Geologie und Paläontologie der subhercynen Kreidemulde. Von H. SCHROEDER und J. BÖHM.

» » » 59: Polyptychites-Arten des Unteren Valanginien. Von A. v. KOENEN. Hierzu 1 Atlas mit 33 Tafeln.

» » » 62: Beiträge zur Geologie von Kamerun. Von C. GUILLEMAIN.

Außerdem sind noch folgende Abhandlungen im Druck befindlich:

N. F. Heft 48: Beiträge zur Seenkunde. Teil I. Von A. JENTZSCH.
» » » 51: Desgleichen. Teil II. Von demselben.
» » » 57: » Teil III. » »
» » » 60: Das Diluvium zwischen Halle und Weißenfels. Von L. SIEGERT und W. WEISSERMEL.
» » » 61: Die Braunkohlenformation am Niederrhein. Von G. FLIEGEL.
» » » 63: Zur Geologie und Hydrologie von Daressalam und Tanga. Von W. KOERT und F. TORNAU.

### C. Archiv für Lagerstätten-Forschung und Lagerstättenkarten.

Karte der nutzbaren Lagerstätten Deutschlands. Gruppe Preußen. I. Abteilung. Rheinland und Westfalen. Lieferung 2, enthaltend die Blätter: Bentheim, Osnabrück, Trier, Mainz und Saarbrücken 1:200000. Bearbeitet durch F. SCHÜNEMANN.

Gangkarte des Siegerlandes im Maßstabe 1:10000. Lieferung 1, enthaltend die Blätter: Oberschelden, Siegen, Niederschelden, Eisern und Wilnsdorf. Angefertigt auf Kosten des Siegerländer Eisensteinvereins, G. m. b. H. in Siegen; auf Staatskosten herausgegeben von der Königlichen Geologischen Landesanstalt.

Außerdem sind folgende Abhandlungen und Kartenlieferungen im Druck und in der Vorbereitung befindlich:

Heft 1: Die Eisenerzvorräte des Königreichs Preußen. Von EINECKE und KÖHLER.
» 2: Über die Gangverhältnisse des Siegerlandes und seiner Umgebung. Von BORNHARDT.
» 3: Über den Holzappeler Gangzug. Von SCHÖPPE.
» 4: Geschichte des Thüringer Bergbaus. Teil I. Von HESS v. WICHDORFF.

Heft 5: Die Lagerstätten des Oberungarischen Erzgebirges. Von BARTELS.

» 6: Neue Beobachtungen über die tektonische Natur der Siegener Spateisensteingänge. Von A. DENCKMANN.

Karte der nutzbaren Lagerstätten Deutschlands 1 : 200 000. Lieferung 3, enthaltend die Blätter Minden, Hannover, Detmold und Göttingen.

Gangkarte des Siegerlandes 1 : 10 000. Lieferung 2, enthaltend die Blätter Freudenberg, Niederfischbach, Betzdorf, Herdorf, Neunkirchen und Gilsbach.

### D. Jahrbuch der Königlich Preußischen Geologischen Landesanstalt.

Jahrgang 1906 (Band XXVII, Heft 4)
» 1907 ( » XXVIII, » 4)
» 1908 ( » XXIX, Teil I, Heft 1 u. 2)
» » ( » » » II, » 1 u. 2)
» 1909 ( » XXX, » I, » 1 u. 2)
» » ( » » » II, » 1 u. 2)
Generalregister (für Band I—XX) 1881—1899.

Ferner im Druck befindlich:

Jahrgang 1909 (Band XXX, Teil I, Heft 3)
» » ( » » » II, » 3)
» 1910 ( » XXXI, » I, » 1 u. 2).

### E. Sonstige Karten und Schriften.

#### a) Karten.

Geologisch-agronomische Karten der Lehrfelder für die landwirtschaftlichen Schulen in Lauenburg i. Pomm., Arendsee, Soest, Treptow a. R., Greifswald, Berent, Verden, Neustadt a. Rbg., Sprottau, Fraustadt, Herford-Ost und Johannisburg.

Ferner sind von diesen Karten im Druck befindlich: Hohensalza, Bromberg, Allenstein, Mörs und Witkowo.

Geologische Übersichtskarte der Gegend von Scharnikau (Provinz Posen) 1 : 100 000 von A. JENTZSCH.

b) Schriften.

Geologische Literatur Deutschlands:

A. Die Literatur der Jahre 1907 und 1908.

B. Literatur über einzelne Länder:

1. Anhalt von O. v. LINSTOW,
2. Harz von E. SCHULZE (in Vorbereitung).

Verkauf der Karten und Schriften.

| Im Jahre 1909 wurden verkauft: | | | (gegen 1908) |
|---|---|---|---|
| Karten 1:25000 . . . . . | 9542 | Blätter | (8028 Bl.) |
| Abhandlungen . . . . . | 390 | Exemplare | (525 Expl.) |
| Jahrbücher . . . . . | 96 | » | (96 » ) |
| Sonderabdrücke . . . . . | 1417 | » | (1390 » ) |
| Sonstige Karten und Schriften . | 867 | » | (792 » ) |

# Arbeitsplan
# der Königlichen Geologischen Landesanstalt
# für das Jahr 1910.

Revisionen im Tieflande: Abteilungsdirigent Geh. Bergrat Prof. Dr. WAHNSCHAFFE.

Revisionen im Gebirgslande: Abteilungsdirigent Professor Dr. KRUSCH.

## I. Geologische Aufnahmen im Maßstabe 1 : 25000.

### 1. Rheinprovinz.

Landesgeologe Dr. KRAUSE wird nach einer Schlußbegehung des Blattes Zülpich (G. A. 66, 20)[1]) sich etwa drei Wochen an der weiteren geologisch-agronomischen Aufnahme des Blattes Hitdorf, linksrheinisch, (G. A. 52, 58) beteiligen; er wird ferner den paläozoischen Anteil von Blatt Mechernich (G. A. 66, 26) fertigstellen.

Bezirksgeologe Dr. WUNSTORF wird die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Wegberg (G. A. 51, 54) fertigstellen und alsdann die gleiche Aufnahme des Blattes Elmpt (G. A. 51, 47) beginnen. Außerdem wird derselbe das Blatt Kettwig (G. A. 52, 40) ausschließlich des Devonanteils beginnen. (Siehe auch unter II. Andere Arbeiten.)

Geologe Dr. ELIEGEL wird nach einer Schlußbegehung des Buntsandsteingebietes auf Blatt Mechernich (G. A. 66, 26), etwa zwei Monate auf die geologisch-agronomische Aufnahme

[1]) G. A. = Grad-Abteilung.

des Blattes Hitdorf (G. A. 52, 58), rechtsrheinisch und etwa zwei Monate auf die gleiche Aufnahme des Blattes Mülheim (G. A. 66, 5) und den Rest der Zeit für Blatt Overath (G. A. 66, 6) verwenden. (Siehe auch unter II. Andere Arbeiten.)

Geologe Dr. QUAAS wird etwa drei Wochen auf die geologisch-agronomische Kartierung des Blattes Hitdorf (G. A. 52, 58), linksrheinisch, verwenden, alsdann die gleiche Kartierung des Blattes Willich (G. A. 52, 44) beginnen und den Triasanteil auf dem Blatte Nideggen (G. A. 66, 19) bearbeiten.

Etatsmäßiger Professor an der Bergakademie Dr. RAUFF wird in den akademischen Ferien die geologisch-agronomische Aufnahme der Blätter Godesberg und Königswinter (G. A. 66, 23, 24) fortsetzen.

Freiwilliger Mitarbeiter Universitäts-Professor Dr. HOLZAPFEL wird in den akademischen Ferien die geologische Aufnahme der Blätter Eupen, Rötgen, Ternell und Montjoie (G. A. 65, 23, 24, 29, 30) fortsetzen bezw. beginnen.

Freiwilliger Mitarbeiter Universitäts-Professor Dr. ERICH KAISER wird während der akademischen Ferien die geologische Aufnahme des Blattes Linz a. Rh. (G. A. 66, 30) fertigstellen.

Geologe Dr. AHLBURG wird die geologische Aufnahme des Blattes Merenberg (G. A. 67, 30) fortsetzen. (Siehe auch Provinz Hessen-Nassau und unter II. Andere Arbeiten.)

Geologe Dr. BÄRTLING wird die geologische Aufnahme des Blattes Essen (G. A. 52, 35) fortsetzen. (Siehe auch Provinz Westfalen und unter II. Andere Arbeiten.)

## 2. Provinz Westfalen.

Landesgeologe Professor Dr. DENCKMANN wird die geologische Aufnahme des Blattes Hilchenbach (G. A. 67, 5) fertigstellen und gemeinsam mit den Geologen Dr. SCHMIDT und Dr. HENKE die Gruben-Aufschlüsse auf den Blättern Kirchhundem, Siegen, Hilchenbach und Freudenberg bearbeiten. (G. A. 53, 59; G. A. 67, 11, 5, 10.)

Die Geologen Dr. SCHMIDT und Dr. HENKE werden nach

einer Schlußbegehung des Blattes Olpe die geologische Aufnahme des Blattes Kirchhundem (G. A. 53, 58, 59) fertigstellen und, falls noch Zeit übrig, das Blatt Wingeshausen (G. A. 53, 60) in Angriff nehmen. (Wegen Dr. HENKE siehe auch unter II. Andere Arbeiten.)

Geologe Dr. FUCHS wird die geologische Aufnahme des Blattes Meinerzhagen (G. A. 53, 50) beenden, dann diejenige des Blattes Herscheid (G. A. 53, 51) anfangen. (Siehe auch Provinz Hessen-Nassau und unter II. Andere Arbeiten.)

Geologe Dr. BÄRTLING wird eine Schlußbegehung auf dem Blatte Bochum (G. A. 52, 36) ausführen, die Flözkarte desselben Blattes herstellen und die geologisch-agronomische Aufnahme auf dem Blatt Essen (G. A. 52, 35) fortsetzen. (Siehe auch Rheinprovinz und unter II. Andere Arbeiten.)

Abteilungsdirigent Professor Dr. KRUSCH wird in der durch Revisionen nicht in Anspruch genommenen Zeit die geologische Aufnahme des Blattes Hattingen (G. A. 52, 12) fortsetzen.

### 3. Provinz Hessen-Nassau.

Geologe Dr. AHLBURG wird die geologische Aufnahme der Blätter Merenberg und Weilburg (G. A. 67, 30, 36) fortsetzen. (Siehe auch Rheinprovinz und unter II. Andere Arbeiten.)

Geologe Dr. FUCHS wird die Revision des nördlichen Teils des Blattes Feldberg-Oberreiffenberg (G. A. 68, 43) abschließen. (Siehe auch Provinz Westfalen und unter II. Andere Arbeiten.)

Freiwilliger Mitarbeiter Geheimer Bergrat Universitäts-Professor Dr. EMANUEL KAYSER wird zunächst die geologische Aufnahme auf den Blättern Gladenbach und Marburg (G. A. 68, 14, 9) vollenden und die Bearbeitung der Blätter Buchenau-Caldern und Nieder-Walgern (Nieder-Weimar) (G. A. 68, 8, 15) fortsetzen.

Freiwilliger Mitarbeiter Major a. D. Dr. VON SEYFRIED wird die geologische Aufnahme des Blattes Altengronau (G. A. 69, 44) weiterführen.

Landesgeologe Professor Dr. LEPPLA wird die geologi-

sche Aufnahme des Blattes Homburg v. d. H. (G. A. 68, 44) zu Ende führen und die Revision des südlichen Teiles des Blattes Feldberg - Oberreiffenberg (G. A. 68, 43) in Angriff nehmen. (Siehe auch unter II. Andere Arbeiten.)

### 4. und 5. Provinz Hannover und Herzogtum Braunschweig.

Bezirksgeologe Dr. SCHUCHT wird die geologisch-agronomische Aufnahme der Blätter Westerholt, Dornum und Baltrum (G. A. 22, 25, 19, 13) fertigstellen.

Geologe Dr. STOLLER wird die geologisch-agronomische Aufnahme der Blätter Hermannsburg (G. A. 41, 11) und Wriedel (G. A. 24, 60) fertigstellen. (Siehe auch unter II. Andere Arbeiten.)

Freiwilliger Mitarbeiter Geheimer Bergrat Universitäts-Professor Dr. VON KOENEN wird die geologische Aufnahme des Blattes Sibesse (G. A. 41, 58) zu Ende führen und dann diejenige des Blattes Hildesheim (G. A. 41, 52) fortsetzen.

Geologe Dr. GRUPE wird die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Ottenstein (G. A. 55, 1) beendigen.

Freiwilliger Mitarbeiter Professor an der Technischen Hochschule Dr. STILLE wird während der akademischen Ferien und an vorlesungsfreien Tagen die geologisch-agronomische Aufnahme der Blätter Gehrden, Springe und Eldagsen (G. A. 41, 38, 44, 50) fortsetzen.

Landesgeologe Geheimer Bergrat Professor Dr. SCHROEDER wird die geologische Aufnahme des Blattes Vienenburg (G. A. 56, 2) in etwa 3 Monaten fertigstellen, ferner den mesozoischen Anteil des Blattes Blankenburg (G. A. 56, 16) bearbeiten. (Siehe auch Provinz Sachsen und Herzogtum Anhalt.)

Freiwilliger Mitarbeiter Professor an der Königlichen Bergakademie Dr. BODE wird zunächst den paläozoischen Teil des Blattes Goslar (G. A. 56, 1) beenden und alsdann die geologische Aufnahme des Blattes St. Andreasberg (G. A. 56, 14) fortsetzen.

Geologe Dr. HARBORT wird die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Süpplingen (G. A. 42, 46) in 2—$2^1/_2$ Mo-

naten abschließen, die Blätter Wathlingen und Fuhrberg (G. A. 41, 29, 28) in vier Wochen zu beenden suchen und das Blatt Celle (G. A. 41, 23) in 14 Tagen fertigstellen und schließlich die Aufnahme des Blattes Königslutter (G. A. 42, 15) in Angriff nehmen.

Geologe Dr. MESTWERDT wird die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Twülpstedt (G. A. 42, 40) beendigen und diejenige des Blattes Heiligendorf (G. A. 42, 39) fortsetzen. (Siehe auch unter II. Andere Arbeiten.)

Landesgeologe Geheimer Bergrat Professor Dr. KEILHACK wird für die II. Auflage das Blatt Lüneburg (G. A. 25, 43) neu bearbeiten. (Siehe auch Provinz Sachsen und Herzogtum Anhalt, sowie unter II. Andere Arbeiten.)

Geologe Dr. SCHMIERER wird die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Helmstedt (G. A. 42, 47) fertigstellen. (Siehe auch Provinz Sachsen und Herzogtum Anhalt, sowie unter II. Andere Arbeiten.)

### 6. Provinz Schleswig-Holstein und die Freien Reichsstädte Hamburg und Lübeck.

Landesgeologe Professor Dr. GAGEL wird in etwa zwei Monaten die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Lübeck (G. A. 25, 9) abschließen und alsdann die gleiche Aufnahme auf dem Blatte Hamberge (G. A. 25, 8) fortsetzen. (Siehe auch unter II. Andere Arbeiten.)

Geologe Dr. SCHLUNCK wird die geologisch-agronomische Aufnahme des südlichen Teiles von dem Blatte Hamburg (G. A. 24, 28) fertigstellen und alsdann zur gleichen Aufnahme auf das Blatt Wakendorf (G. A. 24, 17) übergehen.

Bezirksgeologe Dr. KOERT wird zunächst die geologisch-agronomische Kartierung des Blattes Niendorf (G. A. 24, 22) in etwa vier Monaten beenden und dann evtl. gemeinsam mit dem Landesgeologen Dr. WOLFF das Blatt Pinneberg (G. A. 24, 21) bearbeiten.

Landesgeologe Dr. WOLFF wird zunächst den nördlichen Teil des Blattes Hamburg (G. A. 24, 28) geologisch-agronomisch

in etwa zwei Monaten aufnehmen, dann auf Blatt Wedel (G. A. 24, 27) übergehen und schließlich, falls die Zeit reicht, gemeinsam mit Bezirksgeologen Dr. KOERT das Blatt Pinneberg (G. A. 24, 21) bearbeiten. Außerdem wird derselbe die geologische Aufnahme der Insel Helgoland bewirken.

### 7. Provinz Sachsen und Herzogtum Anhalt.

Landesgeologe Geheimer Bergrat Professor Dr. KEILHACK wird in etwa 6—8 Wochen eine Schlußrevision der Blätter Calbe, Nienburg, Bernburg, Staßfurt und Güsten (G. A. 57, 3, 9, 15, 8, 14) ausführen. (Siehe auch Prov. Hannover und Herzogt. Braunschweig, sowie unter II. Andere Arbeiten.)

Landesgeologe Geheimer Bergrat Professor Dr.. SCHROEDER wird die geologische Aufnahme des Blattes Vienenburg (G. A. 56, 2) in etwa drei Monaten fertigstellen. (Siehe auch Provinz Hannover und Herzogtum Braunschweig.)

Bezirksgeologe Dr. VON LINSTOW wird eine Schlußbegehung der geologisch-agronomischen Aufnahme auf dem Blatte Bitterfeld-Ost (G. A. 58, 19) in etwa vierzehn Tagen vornehmen und alsdann die gleiche Aufnahme des Blattes Bitterfeld-West beginnen (G. A. 57, 24). Ferner sind von demselben die bergbaulichen Aufschlüsse auf dem Blatte Kemberg (G. A. 58, 14) nachzutragen. (Siehe auch unter II. Andere Arbeiten.)

Bezirksgeologe Dr. WIEGERS wird die geologisch-agronomische Aufnahme der Blätter Neuhaldensleben und Erxleben (G. A. 43, 13 und G. A. 42, 18) fertigstellen. (Siehe auch unter II. Andere Arbeiten.)

Geologe Dr. PICARD wird die geologisch-agronomische Überarbeitung des Blattes Halle-Nord (G. A. 57, 28) für die II. Auflage in vier Monaten beenden und die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Brehna (G. A. 57, 30) fortsetzen. (Siehe auch unter II. Andere Arbeiten.)

Bezirksgeologe Dr. WEISSERMEL wird den Abschluß der geologisch-agronomischen Aufnahme des Blattes Aschersleben (G. A. 57, 13) in etwa drei Wochen herbeiführen, alsdann den

anhaltinischen Teil der Blätter Ballenstedt und Wegeleben (G. A. 56, 18, 12) außerhalb des Harzes und ferner den gleichen Teil des Blattes Quedlinburg (G. A. 56, 17), mit Ausnahme der Kreide, kartieren. Außerdem hat derselbe gemeinsam mit dem Bezirksgeologen Dr. SIEGFRT die Überarbeitung des Blattes Schraplau-Teutschenthal (G. A. 57, 33) für die II. Auflage in etwa drei Wochen auszuführen.

Geologe Dr. SCHMIERER wird die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Helmstedt (G. A. 42, 47) beenden. (Siehe auch Provinz Hannover und Herzogt. Braunschweig, sowie unter II. Andere Arbeiten.)

Geologe Dr. ERDMANNSDÖRFFER wird gemeinsam mit dem Bezirksgeologen Dr. SIEGERT die geologische Aufnahme des Gebirgsanteiles vom anhaltinischen Gebiete der Blätter Quedlinburg und Ballenstedt (G. A. 56, 17, 18) in etwa zwei Monaten fertigstellen und alsdann auf das Blatt Elbingerode (G. A. 56, 15) übergehen. (Siehe auch unter II. Andere Arbeiten.)

Bezirksgeologe Dr. SIEGERT wird gemeinschaftlich mit dem Geologen Dr. ERDMANNSDÖRFFER den anhaltinischen Teil der Blätter Quedlinburg und Ballenstedt (G. A. 56, 17, 18), soweit das Schiefergebirge in Frage kommt, in etwa zwei Monaten fertigstellen und dann Blatt Schraplau (G. A. 57, 33) zur II. Auflage in etwa $1^1/_2$ Monaten beenden. (Siehe auch unter II. Andere Arbeiten.)

## 8. Thüringen.

Bezirksgeologe Dr. NAUMANN wird die geologische Überarbeitung des Blattes Eisenach-West (G. A. 69, 6) abschließen und diejenige des Blattes Salzungen (G. A. 69, 12) fortsetzen. (Siehe auch unter II. Andere Arbeiten.)

Etatsmäßiger Professor der Bergakademie Geheimer Bergrat Dr. SCHEIBE wird während der akademischen Ferien die geologische Aufnahme des Blattes Schwarza (G. A. 70, 20) fertigstellen.

### 9. Provinz Brandenburg.

Abteilungsdirigent Geheimer Bergrat Professor Dr. WAHNSCHAFFE wird in der durch Revisionsarbeiten nicht in Anspruch genommenen Zeit nach einer Schlußrevision des Blattes Fürstenwalde (G. A. 45, 41) die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Herzberg (G. A. 45, 47) weiterführen.

Landesgeologe Geheimer Bergrat Professor Dr. JENTZSCH wird während etwa vier bis sechs Wochen die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Herzfelde (G. A. 45, 34) weiterführen. (Siehe auch Provinz Posen und unter II. Andere Arbeiten.)

### 10. Provinz Pommern.

Bezirksgeologe Dr. SCHULTE wird in etwa drei Monaten die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Treptow a. Rega (G. A. 12, 60) fertigstellen, ferner die Aufnahme der Blätter Robe und Kirchhagener Fichten (G. A. 12, 54, 53) bewirken und schließlich die gleiche Aufnahme auf dem Blatte Karnitz (G. A. 12, 59) beginnen.

Geologe Dr. SOENDEROP wird die geologisch-agronomische Aufnahme der Blätter Dölitz und Zachan (G. A. 29, 54, 48) fertigstellen und evtl. Blatt Ravenstein (G. A. 30, 43) beginnen.

Bezirksgeologe Dr. MENZEL wird in etwa vier Monaten die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Alt-Belz (G. A. 13, 53) fertigstellen und alsdann die Südhälfte des Blattes Groß-Mölln (G. A. 13, 47) kartieren.

Bezirksgeologe Dr. FINCKH wird die geologisch-agronomische Aufnahme der Nordhälfte des Blattes Groß-Mölln (G. A. 13, 47) bewirken, ferner die gleiche Aufnahme der Blätter Zanow und Beelkow (G. A. 13, 48, 42) in drei Wochen fertigstellen und event. auf Blatt Sorenbohm (G. A. 13, 46) übergehen. (Siehe auch Provinz Schlesien.)

### 11. Provinz Schlesien.

Bezirksgeologe Dr. TIETZE wird die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Jordansmühl (G. A. 76, 10) beendigen

und die gleiche Aufnahme des Blattes Nimptsch (G. A. 76, 16) beginnen. (Siehe auch unter II. Andere Arbeiten.)

Geologe Dr. BEHR wird die geologisch-agronomische Kartierung des Blattes Wäldchen (G. A. 76, 11) ausführen und alsdann diejenige des Blattes Strehlen (G. A. 76, 17) beginnen.

Geologe Dr. BARSCH wird die geologisch-agronomische Aufnahme der Osthälfte des Blattes Lauterbach (G. A. 76, 15) bewirken und alsdann diejenige des Blattes Wansen (G. A. 76, 12) beginnen.

Freiwilliger Mitarbeiter Professor Dr. GÜRICH, Direktor des Mineralogisch-Geologischen Instituts in Hamburg, wird die geologisch-agronomische Aufnahme auf den Blättern Striegau und Kuhnern (G. A. 76, 1 und G. A. 62, 55) fortsetzen.

Bezirksgeologe Dr. FINCKH wird etwa vier Wochen auf die geologische Kartierung eines Teiles des Blattes Zobten (G. A. 76, 9) verwenden. (Siehe auch Provinz Pommern.)

Landesgeologe Professor Dr. KÜHN wird in etwa zwei Monaten die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Lähn (G. A. 61, 57) bewirken und die gleiche Aufnahme des Blattes Gröditzberg (G. A. 61, 51) fortsetzen. (Siehe auch unter II. Andere Arbeiten.)

Geologe Dr. BERG wird die geologische Aufnahme des Blattes Kupferberg (G. A. 75, 10) fortsetzen.

Landesgeologe Geheimer Bergrat Dr. DATHE wird die Aufnahme des Produktiven Carbons auf den Blättern Schmiedeberg und Tschöpsdorf (G. A. 75, 16, 22) abschließen und, falls Zeit bleibt, die Revision der Carbon- und Rotliegenden-Gebiete bewirken.

Landesgeologe Professor Dr. ZIMMERMANN wird etwa drei Monate auf die geologische Aufnahme des Blattes Ruhbank (G. A. 75, 11) verwenden und die gleiche Aufnahme des Blattes Bolkenhain (G. A. 75, 5) während zweier Monate fortsetzen.

Landesgeologe Professor Dr. MICHAEL wird die geologische Aufnahme des Blattes Schwientochlowitz (G. A. 78, 46) gemein-

sam mit dem Geologen Dr. ASSMANN fortsetzen. (Siehe auch unter II. Andere Arbeiten.)

Geologe Dr. QUITZOW wird die geologische Aufnahme des Blattes Kattowitz (G. A. 78, 47) beenden. (Siehe auch unter II. Andere Arbeiten.)

Geologe Dr. ASSMANN wird sich an der geologischen Aufnahme des Blattes Schwientochlowitz (G. A. 78, 46) beteiligen.

### 12. Provinz Posen.

Landesgeologe Geheimer Bergrat Professor Dr. JENTZSCH wird die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Schwersenz (G. A. 48, 35) fortsetzen. (Siehe auch Provinz Brandenburg und unter II. Andere Arbeiten.)

Bezirksgeologe Dr. DAMMER wird die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Groß-Gay (G. A. 48, 32) fertigstellen und auf das Blatt Kazmierz (G. A. 48, 26) übergehen. (Siehe auch unter II. Andere Arbeiten.)

Bezirksgeologe Dr. KORN wird die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Bülowstal (G. A. 48, 16) fertigstellen und alsdann auf Blatt Mietschisko (G. A. 48, 18) übergehen.

Geologe Dr. CRAMER wird die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Budsin (G. A. 48, 10) in etwa $1^1/_2$ Monaten beenden und alsdann zur gleichen Aufnahme auf das Blatt Zelitz (G. A. 48, 11) übergehen.

### 13. Provinz Westpreussen.

(Vacat.)

### 14. Provinz Ostpreussen.

Landesgeologe Dr. KAUNHOWEN wird gemeinsam mit den Geologen Dr. TORNAU, Dr. HESS VON WICHDORFF und Dr. MEYER eine Schlußbegehung des Blattes Rudau (G. A. 18, 7) vornehmen, alsdann die geologisch-agronomische Aufnahme der Blätter Königsberg-West und Ponarth (Waldburg) (G. A. 18, 13, 19) beginnen. Außerdem wird derselbe die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Nemonien (G. A. 18, 6) fort-

setzen und in Gemeinschaft mit dem Landesgeologen Professor Dr. POTONIÉ die botanische Untersuchung der Moore dieses Blattes beenden.

Geologe Dr. TORNAU wird nach der Schlußbegehung des Blattes Rudau (G. A. 18, 7) die geologisch-agronomische Aufnahme der Blätter Medenau und Brandenburg (nördlicher Teil) (G. A. 17, 18, 24) in vier Monaten beenden.

Geologe Dr. MEYER wird nach der Schlußbegehung des Blattes Rudau (G. A. 18, 7) die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Fischhausen (G. A. 17, 17) und diejenige des Blattes Zimmerbude (G. A. 17, 23) fertigstellen.

Bezirksgeologe Dr. KLAUTZSCH wird in etwa zwei Monaten die geologisch-agronomische Aufnahme der Blätter Bladiau und Balga (G. A. 17, 29, 28) fertigstellen und alsdann auf die Blätter Postnicken-West und Schaaken (G. A. 18, 3, 9) übergehen. (Siehe auch unter II. Andere Arbeiten.)

Geologe Dr. HESS VON WICHDORFF wird nach der Schlußbegehung des Blattes Rudau (G. A. 18, 7) die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Königsberg-Ost (G. A. 18, 11) beginnen. (Siehe auch unter II. Andere Arbeiten.)

Landesgeologe Professor Dr. POTONIÉ wird gemeinschaftlich mit dem Landesgeologen Dr. KAUNHOWEN die botanische Untersuchung der Moore auf dem Blatte Nemonien (G. A. 18, 6) beenden.

## II. Andere Arbeiten.

### 1. Wissenschaftlich-geologische Arbeiten.

Geheimer Bergrat Professor Dr. KEILHACK wird eine Bereisung des Braunkohlengebietes der Nieder-Lausitz ausführen.

Landesgeologe Geheimer Bergrat Professor Dr. JENTZSCH wird die Bereisung der Tertiäraufschlüsse in der Provinz Posen fortsetzen.

Landesgeologe Professor Dr. GAGEL wird eine Verfolgung der Aufschlüsse im Eocän der Provinz Schleswig-Holstein ausführen.

Landesgeologe Professor Dr. LEPPLA wird die Revisionen im Gebiete der Nordhälfte der Gradabteilung 80 abschließen zwecks Herausgabe einer Übersichtskarte im Maßstab 1 : 200000.

Bezirksgeologe Dr. TIETZE wird die Untersuchung des Endmoränengebietes von Trebnitz fortsetzen.

Die Geologen Dr. SCHMIERER und Dr. MESTWERDT werden gemeinschaftlich zum Studium des Weißen Jura nordöstlich von Braunschweig eine Reise von etwa 8 Tagen ausführen.

Die Bezirksgeologen Dr. VON LINSTOW und Dr. WIEGERS werden eine gemeinsame Dienstreise zum Studium des Lösses ausführen.

Geologe Dr. STOLLER wird die Erdöl- und Kalibohrungen in der Lüneburger Heide verfolgen.

Bezirksgeologe Dr. KLAUTZSCH wird 8—10 Tage auf die Verfolgung der Endmoränen an der Grenze von Posen und Niederschlesien verwenden.

Bezirksgeologe Dr. SIEGERT wird die Begehung der Weserterrassen fortsetzen.

Geologe Dr. FUCHS wird Übersichts-Touren zwischen der Wupper und dem Volmegebiet ausführen behufs Klärung der stratigraphischen Verhältnisse.

Geologe Dr. HENKE wird 2—3 Wochen für vergleichende Studien im Ober-Devon am Nord- und Ostrande des Rheinischen Schiefergebirges, in Thüringen, in Schlesien, usw. verwenden.

Die Bezirksgeologen Dr. SIEGERT und Dr. NAUMANN und Geologe Dr. PICARD werden gemeinsam die Saaleterrassen zwischen Rudolstadt und Camburg begehen.

Geologe Dr. FLIEGEL wird je nach dem Stande der Aufschlüsse die Höhlen des Massenkalkzuges im Rheinischen Schiefergebirge besuchen.

Geologe Dr. HESS v. WICHDORFF wird die Begehung der Kurischen Nehrung und die Untersuchung des Kurischen Haffs fortsetzen und eine Untersuchung der Seen im Kreise Lötzen vornehmen.

2. Instruktionskurse.

Für Bergassessoren und Bergreferendare wird ein Kursus abgehalten und werden Exkursionen ausgeführt unter der Leitung des Landesgeologen Prof. Dr. KÜHN in der I. Hälfte und des Bezirksgeologen Dr. SIEGERT und Geologen Dr. ERDMANNSDÖRFFER in der II. Hälfte.

Für Landwirtschaftslehrer wird ein Instruktionskursus abgehalten.

3. Praktisch-geologische Arbeiten.

a) Wasserversorgung.

Die Wasserversorgungsprojekte werden nach Maßgabe der einlaufenden Anträge in der bisherigen Weise ausgeführt.

Landesgeologe Professor Dr. MICHAEL wird die Arbeiten für den Wasser-Ausschuß der Wasserversorgung des oberschlesischen Industriebezirkes weiter fortführen.

Derselbe wird außerdem die Quellen-Schutzbezirke für die Bäder Alt-Heide und Reinerz feststellen.

b) Eisenbahn-, Kanal-, Tunnel- usw. Aufschlüsse

werden wie bisher verfolgt.

c) Guts- und Domänen-Untersuchungen

werden nach Maßgabe der einlaufenden Anträge wie bisher ausgeführt.

d) Geologisch-agronomische Aufnahme von Lehrfeldern in der Umgebung von Landwirtschaftsschulen

werden in diesem Sommer fortgesetzt, und zwar in der Rheinprovinz: Adenau, Bonn; Provinz Westfalen: Lüdinghausen, Koesfeld, Warendorf; Provinz Hannover: Iburg, Hildesheim, Diepholz; Provinz Schleswig-Holstein: Kiel, Apenrade, Elmshorn; Provinz Sachsen: Quedlinburg, Artern, Elsterwerda; Provinz Schlesien: Oppeln, Neisse; Provinz Posen: Neutomischel; Provinz Westpreußen: Marienburg; Provinz Ostpreußen: Gumbinnen, Neidenburg und Oletzko.

c) Bergwirtschaftliche Untersuchungen.

Geologe Dr. BÄRTLING wird die westfälische Flözkarte im Maßstabe 1 : 25 000 fortsetzen und die Untersuchung der neuen Grubenaufschlüsse im niederrheinisch-westfälischen Steinkohlenbezirk (rechtsrheinisch) wie bisher vornehmen.

Bezirksgeologe Dr. WUNSTORF wird die linksrheinischen Bohr- und Schachtaufschlüsse verfolgen, soweit das Steinkohlengebirge in Frage kommt.

Landesgeologe Professor Dr. MICHAEL wird gemeinsam mit dem Geologen Dr. QUITZOW die Flöz- und Lagerstättenkarte des oberschlesischen Industriegebietes im Maßstabe 1 : 25 000 fortsetzen.

Bezirksgeologe Dr. DAMMER wird etwa 14 Tage auf eine Begehung der neuen Braunkohlen-Aufschlüsse auf den Blättern Hohenmölsen, Zeitz, Meuselwitz und Altenburg verwenden.

Geologe Dr. AHLBURG wird auf Blatt Braunfels (G. A. 68, 25) den Abschluß der bergbaulichen Arbeiten in etwa vier Wochen herbeiführen und etwa 4—6 Tage zu einer Exkursion nach Brilon (G. A. 54, 32, 38) behufs Befahrung der Eisensteingruben verwenden.

f) Flach- und Tiefbohr-Aufschlüsse

werden wie bisher verfolgt; auch wird eine Anzahl Bohrungen in wissenschaftlichem Interesse mit dem eigenen Bohrapparat ausgeführt werden.

# Personal-Bestand
## der Königl. Preuss. Geologischen Landesanstalt
## am 31. Dezember 1909.

---

### a) Direktor.

F. Beyschlag, Dr. phil., Professor, Geheimer Bergrat, Dozent an der Bergakademie, Stellvertretender Vorsitzender der Prüfungskommission für Bergreferendare.

### b) Abteilungsdirigenten.

1. F. Wahnschaffe, Dr. phil., Professor, Geh. Bergrat, Dirigent der Abteilung für Flachlandsaufnahmen, Dozent an der Universität.
2. P. Krusch, Dr. phil., Professor, Abteilungsdirigent für die geologischen Aufnahmen im Gebirgslande, Dozent an der Bergakademie.

### c) Landesgeologen.

1. E. Dathe, Dr. phil., Geh. Bergrat.
2. K. Keilhack, Dr. phil., Professor, Geh. Bergrat, Dozent an der Bergakademie.
3. H. Schroeder, Dr. phil., Professor.
4. A. Jentzsch, Dr. phil., Professor, Geh. Bergrat.
5. E. Zimmermann, Dr. phil., Professor.
6. A. Leppla, Dr. phil., Professor.
7. H. Potonié, Dr. phil., Professor, Dozent an der Bergakademie, Privatdozent an der Universität.
8. A. Denckmann, Dr. phil., Professor, Dozent an der Bergakademie.

9. C. Gagel, Dr. phil., Professor, Dozent an der Bergakademie.
10. B. Kühn, Dr. phil., Professor, Dozent an der Bergakademie.
11. R. Michael, Dr. phil., Professor, Dozent an der Bergakademie.
12. P. G. Krause, Dr. phil.
13. Fr. Kaunhowen, Dr. phil.
14. W. Wolff, Dr. phil.

### d) Sammlungs-Kustoden.

1. O. Eberdt, Dr. phil., Bibliothekar und Vorsteher der Vertriebsstelle.
2. J. Boehm, Dr. phil., Professor.
3. O. Schneider, Dr. phil.

### e) Bezirksgeologen.

1. L. Schulte, Dr. phil.
2. J. Korn, Dr. phil.
3. A. Klautzsch, Dr. phil.
4. H. Monke, Dr. phil.
5. W. Weissermel, Dr. phil., Redakteur des Jahrbuchs, Privatdozent an der Bergakademie.
6. O. von Linstow, Dr. phil.
7. W. Koert, Dr. phil.
8. O. Tietze, Dr. phil.
9. W. Wunstorf, Dr. phil.
10. L. Siegert, Dr. phil.
11. E. Naumann, Dr. phil.
12. F. Schucht, Dr. phil.
13. H. Menzel, Dr. phil.
14. L. Finckh, Dr. phil.
15. F. Wiegers, Dr. phil.
16. B. Dammer, Dr. phil.

### f) Außeretatsmäßige Geologen.

1. F. Tornau, Dr. phil.
2. G. Fliegel, Dr. phil.
3. O. H. Erdmannsdörffer, Dr. phil.

4. H. Hess von Wichdorff, Dr. phil.
5. J. Stoller, Dr. rer. nat.
6. F. Soenderop, Dr. phil.
7. E. Picard, Dr. phil.
8. A. Quaas, Dr. phil.
9. J. Behr, Dr. phil.
10. A. Fuchs, Dr. phil.
11. Th. Schmierer, Dr. rer. nat.
12. O. Grupe, Dr. phil.
13. E. Meyer, Dr. phil.
14. G. Berg, Dr. phil.
15. E. Harbort, Dr. phil., Privatdozent an der Bergakademie.
16. R. Bärtling, Dr. phil.
17. J. Schlunck, Dr. phil.
18. A. Mestwerdt, Dr. phil.
19. W. Quitzow, Dr. phil.
20. J. Ahlburg, Dr. phil.
21. E. Schmidt, Dr. phil.
22. W. Henke, Dr. phil.
23. R. Cramer, Dr. phil.
24. E. Haarmann, Dr. phil.
25. P. Assmann, Dr. phil.
26. O. Barsch, Dr. phil.

### g) Zur Beschäftigung überwiesen.

1. F. Schünemann, Bergassessor.
2. W. Köhler, Bergassessor.
3. G. Einecke, Dr. phil., Bergassessor.
4. F. Weinmann, Bergassessor.
5. E. Schnass, Bergassessor.

### h) Sonstige wissenschaftliche Hülfsarbeiter.

1. W. Gothan, Dr. phil., Hülfsarbeiter in der paläobotanischen Sammlung.
2. P. Dienst, Bergreferendar, Assistent bei dem geologischen Landesmuseum.

i) Teilnehmer a. d. geologischen Aufnahmearbeiten.

I. Etatsmäßige Professoren der Bergakademie.

1. R. Scheibe, Dr. phil., Professor, Lehrer der Mineralogie an der Bergakademie.
2. H. Rauff, Dr. phil., Professor, Lehrer der Geologie und Paläontologie an der Bergakademie.

II. Freiwillige auswärtige Mitarbeiter.

1. A. von Koenen, Dr. phil., Geheimer Bergrat, Ordentl. Professor an der Universität in Göttingen.
2. E. Kayser, Dr. phil., Ordentl. Professor an der Universität in Marburg.
3. E. Holzapfel, Dr. phil., Ordentl. Professor an der Universität in Straßburg.
4. E. von Seyfried, Dr. phil., Major a. D., Wiesbaden.
5. G. Gürich, Dr. phil., Professor, Privatdozent an der Universität in Breslau.
6. M. Blanckenhorn, Dr. phil., Privatdozent der Universität Erlangen, Halensee bei Berlin.
7. E. Kaiser, Dr. phil., Professor a. d. Universität in Gießen.
8. H. Stille, Dr. phil., Professor an der Technischen Hochschule zu Hannover.
9. A. Bode, Dr. phil., Professor an der Bergakademie in Clausthal.

k) Laboratorium für Gesteins- und Mineralanalyse.

1. Dirigent: A. Stavenhagen, Dr. phil., Etatsmäßiger Professor für Chemie und Dirigent des chemischen Laboratoriums an der Bergakademie.
2. Chemiker: K. Klüss, Dr. phil.
3. A. Eyme, Dr. phil.

l) Laboratorium für Bodenuntersuchung.

1. Vorsteher: R. Gans, Dr. phil., Professor.
2. Chemiker: R. Wache, Dr. phil.
3. A. Böhm, Dr. phil.
4. H. Pfeiffer, Dr. phil.

5. F. von Hagen.
6. K. Muenk, Dr. phil.

m) Vertriebsstelle.

1. Vorsteher: O. Eberdt, Dr. phil., s. o.
2. C. Koch, Hülfsarbeiter.
3. M. Schröter, Gehülfin.

n) Bibliothek.

1. Vorsteher: O. Eberdt, Dr. phil., s. o.
2. Ch. Woehlermann, Gehülfin.
3. G. Baensch, Gehülfin.
4. H. Tuebben, Gehülfin.

o) Topograph.

1. F. Graef.

p) Verwaltungsbureau.

1. Vorsteher: W. Bottmer, Sekretär.
2. H. Lauenroth, Sekretär.
3. O. Hoffmann, Sekretär.
4. F. Baldes, Sekretär.
5. C. Sandeck, Sekretär.
6. P. Strohm, Bergdiätar.
7. E. Klein, Bergdiätar.
8. M. Bronder, Bergdiätar.
9. A. Bauer, Bergdiätar.
10. W. Kirst, »
11. C. Schroeder, Kanzlist.
12. E. Bartz, »
13. A. Wiedewald, Kanzleidiätar.

q) Zeichnerbureau für wissenschaftliche Veröffentlichungen.

1. M. Pütz, etatsmäßiger Zeichner, Vorsteher.
2. G. Hoffmann, etatsmäßiger Zeichner.
3. C. Többicke, Hülfszeichner.

r) Zeichnerbureau für Gebirgslandsaufnahmen.

1. C. Boenecke, Rechnungsrat, Vorsteher.
2. J. Nowack, etatsmäßiger Zeichner.
3. P. Geyer I, » »
4. E. Young, Zeichnergehülfe.
5. F. Kuhne, »
6. E. Breitkopf, »
7. W. Schwarz, »
8. E. Geyer II, »
9. C. Wagemann, Zeichneranwärter.
10. R. Fiedler, »

s) Zeichnerbureau für Flachlandsaufnahmen.

1. Th. Wölfer, Dr. phil., Verwaltungsbeamter, Vorsteher.
2. F. Sange, etatsmäßiger Zeichner.
3. A. Lehmann, » »
4. G. Linke, » »
5. P. Rothe, » »
6. W. Reinke, » »

t) Stenographin.

1. B. Rutschmann.

u) Bohrmeister.

P. Schreiber.

v) Unterbeamtenpersonal.

*a*) Etatsmäßig.

1. Neubauer, Präparator.
2. Siebert, Bibliotheksdiener.
3. Kretschmann, Bureaudiener.
4. Ebeling, Bibliotheksdiener.
5. Barheine, Bureaudiener.
6. Golz, Bureaudiener.
7. Becker, Bureaudiener.
8. Krüger, Sammlungsdiener.
9. Dombrowski, Drucker.
10. Eckstein, Laboratoriumsdiener.

β) Außeretatsmäßig.

11. Wünsche, Hülfsdiener.
12. Scholz, »
13. Finkenstein, »
14. Ingber, »
15. Jensch, »
16. Pinke, »
17. Heller, »
18. Lenz, »
19. Ruhrig, »

## Korrespondenten der Königl. Geologischen Landesanstalt

am 31. Dezember 1909.

### Rheinprovinz und Fürstentum Birkenfeld.

1. Dr. O. Follmann, Oberlehrer, Koblenz.
2. Dr. Geisenheyner, Professor, Kreuznach.
3. Alexander Hahn, Idar (Fürstentum Birkenfeld).
4. Dr. Mädge, Professor, Elberfeld.
5. Dr. Franz Winterfeld, Oberlehrer, Mülheim a. Rhein.
6. Lieser, Rektor, Remscheid-Stachelhausen.
7. Dr. A. Schlickum, Oberlehrer, Cöln.
8. Spriestersbach, Mittelschullehrer, Remscheid.
9. Dr. Waldschmidt, Professor, Elberfeld.
10. Karl Kollbach, Schulrat, Remagen.
11. Schmitz, Steuerinspektor, Münstereifel.
12. Koch, Bergwerksdirektor, Neviges.
13. Dr. Fritz Goldenberg, Lennep (Rhld.).

### Provinz Westfalen.

14. Dr. W. Normann, Herford.
15. Dr. med. Torley, Arzt, Iserlohn.
16. Ernst Zimmermann, Lehrer, Schwelm i. W.
17. Mentzel, Bergassessor, Bochum.
18. Dr. med. Schupmann, Direktor des Provinzial-Landarmen- und Krankenhauses, Geseke.

19. Dr. Neumann, Oberlehrer a. d. Landwirtschaftsschule, Herford.
20. Dr. med. Baruch, Arzt, Paderborn, Friedrichstr. 39.
21. Dr. Schrader, Oberlehrer, Paderborn.
22. H. Quantz, Oberlehrer, Gronau i. W.
23. Dr. Kluth, Oberlehrer, Höxter.
24. A. Franke, Ordentl. Lehrer an der Höheren Mädchenschule, Dortmund, Junggesellenstr. 18.
25. Dr. Edm. Liebetrau, Oberlehrer, Essen.

**Provinz Hessen-Nassau.**

26. O. Kleim, Lehrer, Cassel.
27. Möbus, Grubenverwalter, Oberscheld b. Dillenburg.
28. Dr. Pagenstecher, Geheimer Sanitätsrat, Wiesbaden.
29. Schwalm, Lehrer, Obergrenzebach (Kr. Ziegenhain).
30. Dr. A. Stamm, Oberlehrer, Hersfeld.
31. Weber, Pfarrer, Wahlershausen (Wilhelmshöhe) bei Cassel.
32. Georg, Steuerinspektor, Hamberg (Bez. Kassel).
33. Karl Fischer, Ingenieur, Frankfurt a. M., Friedrichstr. 47.
34. Joseph Vonderau, Hauptlehrer, Fulda.

**Provinz Hannover.**

35. Dr. W. Fricke, Professor, Emden.
36. Battermann, Stadt-Kämmerer, Springe a. D.
37. Gravenhorst, Baurat, Stade.
38. W. Ritterhaus, Bergwerksdirektor a. D., Goslar.
39. Sachse, Bergrat, Lüneburg.
40. Hermann Brandes, Rentner, Hoheneggelsen Nr. 235.
41. Dr. phil. et med. Hamm, Osnabrück.
42. Dr. Kanzler, Sanitätsrat, Solbad Rothenfelde.
43. W. Bergmann, Berginspektor, Gr. Ilsede.
44. Schröder, Bergwerksdirektor, Volpriehausen.
45. Brandt, Ökonomierat, Direktor der landwirtschaftlichen Winterschule, Neustadt a. R.
46. Dr. Wermbter, Direktor, Hildesheim.
47. Beckert, Vorsteher der Moorversuchsstation, Aurich.
48. Thürnau, Regierungsbaumeister, Minden.

49. Dr. med. TER BEEK, Emden.
50. W. DUNKMANN, Oberlehrer, Professor, Aurich.

**Oldenburg, Braunschweig und Lippe.**

51. Dr. BÖDIGE, Professor, Osnabrück.
52. Professor Dr. BALLERSTEDT, Bückeburg.
53. BODE, Landgerichtsdirektor, Braunschweig.
54. W. KÜHNE, Blankenburg.
55. SCHLUTTER, Lehrer, Bremke in Braunschweig.
56. CRUSE, Apotheker, Halle in Braunschweig.
57. Dr. A. WOLLEMANN, Oberlehrer, Braunschweig.
58. E. HEUSSER, Grubendirektor, Eschershaus bei Vorwohle.
59. Dr. F. BRACKEBUSCH, Rektor, Gandersheim.
60. W. SCHWARZENAUER, Kaliwerksdirektor in Helmstedt.

**Schleswig-Holstein und Lübeck.**

61. Dr. FRIEDRICH, Professor, Lübeck.
62. Dr. R. STRUCK, Lübeck.
63. Dr. SONDER, Apothekenbesitzer, Oldesloe.
64. KÖNIG, Oberlehrer a. d. Landwirtschaftsschule, Flensburg.
65. TH. ENGELBRECHT, Gutsbesitzer, Mitglied des Hauses der Abgeordneten, Obendeich b. Glückstadt.
66. G. KRETSCHMANN, Lehrer, Gr. Thurow.
67. H. PHILLIPSEN, Lehrer, Flensburg.

**Provinz Sachsen.**

68. Dr. FRANKE, Professor, Schleusingen.
69. HERMANN GUTBIER, Stadtarchivar, Langensalza.
70. Dr. W. HALBFASS, Professor, Neuhaldensleben.
71. KOCH, Oberförster, Wernigerode a. Harz.
72. Dr. KUBIERSCHKY, Direktor am Kaliwerk, Aschersleben.
73. JOHANNES MAAK, Hofapotheker, Halberstadt.
74. Dr. med. O. RIEDEL, Bitterfeld.
75. BODENSTAB, Apothekenbesitzer, Neuhaldensleben.
76. Dr. LUDWIG HENKEL, Professor, Schulpforta.
77. NAUMANN, Superintendent, Eckartsberga.
78. Dr. WILLY WOLTERSDORFF, Custos am Naturhistor. Museum, Magdeburg.

79. Dr. Mertens, Oberlehrer, Magdeburg.
80. Merkel, Bergwerksdirektor, Heldrungen.
81. Dr. Schnell, Oberlehrer, Mühlhausen.
82. Grässner, Bergwerksdirektor und Bergrat, Staßfurt.
83. Dr. med. H. Hahne, Magdeburg.
84. Dr. Schmerbitz, Freiburg a. Unstrut.
85. Konrad Zechlin, Apotheker, Salzwedel.

**Thüringische Staaten.**

86. Alfred Auerbach, Rektor, Verwalter des städt. Museums, Gera.
87. Dr. L. G. Bornemann, Eisenach.
88. Dr. F. Ludwig, Hofrat, Professor, Greiz.
89. Heinrich Friedr. Schäfer, Bankbeamter, Gotha.
90. Erwin Hartenstein, Professor, Schleiz.
91. Dr. Karl Kolesch, Professor, Jena.
92. Dr. Paul Michael, Professor, Weimar.
93. Traug. Möbius, Bergwerksbetriebsleiter, Gr. Kamsdorf b. Unterwellenborn.
94. E. Lux, Cantor, Ohrdruf.
95. Böhnisch, Gewerberat, Altenburg.
96. Amende, Oberlehrer, Altenburg.
97. R. Wagner, Oberlehrer, Zwätzen bei Jena.
98. Karl Gebhard, Zeulenroda.
99. Dr. Fischer, Stabsarzt a. D., Veste Coburg.
100. Rathing, Apotheker in Leutenberg.
101. Vollhardt, Bergrat in Lehesten (Sachsen-Meiningen).
102. A. Langenhan in Friedrichsroda.
103. Dr. K. Löscher, Professor, Gera.

**Anhalt.**

104. O. Merkel, Steinbruchsbesitzer, Bernburg.
105. Dr. Ströse, Professor, Dessau.
106. Irmer, Oberförster, Serno.
107. Huth, Steuerrat, Dessau.

### Provinz Brandenburg.

108. Bernhardi, Rittergutsbesitzer auf Crummendorf b. Züllichau.
109. Dr. Eugen Höhnemann, Oberlehrer, Landsberg a. W.
110. K. Jenning, Lehrer, Wittenberge (Reg.-Bezirk Potsdam).
111. Keilhack, Kreisbaumeister, Belzig.
112. M. Klittke, Kustos des naturw. Vereins Frankfurt a. O.
113. Dr. Rödel, Professor, Frankfurt a. O.
114. Schülke, Obersteiger, Liebenow (Kr. Landsberg).
115. Oskar Raab, Chemiker, Berlin SW., Mariendorferstr. 8.
116. Theodor Schultke, Lehrer, Schöneberg.
117. Scheer, Hauptlehrer in Alt-Glienicke i. d. Mark.
118. Dr. Nickel, Oberlehrer, Frankfurt a. O.
119. Zinger, Pensionär, Oranienburg.
120. Dr. H. Jentsch, Professor, Guben.

### Provinz Pommern.

121. Hoyer, Direktor der Landwirtschaftlichen Winterschule, Demmin.
122. Dr. Paul Lehmann, Gymnasialdirektor, Stettin.
123. Dr. Mathias, Professor, Oberlehrer, Schlawe.
124. Dr. Aug. Schmidt, Oberlehrer, Lauenburg i. Pommern.
125. Dr. Gerlach, Rektor, Lauenburg i. P.

### Provinz Schlesien.

126. Max Grundey, Königl. Landmesser, Kattowitz.
127. Gäbler, Oberbergamtsmarkscheider a. D., Breslau.
128. Mende, Stadtrat, Schmiedeberg.
129. Vincenz v. Prondzinski, Groschowitz b. Oppeln.
130. Franz Bartonec, Bergrat in Siersza, Post Trzebinia (Galizien).
131. Dr. G. Meyer, Professor, Görlitz.
132. Théremin, Direktor der Landw. Winterschule, Sprottau.
133. Dr. Foerster, Professor, Gr. Strehlitz.

### Provinz Posen.

134. Dr. Nanke, Oberlehrer, Professor, Samter.
135. Dr. Zerbst, Professor, Schneidemühl.

136. Dr. Pfuhl, Professor, Posen.
137. Freystedt, Landesbaumeister, Posen.

**Provinz Westpreussen.**

138. v. Broen, Apothekenbesitzer, Gosslershausen.
139. Dr. Conwentz, Professor, Direktor des Provinzialmuseums, Danzig.
140. Hans Hennig, Professor, Graudenz.
141. Dr. Kämpfe, Kreisarzt, Carthaus.
142. Hans Preuss, Lehrer, Danzig, Gartenstr. 1.
143. Dr. Seligo, Sekretär des Westpr. Fischereivereins, Danzig.
144. Dr. Semrau, Oberlehrer, Vorsitzender des Coppernikus-Vereins, Thorn.
145. Dr. med. Schimanski, Sanitätsrat, Stuhm.
146. Scholz, Oberlandesgerichtssekretär, Marienwerder.
147. E. Weissermel, Rittergutsbesitzer, Gr.-Kruschin (Kr. Strasburg, Westpr.).
148. F. Weissermel, Regierungsrat und Spezialkommissar, Mitglied des Hauses der Abgeordneten, Konitz.
149. Mathes, Hauptmann und Kompagniechef im Inf.-Regiment Nr. 141, Graudenz.
150. Hensel, Rektor, Strasburg (Westpreußen).
151. Goerke, Rektor, Flatow.

**Provinz Ostpreussen.**

152. Dr. J. Abromeit, Privatdozent, Königsberg i. Pr.
153. Dr. Fritsch, Oberlehrer, Tilsit.
154. Dr. med. Richard Hilbert, Sanitätsrat, Sensburg.
155. Dr. G. Klien, Professor, Dirigent der landwirtschaftlichen Versuchsstation, Königsberg Pr.
156. W. Krüger, Professor, Tilsit.
157. Dr. Müller, Professor, Gumbinnen.
158. Muntau, Landgerichtsdirektor, Allenstein.
159. Olszewski, Professor a. d. Landwirtschaftsschule, Heiligenbeil.
160. Dr. Pieper, Professor, Gumbinnen.
161. Hugo Scheu, Rittergutsbesitzer, Adl. Heydekrug b. Heydekrug.

162. Scott, Landschaftsrat, Gronden b. Angerburg.
163. Dr. Storp, Königl. Oberförster, Schnecken, Ostpr.
164. Vogel, Professor, Königsberg i. Pr.
165. Dr. Zweck, Professor, Oberlehrer, Königsberg i. Pr.
166. v. Perbandt, Landrat, Bischofsburg.
167. Dr. med. v. Petrikowski, Arzt, Ortelsburg.
168. Dr. med. Paul Speiser, Arzt, Bischofsburg.
169. H. Silomon, Apothekenbesitzer, Bischofstein.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII
POLITECHNIKA GDAŃSKA Z ZASOBÓW BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ III 15008

# Sach-Register.

*(Die Versteinerungen sind cursiv gedruckt. — Die Zahlen der Seiten, welche Abbildungen, Profilzeichnungen, Analysen etc. enthalten, und die Tafelnummern sind* ***fett*** *gedruckt.)*


Seite

A.

Abschlämmassen, diluviale . . . 33
Absonderung der Hornblendebasalte . . . . . 208
Absonderung des Phonoliths 191, 266
» » Trachyandesits 281
*Acer platanoides* . . . . . 444
Ägirin in Trachyt . . . . . 273
Ägirinaugit in Phonolith . . . 265
» in Trachyandesit 286, 293
Ainigmatit in Trachyt . . . . 269
Åland-Rapakivi . . . . . 95
Alluvialterrasse, jüngere, der Saale 7
Alluvium i. d. Rhön . . . 138, 188
*Alnus glutinosa* . . . . . 437, 450
Altalluviale Terrasse der Saale . 7
*Ananchytes ovatus* . . . . . 94
Ancylushebung . . . . . 247, 248
*Anodonta* sp. . . . . 102
Anorthoklas in Phonolith . 265, 267
» in Trachyt . . . . 272
Apatit in Basanit . . . . . 204
» in Phonolith . . . . . 196
» in Trachyt . . . . . 273
*Aphiochaeta exporrecta* Taf. **4**, Fig. 13—15 75, 80
» *inflata* Taf. **4**, Fig. 7—10 . 75, 79
» *insolita* Taf. **4**, Fig. 16, Taf. **5**, Fig. 3 76, 81
» *lauta* Taf. **5**, Fig. 1-2 76, 81

Seite

*Aphiochaeta sepulta* Taf. **4**, Fig. 11—12 . 75, 80
Åsby-Diabas . . . . . 95
*Asterias adriatica* . . . . . 58, 59
» *laevis* . . . . . 58, 59
» *poritoides* . . . . . 58, 59
» *propinqua* . . . . 56, 59
» *stellionura* . . . . . 54
Asteriden aus märkischem Septarienton Taf. **2** . . . . . 47
*Asterocalamites* sp. . . . . 394
*Asteracanthion lincki* . . . . . 54
*Astrogonium propegeometricum* . 50
» sp. . . . . 51
*Astropecten adriaticus* . . . 55, 58
» *armatus* . . . . 56, 57
» *Beyrichi* Taf. **2**, Fig. 5—7 . . . 52
» *bispinosus* . . . . 54
» *bononiensis* . . . 54, 58
» *Colei* . . . . . 57
» *crenulatus* . . . 55, 58
» *crispatus* . . . . . 57
» *Forbesi* . . . . 55, 57
» *foveolatus* . . . . 54
» *helveticus* . . . . 55, 58
» *laevis* . . . . . 55, 56
» *Linati* . . . . . 54
» *Montalionis* . . . . 54
» *ornatus* . . . . . 54
» *Petrobonae* . . . . 55

Seite

*Astropecten poritoides* . . . . 56, 57
» *propinqua* . . . . 58
» *Soldanii* . . . . 54, 58
» *taurolaevis* . . . . 55
» *verrucosus* . . . . 55
*Atherix evecta* Taf. 3, Fig. 18—20, Taf. 4, Fig. 1 . 68, 73
» *examinata* Taf. 3, Fig. 21, Taf. 4, Fig. 2 u. 3 69, 74
» *exigua* Taf. 3, Fig. 22 69, 74
*Athyris concentrica* . . . . . 405
» *globularis* . . . . . 405
» *planosulcata* . . . . . 405
» *Royssyi* . . . . . 405
Augit in Basalt . . . . . 151
» » Basalttuff . . . . . 220
» » Basanit . . . . . 202
» » Dolerit . . . . . 154
» » Hornblendebasalt . . 210
» » Limburgit . . . . . 217
» » Nephelinbasalt . 155, 214
» » Nephelinbasanit . . . 164
» » Nephelinit . . . . . 162
» » Phonolith . . . 194, 268
» » Trachyandesit . . . . 286
» » Trachydolerit . . . . 299
Augitandesit, Analyse . . . . **304**
Augitkrystalle in Basalttuff . . 169

B.

Baltische Endmoräne . . . . 235
»Baltische Schwankung« . 232, 235
Bänderton, Dehlitzer . . . . . 9, 40
» , Kriechauer . . . . 10
» , Zwätzener . . . . 9, 24
Basalgrundmoräne bei Halle . . 10
Basalschotter bei Halle . . . . 10
Basalt, Absonderung des —s . . 149
» , Verwitterung des —s . . 149
» bei Fladungen . . . . 148
» » » , Alter . . 173
» » » , Nebengesteinseinschlüsse in . . 167
» der Rhön . . . . . 197
» » » , Hornblendekrystalle im . . . . . 209

Seite

Basalt, Phillipsit in . . . . . 151
Basalttuff mit *Planorbis* . . . 170
» -e bei Fladungen . . . 169
» -e in der Rhön . . . 218
Basanite, hornblendefreie, in der Rhön . . . . . 200
» , hornblendehaltige in der Rhön . . . . . 205
» , Hyalit in . . . . . 166
Beckenbildung der zweiten Interglazialzeit . . . . . 38
Beckenton, Bruckdorfer . . 10, 41, 43
» , Rabuzer . . . . . 6, 9
*Beneckeia Buchi* . . . . . 121
*Betula alba* . . . . 438, 448, 450
» *verrucosa* . . . . . 437
Biberreste im Diluvium des Niederrheins . . . . . 96
*Bigerina* sp. Fig. 16 . . . . . **395**
Bimssteine des Westerwaldes . . 252
Bimssteinsand im Westerwald Fig. 2 . . . . . **258**
Biotit in Basalt . . . . . 152
» » Basanit . . . . . 204
» » Hornblendebasalt . . 211
*Bithynia tentaculata* . . 99, 103, 107
Bleiglanz in Westfalen . . . . 427
Bochumer Mulde . . . . . 421
Bohrung Apollensdorf . . . . 330
» Schloß Hubertusberg . 317
» Zieko . . . . . 313
Bol bei Fladungen . . . . . 150
Bomben, tertiäre, im Westerwald 256
*Brancoceras Gürichi* . . . . . 342
Braunkohle, subsudetische . . . 314
» bei Fladungen, Analyse . . . . 133, **135**
Braunkohlenformation, westerwälder . . . . . 252
Braunkohlenquarzit bei Fladungen 137
Bruckdorfer Beckenton . . 10, 41, 43
Buntsandstein in Basanit . . . 167
» bei Fladungen . . 112
» , Mittlerer, an der Rhön 177
» , Oberer, an der Rhön 178
» bei Saalfeld . . . 21




POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Seite

C.

*Calamites* sp. . . . . 394
Carbon bei Velbert, Gesamtprofil 418
» Westfalens . . . . . 378
*Carpinus Betulus* . . . . 438, 450
*Castor* sp. . . . . 101
*Ceratites nodosus* . . . 130, 185
» *semipartitus* . . . . . 185
*Cervus elaphus* . . . . . 444
» sp. . . . . 101
Chabasit . . . . . 197, 204, 282
*Chemnitzia scalata* . . . . . 121
Chirotheriumsandstein, Karneolknollen im 114
» bei Fladungen . 114
*Chonetes Buchiana* . . . . . 410
» *Hardrensis* . . . . . 398
» *Laguessiana* . . . 398, 410
» *papilionacea* . . . . 380
» *striatella* . . . . . 398
» *tuberculata* . . . . . 398
Chromdiopsid in Olivin . . . 217
Chrysotil . . . . . 286
*Cionella lubrica* . . . . . 102
*Cladium Mariscus* . . . . . 450
*Clathrodictyon aquisgranense* . . 380
*Clausilia* sp. . . . . 104
*Clisiophyllum flexuosum* . . . . 380
» *praecursor* . . . . 380
Clymenienkalk von Ebersdorf . 343
» von Polsnitz bei Freiburg Abb. . **341**
*Cobitis brevis* . . . . . 136
Coblenzquarzit, Westerwald . . 251
*Conicera eocenica* Taf. 4, Fig. 4-6 75, 78
*Corbicula fluminalis* . . . . . 37
*Cornus sanguinea* . . . . . 444
*Corylus Avellana* . . . . 438, 450
*Crenaster Castellanensis* . . . . 57
» *Desmoulinsii* . . . . 55
Crinoidenglieder im Schaumkalk 182
Crinoidenkalk im Kohlenkalk bei Velbert . . . . . 385
Cuboideskalk von Ober-Kunzendorf . . . . . 343

Seite

Culm bei Velbert . . . . . 408
» des Velberter Sattels Taf. **18** 369
» in Westfalen . . . . 407
Culmkieselschiefer, Analyse 349, **408**
» von Velbert . 408
Culmtonschiefer . . . . . 349
*Cyathophyllum aquisgranense* 380, 395
» *flexuosum* . . . 395
» *mitratum* . . . . 380
Cycloidesbank bei Fladungen . 130
» in der Rhön . . 185
*Cypridina subglobularis* . . . . 411
Cypridinenschiefer . . . . 350

D.

Deckdiabas . . . . . 350
Deckdiabasschuppe, oberdevonische . . . . . 348
Dehlitzer Bänderton . . . . 6, 9, 40
*Dentalium laeve* . . . . . 121
» *torquatum* . . . . . 123
Denudationswirkungen an diluvialen Falten . . . . . 323
Devon im Westerwald . . . . 251
Diluviale Falten bei Wittenberg 335
Diluvialer Mensch Taf. **19** . . . 433
Diluvialgliederung, Penck'sche, übertragen auf Norddeutschland 227
Diluvium bei Fladungen . . . 138
» am Niederrhein, fossilführend . . . . . 91, 96
» in der Rhön . . . . 188
» an der Saale, nordisches 8
» , nordisches, Südgrenze Taf. **1** . . . . . 95
» im Saaletal . . . . 4
» auf Blatt Saalfeld . . 17
» , südliches des Flämings 318
» im Westerwald . . . 254
» in Westfalen . . . . 414
» bei Wittenberg, älteres Fig. 12 . . . . 339, **340**
Diskordanz an der Basis des Lösses 13
Dolerite bei Fladungen . . . . 153
Dolomitbänke im Kohlenkalk . . 389
Dortmunder Mulde . . . . . 394

Seite

Dritte Eiszeit bei Halle . . . 11
Drumlin in Holstein . . . . . 233

E.

Eisensteinflöz im Produktiven Carbon . . . . . 414
Eisensteinlager, Kontaktwirkung auf . . 351, 361
» der Lahnmulde 350
» » »
Kontakterscheinungen . . . 351
Eiszeit, erste im Saaletal . . . 8
» , dritte bei Halle . . . 11
» siehe auch unter Vereisung
Elbterrasse, Löß auf der . . . 45
Elsterterrasse der zweiten Interglazialzeit . . . . . 40
*Encrinus liliiformis* . . . . . 129
Endmoräne, Baltische . . . . 235
» , »unentwickelte« . . 439
Endmoränen des Flämings . . 315
» bei Halle . . . . 11
» in Holstein . . . 234
» in der Lüneburger Heide . . . . . 439
» in Mecklenburg . . 240
» am Niederrhein . . 91
» bei Wittenberg Abb. **316**, 339
*Endothyra ornata* . . . . . 380
» *parva* Fig. 13, 14 . . **395**
» sp. . . . . 387
Erste Eiszeit im Saaletal . . . 9
Erste Interglazialzeit, Saaleterrasse der — . . . . . 39, 41
Eruptivgesteine der Rhön, Alter der . . . . . 224
» bei Spahl (Rhön) Taf. **10** . . . . 175
» im Westerwald Taf. **11—13** . . 249
Erze auf Spalten in Westfalen . 426
Etroeungtstufe . . . . 379, 380, 398
Exarationslandschaft . . . . . 233

Seite

F.

Facettengeschiebe . . . . . 95
Falten, diluviale bei Wittenberg Fig. 5 . . . . . **324**, 335
Faltung im Flözleeren Westfalens Fig. 21, 22 . . . . . **420**, **421**
Faltungsgebiet des Flämings Taf. **14** u. **15** . . . . 312
» bei Wittenberg . 320
Famenneschichten . . . . . 379
Farberde, durch Verwitterung entstanden . . . . . 21
Feldspat, trikliner, in Phonolith 193
Feldspatbasalt in der Rhön 205, 211
*Fenestella plebeja* . . . . . 397
Feuersteine bei Saalfeld . . . 17
Feuerstock im Diluvium . . . 446
Flöz Geitling . . . . . 414
» Kreftenscheer . . . . . 414
» Mausegatt . . . . . 414
» Sarnsbank . . . . . 414
» Wasserbank . . . . . 414
Flözleeres in Westfalen . . . . 412
» » » , Faltung Fig. 21, 22 . . . . . **420**, **421**
Föhrden, Entstehung der . . . 235
Fossilfunde (Wirbeltiere) bei Saalfeld . . . . . 18
*Fraxinus excelsior* . . . . . 444

G.

Gabbro-Einschluß in Basalt . . 168
Gehängelöß in Jena . . . . . 25
» bei Naumburg . . 25
» bei Weißenfels . . 33
Geschiebemergel bei Jena . . . 25
» im Saaletal . . 27
» in Schleswig-Holstein . . . 230
» bei Wittenberg Fig. 11 . . . **336**
» siehe auch unter Grundmoräne
*Gervillia costata* . . . . . 128
» *socialis* . . . 130, 181, 185
Gipskeuper bei Fladungen . . . 131

Seite

Gipskeuper in der Rhön . . . 187
Gipsresiduen im Gipskeuper . . 132
Glaukonit in Trochitenkalk . . 185
Glazialdiluvium bei Saalfeld . . 17
*Glyphioceras reticulatum* . . . . 413
*Goniaster deperditus* . . . . . 50
» *Ferrazzii* . . . . . 51
» *intistinchus* . . . . 50, 60
» *Lawleyi* . . . . . 50
» *marginatus* . . . . . 50
» *Mülleri* . . . . . 50
» *Raabii* Taf. 2, Fig. 1—4 47
» *regularis* . . . . . 49
» *rugatus* . . . . . 49
» *scrobiculatus* . . . . 50
» *senensis* . . . . . 50
» *Stockesii* . . . . . 50
*Goniatites crenistria* . . . 407, 411
» *mixolobus* . . . 406, 411
» *sphaericus* . . . . . 407
» *sulcatus* . . . . . 342
Graniteinschluß in Basanit . . 168
Grenzdolomit in der Rhön . 131, 186
Grünbleierz in Westfalen . . . 428
Grundmoräne, verwitterte . . . 230
» bei Kösen . . . 11
» im Saaletal . . . 9
» siehe auch unter Geschiebemergel
Grundwasserverhältnisse bei Wittenberg . . . . . 322
*Gyroceras* sp. . . . . 380

H.

Hauptflöz . . . . . 414
Hauptgrundmoräne bei Halle . 10
Hauptkalk bei Ebersdorf . . . 343
Hauptterrasse, interglaziale, Saaleschotter der —n . 43
» des Niederrheins, fossilführend Abb. **91**
» des Rheindiluviums 96
*Helix costata* . . . . . 104
» div. sp. . . . . 104
» *nemoralis* . . . . . 104
» *tenuilabris* . . . . . 24

Seite

Herzkämper Mulde . . . 409, 422
Hochmoore bei Fladungen . . . 133
Holzrest im Diluvium, bearbeitet Taf. **19** . . . . . 445
Hornblende in Basalttuff . . . 219
» in Phonolith . . . 195
» in Trachyandesit 283, 285 293
» in Trachydolerit . . 296
» in Trachyt . . . . 273
Hornblendeandesit, Analyse . . **304**
» von Selters, Analyse . . **304**
Hornblendebasalt, Absonderung 208
» , Analyse . . **306**
» von Härtlingen, Analyse **304**
» in der Rhön 205
» , Rhönit in . . 210
Hornblendehaltige Basanite in der Rhön . . . . . 205
Hornblendekrystalle im Basalt der Rhön . . . . . 209
Hornsteineinlagerungen im Kohlenkalk bei Velbert . . . . 386
Horst im Carbon bei Velbert Fig. 24, 25 . . . . . **423, 424**
Hyalit in Basanit . . . . . 166

I.

Iddingsit . . . . . 157, 215, 299
*Ilex Aquifolium* . . . . . 444
Interglazial von Klieken . . . 328
» in der Lüneburger Heide . . . . . 442
Interglazialablagerungen bei Halle 6
Interglaziale Beckenbildung . . 38
» Elsterterrasse . . . 40
» -er Fluß der Luhe 442
» Hauptterrasse, Saaleschotter der —n . 43
» Kieselgur . . . . 443
» Landschaft in Schleswig-Holstein . . . 231
» Saaleschotter . . . 5, 38
» Unstrutschotter . . 36

Seite

Interglazialterrasse der Saale . . 31
Interglazialzeit, erste, Saaleterrassen . . . . . 39, 41

J.

Johann-Diepenbrocksattel . . . 393
Jüngere Grundmoräne bei Kösen 11

K.

Kalke, Freiburger . . . . . 343
Karneolknollen in Chirotheriumsandstein . . . . . 114
Kiese, südliche, des Flämings . 318
Kieselgur, interglazial . . . . 443
» von Ober-Ohe . . . 445
Kieselgurlager im Luhetal . . . 433
Kieselkalkhorizont des Culms . . 409
Kiesrücken im Muldentiefsten glazialer Falten Abb. . . . . **322**
Knollenkalke, oberdevonische . . 350
» von Polsnitz . . . 343
Kohlenkalk bei Aachen . . . . 379
» » Eggerscheidt . . 419
» » Lintorf Fig. 12 . **392**
» » Ratingen Fig. 10 u. 11 . . **387, 389**
» » Sondern Abb. . **419**
» » Velbert . . . . 381
» » » , Überkippungen im . . . . 419
» des Velberter Sattels Taf. **18** . . . . . 369
» , Verkieselung im . . 386
» bei Wasserfall, Abb. **419**
» Westfalens . . . . 379
» , *PosidonomyaBecheri*in 406
Kontaktwirkung auf Eisensteinlager . . . . . 351, 361
Kreide in Schleswig-Holstein . . 228
Kriechauer Bänderton . . . . 10
Kreuzung der Terrassen im Saaletale . . . . . 16
Kugeltuffe . . . . . 171
Kupferkies Westfalens . . . . 427

Seite

L.

*Labatia salicites* . . . . 132, 136
Lahnmulde, Eisensteinlager der . 350
» , Schuppenbau der . . 347
» , Tektonik der . . . 345
*Laurus primigenia* . . . . 132, 136
*Lepidodendron* sp. . . . . 394
Leptiden des Bernsteins Taf. **3—7** 64
*Leptis expassa* Taf. **3**, Fig. 1—4 68, 69
» *exporrecta* Taf. **3**, Fig. 5-6 68, 70
» *exposita* Taf. **3**, Fig. 9-10 68, 71
» *exsanguis* Taf. **3**, Fig. 7-8 68, 70
» *fascinatoris* Taf. **3**, Fig. 11—13 . . . . . 68, 71
» *fera* Taf. **3**, Fig. 14—15 68, 72
» *ignava* Taf. **3**, Fig. 16-17 68, 72
*Leptogonium mauritanicum* . . . 54
*Lepus* sp. . . . . 101
Lettenkohle in der Rhön . 131, 186
*Leuciscus papyraceus* . . . . . 136
*Lima lineata* . . . . . 120, 181
» *striata* . . . . . 128, 185
*Limax agrestis* . . . . . 103
Limburgit in der Rhön . . 166, 216
*Limnaeus truncatulus* . . . . . 103
*Lithostrotion* sp. . . . . 396
Litorinasenkung . . . . 245, 248
Löß, Alter des —es . . . . . 13
» , Diskordanz an der Basis des —es . . . . . 13
» , Steinsohle unter . . . . 13
» , Verlehmungszone im . . . 27
» auf der Elbterrasse . . . 45
» bei Magdeburg . . . . . 46
» im Saalegebiet 12, 13, 18, 26, 28, 29, 32, 34, 37, 42
Lösse, verschiedenaltrige . . . 35

M.

Magdeburger Börde . . . . . 44
» Grünsand . . . . 45
Magerkohlengruppe . . . . . 414
Magneteisenstein . . . . 351, 361
Magnetit in Basanit . . . . . 202
» in Dolerit . . . . . 154
» in Hornblendebasalt . 211

Seite
Magnetit in Limburgit . . . . 218
» in Nephelinbasalt . . 215
» in Olivin . . . . . 152
» in Phonolith . . . . 196
Mensch, diluvialer Taf. **19** . . . 433
*Menyanthes trifoliata* . . . . . 448
Mergelsand bei Freyburg a. U. . 29
Miocäne Süßwassermergel bei Fladungen (Analyse) . . . . . **135**
Miocänsättel, aufgebrochene, bei Nudersdorf Fig. 8, 9 . . . . **332**
Mittlerer Buntsandstein an der Rhön . . . . . 112, 177
Mittlerer Muschelkalk in der Rhön 127, 183
Möritzscher Schotter . . . . . 5
Muschelkalk in der Rhön . 117, 118, 127, 128, 180, 183
*Myophoria elegans* . . . . . 123
» *laevigata* 120, 121, 125, 130, 185
» *orbicularis* . 125, 127, 183
» *vulgaris* . . 130, 181, 182
*Mytilus vetustus* . . . . . 128

N.

*Najas major* . . . . . 450
Natrolith . . . . . 205, 282
» in Nephelinbasalt . . 160
Natrontrachyt, Analyse . . . . **304**
*Nautilus bidorsatus* . . . . . 130
Nebengesteinseinschlüsse in Basalt bei Fladungen . . . . . 167
Nebengesteinseinschlüsse in Schlotbreccien der Rhön . . . . . 221
Nephelin in Basalt . . . 156, 160
» in Basanit . . . 165, 204
» in Nephelinbasalt . . 214
» in Nephelinit . . . . 161
» in Phonolith . . 193, 265
» -basalt bei Fladungen 155, 156
» -basalte, nichtporphyrische, bei Fladungen . 157
» -basalte, porphyrische, bei Fladungen . . . 156
Seite
Nephelinbasalte der Rhön, Analyse . . . . . 213, **215**
» -basanit bei Fladungen 162
» » in der Rhön . 199
Nephelinit bei Frankenheim . . 161
Nephelin-Tephrit in der Rhön . 197
Nichtbasaltische Eruptivgesteine im Westerwald Taf. **11—13** . 249
Nichtporphyrische Nephelinbasalte bei Fladungen . . . . . 157
Nodosenkalk in der Rhön . 130, 185
Nordische Geschiebe, Verbreitung in Westfalen . . . . . 415
Nordisches Diluvium, Südgrenze 95
» » an der Saale 8
Nosean in Phonolith . . . . . 194

O.

Oberdevon Westfalens . . . . 377
Oberdevonische Knollenkalke . . 350
Oberer Buntsandstein an der Rhön 178
Oberer Geschiebemergel Schleswig-Holsteins . . . . . 230
Oberer Muschlekalk bei Fladungen 128
Olivin in Basalt . . . . . 152
» in Basanit . . . . 165, 202
» in Dolerit . . . . . 154
» in Feldspatbasalt . . . 212
» in Hornblendebasalt . . 210
» in Limburgit . . . . . 217
» in Nephelinbasalt 156, 159, 214
» in Trachydolerit . . . . 299
» Picotit in 157, 165, 167, 214
Oolithbänke in der Rhön . 120, 180
Oolithe im Kohlenkalk bei Velbert Fig. 1, 2, 3—5, 6—8, 9 **382**, **383**, **384**, **385**
» in Trochitenkalk . . . 129
*Orbicularis*-Schichten in der Rhön 125, 127, 183
*Orthis arcuata* . . . . . 397
» *bergica* . . . . . 397
» *interlineata* . . . . 388, 397
» *resupinata* . . . . . 397
*Orthoceras* . . . . . 341
» *scalare* . . . . . 411

Seite

*Orthoceras striolatum* . . . . . 410
Osartige Sandbildungen bei Halle 11
Oszillationen des Eises bei Halle 10, 11
*Oxyclymenia bisulcata* . . . . 342
» *striata* . . . . . 342
» *undulata* . . . . 342

P.

*Palmasterias* sp. . . . . 51
*Paludina pachystoma* . . . . . 134
Paysage morainique in Schleswig-Holstein . . . . . 232
Pechkohle bei Fladungen . . . 137
*Pecten Albertii* . . . . . 128
» *discites* . . . . 123, 128, 185
*Pentaceros* sp. . . . . 55
Pentacrinenbank im Wellenkalk bei Fladungen . . . . . 121
*Pentacrinus dubius* . . . . 121, 123
*Pentagonaster quinquelobus* . . . 51
*Phacops* . . . . . 342
» sp. . . . . 406
*Phaneroglossa* . . . . . 101
*Phillipsia aequalis* . . . . . 412
» *Eichwaldi* . . . . . 411
Phillipsit in Basalt . . . . . 151
Phonolith, Absonderung des —s 191, 266
» , Ägirin in . . . . . 265
» , Analyse . . . . . 304
» , Nosean in . . . . 194
Phonolithe in der Rhön . . . 189
» , trachytoide, in der Rhön . . . . . 192
» im Westerwald. . . 264
Phonolithischer Trachit, Analyse **304**
*Phora abducta* Taf. **6**, Fig. 7—9 77, 86
» *ablata* Taf. **6**, Fig. 10-11 77, 87
» *alaceris* Taf **5**, Fig. 8—10, Taf. **6**, Fig. 1 . . . . 76, 83
» *concinna* Taf. **5**, Fig. 16, Taf. **6**, Fig. 3 . . . . 77, 85
» *concitata* Taf. **5**, Fig. 14-15, Taf. **6**, Fig. 2 . . . . 76, 85
» *corrupta* Taf. **7**, Fig. 11-12 77, 89
» *eridana* Taf. **6**, Fig. 12—13, Taf. **7**, Fig. 1 . . . . 77, 88

Seite

*Phora impedita* Taf. **6**, Fig. 4—6 77, 86
» *inclusa* Taf. **5**, Fig. 4—5 76, 82
» *petulans* Taf. **5**, Fig. 11-13 76, 84
» *territa* Taf. **4**, Fig. 17—18, Taf. **5**, Fig. 6—7 . . . 76, 82
» *trepida* Taf. **6**, Fig. 14, Taf. **7**, Fig. 2—4 . . 77, 88
» *vetusta* . . . . . 76, 84
» *vincta* Taf. **7**, Fig 5—10 77, 89
Phoriden des Bernsteins Taf. **3**—**7** 64
*Phragmites communis* . . . . . 450
*Picea excelsa* . . . . . 437, 450
Picotit in Olivin . 157, 165, 167, 214
*Pinus silvestris* . . . . 437, 448, 450
*Pisidium* sp. . . . . 102
Plagioklas in Basalt . . . . . 152
» in Basanit . . 165, 204
» in Dolerit . . . . 154
» in Feldspatbasalt . . 212
» in Nephelinbasalt . . 215
» in Trachyandesit 282, 283, 292
Plagioklasbasalt bei Fladungen . 150
*Planorbis corneus* . . . . . 102
» *dealbatus* . . . . . 134
» *glaber* . . . . . 102
*Platycrinus* sp. . . . . 396
Porphyrische Nephelinbasalte bei Fladungen . . . . . 156
Porzellanjaspis bei Fladungen . 150
*Posidonia venusta* . . . . . 342
*Posidonomya acuticosta* . . . . 406
» *Becheri* . . . 406, 407
Postglaziale Terrassen der Saale 7
Präglaziale »Fastebene« Schleswig-Holsteins . . . . . 229
Präglaziale Terrassen der Saale . 4, 30, 39
Primäre Teufenunterschiede . . 427
Produktives Carbon Westfalens . 413
*Productus aculeatus* . . . . . 400
» *Cora* . . . . . 380, 399
» *fimbriatus* . . . . . 400
» *flexistria* . . . . . 401
» *giganteus* . . . . . 398
» *latissimus* . . . . . 399

Seite

*Productus Leuchtenbergensis* . . 400
» *plicatilis* . . . . . 401
» *pustulosus* . . . . . 400
» *semireticulatus* . . . 399
» sp. . . . . 410
» *undatus* . . . . . 399
*Proetus* sp. . . . . 342
*Prolecanites ceratitoides* . . 406, 411
Pyroxen in Sanidin . . . . . 192

Q.

Quarzkrystalle auf Verwerfungskluft Abb. . . . . **422**
Quarzschotter, tertiäre, im Westerwald . . . . . 253
Quellen, Beziehung der — zu den Querverwerfungen . . . . . 424
Quellhorizont im Wellenkalk der Rhön . . . . . 179
*Quercus pedunculata* . . . . . 437
Querverwerfungen der Lahnmulde 352
» bei Velbert . 423

R.

Rabuzer Beckenton . . . . . 6, 9
Reibungsmassen auf Überschiebungsflächen . . . . . 353
Rhein-Diluvium . . . . . 91
» , Hauptterrasse des —s . . . . . 96
*Rhinoceros Mercki* . . . . . 447
» im Löß bei Freyburg a.U. 28
Rhönit . . . . . 196, 198
» in Hornblendebasalt . . 210
» in Trachydolerit . . . 295
*Rynchonella acuminata* . . . . 404
» *laeta* . . . . . 404
» *pleurodon* . . . . 404
» *pugnus* . . . . . 404
*Richterina* . . . . . 342
Roddener Schotter . . . . 11, 40
Röt bei Fladungen . . . . . 114
*Rotalia* sp. Fig. 17 . . . . . **395**
Rotnickelkies Westfalens . . . 427
»Rötquarzit« bei Fladungen . . 115
Rundhöcker . . . . . 415

Seite

S.

Saaleschotter, interglaziale . . . 5
» der ersten Interglazialzeit . . . 41
» der interglazialen Hauptterrasse . . 43
Saaleterrasse, interglaziale, fossilführend . . . 32, 34
» der ersten Interglazialzeit . . . . 39
» der zweiten Interglazialzeit . . . 38
» , postglaziale . . . 7
» -n, präglaziale . 4, 30, 39
Sandr bei Halle . . . . . 11
Sanidin in Phonolith 191, 192, 265, 267
» in Trachyandesit . . . 284
» in Trachyt . . . . . 272
» , Pyroxen in . . . . . 192
Sattel, glazial aufgefaltet Fig. 4 **323**
» , glazial überkippt . . . 338
» des älteren Diluviums Fig. 12 . . . . . **340**
Schalstein . . . . . 351
Schaumkalk bei Fladungen . . 124
» , Crinoidenglieder im 182
Schaumkalkbänke in der Rhön . 180
Schaumkalkzone, Transversalschieferung in der . . . . . 126
Schleppung an Überschiebung Fig. 6, 8 . . . . . **359, 362**
Schlotbreccien in der Rhön 150, 172, 220
» » » » , Nebengesteinseinschlüsse der . . 221
Scholle im Diluvium von Schleswig-Holstein . . . . . 228
Schuppenbau der Lahnmulde . . 347
Schwarzerde, ältere . . . . . 33
Schwerspat als Neubildung . . 428
Seitenverschiebungen der Lahnmulde . . . . . 352
Sekundäre Teufenunterschiede . 428
Småland-Granit . . . . . 95
Spaltenausfüllung in Westfalen . 426
Spaltenquelle bei Fladungen . . 142

Seite

Spateisenstein . . . . . 351
*Sphaeraster molassicus* . . . . 58
» *pustulatus* . . . . 58
*Spirifer alatus* . . . . . 404
» *attenuatus* . . . . 402, 403
» *bisulcatus* . . . . . 380
» *cinctus* . . . . . 402
» *cuspidatus* . . . . . 403
» *distans* . . . . . 380, 403
» *glaber* . . . . . 401
» *lineatus* . . . . . 401
» *marionensis* . . . . . 403
» *neglectus* . . . . . 403
» *pinguis* . . . . 40, 403, 404
» *Sowerbyi* . . . . . 401
» *striatus* . . . . 390, 401
» *subrotundatus* . . . . 403
» *superbus* . . . . . 402
» *tornacensis* . . . 402, 403
» *undulatus* . . . . . 404
*Spiriferina fragilis* . . . . . 122
» *hirsuta* . . . . . 123
Stausee im Luhetal . . . . . 440
Steinsohle . . . . . 44
» unter Löß bei Halle . 13
» » » bei Magdeburg . . . . . 45
*Steria quinqueloba* . . . . . 59
Stockumer Hauptsattel . . . . 421
Störungen, carbonische und permische . . . . . 426
» bei Berlin . . . . 229
» bei Fladungen . 140, 144
» vormiocäne . . . . 144
» in Schleswig-Holstein 228
*Straparollus* cf. *crostalostomus* . 380
» *Dionysii* . . . . . 406
*Streptorhynchus crenistria* . . . 380
Subsudetische Braunkohle . . . 314
*Succinea Pfeifferi* . . . . . 104
» sp. . . . . 104
Südliche Kiese des Flämings . . 318
Süßwasserkalk von Nedden-Averbergen . . . . . 448
Süßwassermergel, miocäne, bei Fladungen (Analyse) . . . . . 135

Seite

Süßwassermergel bei Westerweyhe 447
*Syringopora ramulosa* . . . 380, 396

T.

Tagebau Körbisdorf . . . . . 37
Tektonik der nordöstlichen Lahnmulde . . . . . 345
» bei Spahl in der Röhn Taf. **10** . . . . . 222
» des Velberter Sattels . 418
Terebratelbank im Wellenkalk bei Fladungen . . . . . 122
Terebratelbänke in der Rhön . . 180
*Terebratula cycloides* . . . 130, 185
» *hastata* . . . 380, 405
» *vulgaris* 123, 129, 130, 181, 185
Terrassen bei Jena . . . . . 23
» im Luhetal . . . . 440
» des Niederrheines . . 91
» der Saale . . . . . 1
» , alluviale, der Saale . . 7
» , altalluviale, der Saale . 7
» , interglaziale, der Saale 31
» , postglaziale, der Saale 7
» , präglaziale, der Saale 4, 30, 39
» im Saaletal, Kreuzung der . . . . . 16
Terrassenkiese, Verwitterung der 21
Tertiär in der Rhön 132, **145, 146**, 187
» in Schleswig-Holstein . . 228
» im Westerwald . . . . 251
» in Westfalen . . . . . 414
Tertiäre Bomben im Westerwald 256
» Quarzschotter im Westerwald . . . . . 253
Teufenunterschiede, primäre . . 427
» , sekundäre . 428
*Textularia* sp. . . . . 380
*Tilia platyphyllos* . . . . . 450
Titanaugit in Feldspatbasalt . . 212
» in Nephelinbasalt . . 159
» in Trachyandesit . . 286
Titaneisen in Basanit . . . . 166
» in Dolerit . . . . 154
Titanit in Phonolith . . . . . 197

| | Seite |
|---|---|
| Titanit in Trachyt | 273 |
| Tournaistufe | 381 |
| Trachyandesit, Absonderung des | |
| —s | 281 |
| » , Ägirin im | 286, 293 |
| » , Analyse | **306** |
| » von Moschheim Taf. **10**, Fig. 3 | **280** |
| » im Westerwald | 278, 292 |
| Trachydolerit im Westerwald | 291, 294 |
| » , Rhönit in | 295 |
| Trachyt, Ägirin im | 273 |
| » , Analyse | **304** |
| » , phonolithischer, Analyse | **306** |
| » von Dalheim, Analyse | **304** |
| » von Haarweiden, Analyse | **306** |
| » vom Westerwald | 268 |
| » von Wölferlingen, Analyse | **304** |
| Trachytoide Phonolithe in der Rhön | 192 |
| Trachyttuff vom Westerwald Fig. 1 | **255** |
| Transversalschieferung in der Schaumkalkzone | 126 |
| Transversalschieferung im Wellenkalk | 119 |
| Trikliner Feldspat in Phonolith | 193 |
| *Trochamina* sp. | 380 |
| Trochitenkalk, Oolith im | 129 |
| » in der Rhön | 128, 184 |
| *Trogontherium Cuvieri* | 96 |
| » *minus* | 101 |
| Trogtäler, umgewandelte, in Schleswig-Holstein | 232 |
| *Turbo gregarius* | 121 |
| »Tuul« | 231 |

U.

| | |
|---|---|
| Überkippte Falte, diluvial Fig. 6 | **325** |
| Überkippter Sattel, diluvial Fig. 7 | **326** |
| » » , glazial | 338 |
| Überkippungen im Kohlenkalk von Velbert | 419 |
| Überschiebungen im Lahngebiet Taf. **16**, Prof. I—III, Fig. 1 | 352, **353** |
| Überschiebungen der Lahnmulde Fig. 2, 3, 4, 5, 6, 7, 9 | **345, 356, 357, 358, 359, 360, 363** |
| Überschiebungen bei Velbert | 422 |
| Unstrutschotter, interglazialer | 36 |
| Unterer Muschelkalk in der Rhön | 180 |
| *Uraster rubens* | 54 |

V.

| | |
|---|---|
| Vallendarer Stufe | 254 |
| *Vallonia tenuilabris* | 30 |
| *Valvata cristata* | 102 |
| » *macrostoma* | 102 |
| *Valvulina* sp. | 380 |
| » *palaeotrochus* Fig. 15 | **395** |
| Vereisung des Flämings | 312 |
| » (dritte) bei Halle | 11 |
| » (letzte) in der Lüneburger Heide | 438 |
| » (erste) im Saaletal | 8 |
| » (zweite) im Saaletal | 10, 27 |
| » (dritte) im Saaletal | 11 |
| Vereisungen bei Wittenberg, Zahl der | 327 |
| Vereisung siehe auch unter Eiszeit | |
| Verkieselung im Kohlenkalk | 386 |
| Verlehmungszone im Löß | 27 |
| Verwerfungen siehe unter Störungen | |
| Verwitterte Grundmoräne | 230 |
| Verwitterung von Terrassenkiesen | 21 |
| Viséstufe | 381 |
| Vormiocäne Störungen bei Fladungen | 144 |

W.

| | |
|---|---|
| Wattenscheider Sattel | 393 |
| Wellenkalk, Transversalschieferung im | 119 |
| » bei Fladungen | 119 |
| » » » , Oolithbänke im | 120 |
| » » » , Pentacrinenbank im | 121 |
| » » » , Spiriferinenbank im | 122 |
| » » » , Terebratelbank im | 122 |
| Wellenkalk der Rhön, Quellhorizont im | 179 |

| | Seite |
|---|---|
| Westerwälder Braunkohlenformation | 252 |
| Wirbeltiere im Löß bei Freyburg a. U. | 28 |
| » , diluviale bei Saalfeld | 18 |
| Wittener Mulde | 394, 421 |
| Woklumer Kalk | 390 |
| Würmmoränen | 235 |
| **Y.** | |
| Yoldiameer, Alter des —es | 234 |
| **Z.** | |
| *Zaphrentis* sp. | 395 |
| Zechsteintone von Schleswig-Holstein | 228 |
| Zeolithe in Basanit | 166 |
| Zinkblende in Westfalen | 427 |
| Zwätzener Bänderton | 9, 24 |
| Zweite Interglazialzeit, Beckenbildung der —n | 38 |
| » » , Elsterterrasse der —n | 40 |
| » » , Saaleterrasse der —n | 38 |
| Zweite Vereisung bei Halle, Endmoränen der —n | 11 |
| » » im Saaletal | 10, 27 |

# Orts-Register.

*Die Meßtischblätter sind gesperrt gedruckt. — Die Zahlen der Seiten, welche Abbildungen, Profile etc. enthalten, und die Tafelnummern sind* ***fett*** *gedruckt.)*


Seite

A.

Altenberg . . . . . 180
Altranstedt . . . . . 10, 41
Aprath . . . . . 391, 409, 410
Asbruch . . . . . 390
Aschenhausen . . . . . 131
Astrup . . . . . 59

B.

Ballersbach . . . . . 347
Bannberscheid . . . . . 251, 279
Beesen . . . . . 43
Berkau . . . . . 318
Beuditz . . . . . 32
Bevensen . . . . . 439
Biarritz . . . . . 59
Birten . . . . . 98
Bispingen . . . . . 434, 440
Bitterfeld . . . . . 328
Boden . . . . . 249
Braunfels . . . . . 368
Breitenbach . . . . . 345
Breloh . . . . . 434
Breternitz . . . . . 20
Brüchs . . 119, 122, 141, 151, 166
Brunsbüttel . . . . . 229
Buko . . . . . 319, 320
Bünde . . . . . 59

C.

Caja . . . . . 13
Camburg . . . . . 9
Camburg . . . . . 11, 25
Charlottenburg . . . . . 229
Coswig i. Anh. . . . . 312, 329
Corbetha . . . . . 34
Crösten . . . . . 20, 23

D.

Dahl . . . . . 397
Darnstedt . . . . . 26
Dehlitz . . . . . 11, 34
Dickholzen . . . . . 59
Diersbüttel . . . . . 439
Dieskau . . . 3, 5, 6, 8, 11, 15, 43
Doberg . . . . . 59
Dobien . . . . . 314, 319, 322
Dörverden . . . . . 448
Düben . . . . . 320

E.

Ebendorf . . . . . 44, 46
Ebstorf . . . . . 447
Eggerscheidt . . . . . 382
Eilenburg . . . . . 11
Elmshorn . . . . . 230, 231
Emmendorf . . . . . 439
Emmerlefkliff . . . . . 230
Erbenhausen 114, 120, 123, 125, 142, 163
Erbstorf . . . . . 439
Ermlitz . . . . . 9

Seite

Ettinghausen . . . . . 249, 269
Evendorf . . . . . 441
Evendorf . . . . . 443

F.

Farrenberg . . . . . 391, 422, 425
Fischersdorf . . . . . 20
Fladungen Taf. 8 und 9 . . . 109
Fläming . . . . . 312
Frankenheim 127, 133, 150, 158, 161, 163, 168
Freden . . . . . 59
Freiburg . . . . . 344
Freienwalde (Mark) . . . . . 52
Freyberg a. U. . . . . 25
Freyburg a. U. . . . . 28
Fröhlichsdorf . . . . . 344

G.

Gallun . . . . . 340
Garnsdorf . . . . . 22
Geismar . . . . . 180, 185, 188
Gevelsberg . . . . . 409
Gleitsch . . . . . 17
Göhren . . . . . 39
Göritz . . . . . 318
Goseck . . . . . 30
Gotthards 179, 190, 200, 204, 206, 212, 221
Graba . . . . . 20
Grabo . . . . . 319, 321
Grefrath . . . . . 105
Groß-Corbetha . . . . . 42
Gr. Jena . . . . . 29, 31
Grube Beuna . . . . . 37
Grube Glückauf Westfalen . . 428
Grube Hedwig bei Wildschütz . 35
Grube Hermine-Henriette I bei Osendorf . . . . . 43
Grube »Schöner Anfang« Taf. 16, 17 . . . . . 345

H.

Halle . . . . . 10
Halle-Süd . . . . . 43
Hamburg . . . . . 229

Seite

Härtlingen . . . . . 295
Haselstein . 181, 186, 200, 207, 222
Haspe . . . . . 412, 413
Hausen 117, 127, 154, 158, 163, 172
Hefel . 385, 388, 398, 414, 422, 424
Heide . . . . . 228
Heiligenhafen . . . . . 233
Helmershausen 112, 114, 122, 131, 141
Heufurt . . . . . 112, 141
Hirschberg . . . . . 22
Hofaschenbach . . . . 168, 200, 221
Hohenmölsen . . . . . 35
Hollenbeck . . . . . 240
Huflar . . . . . 125, 129, 142, 151
Hundeluft . . . . . 320
Hützel . . . . . 434, 440

J.

Jena . . . . . 11
Jena . . . . . 7, 9, 23

K.

Kahla . . . . . 22
Kaldenkirchen . . . . . 105
Kamp . . . . . 386, 398, 402
Kassel . . . . . 59
Kaulsdorf . . . . . 20
Kawelwisch . . . . . 59
Kermes . . . . . 178, 207, 216
Ketten 179, 180, 190, 206, 212, 220, 221
Kiel . . . . . 245
Kleff . . . . . 386, 408
Kleinhof . . . . . 391
Klein-Kamsdorf . . . . . 18
Kleve . . . . . 106
Köditz . . . . . 20
Körbisdorf . . . . . 36
Köselitz . . . . . 318, 320
Kösen . . . . . 25
Kötzschau . . . . . 41
Krähwinkel . . . . . 388
Kriegsdorf . . . . . 6, 16, 38
Krummesse . . . . . 241, 243
Kunitz . . . . . 11, 24

Seite

L.

Langenberg . . . . . 420
Lattorf . . . . . 58
Lauenburg . . . . . 230
Laupe . . . . . 420
Leimbeck . . . 382, 420, 424, 425
Leipzig . . . . . 11
Leubach 127, 130, 133, 138, 142, 151, 155, 163, 168
Leuterod . . . . . 261, 290
Lintorf . . . . . 393, 414, 427
Lobberich . . . . . 105
Lobitsch . . . . . 31
Löbstedt . . . . . 23
Lockwisch . . . . . 240
Lörnhof . . . . . 180
Lübeck . . . . . 233, 248
Luithorst . . . . . 59
Lüneburg . . . . . 229
Lüneburger Heide . . . . . 433
Luschen . . . . . 99
Lützen . . . . . 15, 38

M.

Magdeburg . . . . . 59
Magdeburger Börde . . . . 44
Markröhlitz . . . . . 31
Markwerben . . . . . 31
Meinderoth . . . . . 207
Meiningen . . . . . 119
Meiningen . . . . . 124
Melpers . . . . 114, 117, 133, 142
Menden . . . . . 412
Merseburg-Ost . . . 3, 5, 15, 38
Merseburg-West . . . . . 36
Meudt . . . . . 269, 276
Mittelaschenbach 180, 200, 206, 212, 222
Mittel-Leipe . . . . . 344
Möllensdorf . . . . . 316
Mölln . . . . . 231
Mölln . . . . . 242
Möritzsch . . . . . 5, 9, 40
Morles . . 179, 200, 207, 213, 216
Moschheim . 251, 253, 261, 279, 290

Seite

N.

Naumburg a. S. . . . . 7, 25
Naumburg a. S. . . . . 24, 29
Neu-Ohe . . . . . 445
Neviges . . . . . 390
Niederahr . . . 269, 270, 275, 295
Nieder-Kretschamstein . . . . 344
Niederötzingen . . . . . 251
Nudersdorf . . . 322, 323, 327, 330

O.

Oberaschenbach . . . 184, 200, 220
Ober-Fladungen . . . . . 137
Oberkatz . . . . . 122, 141
Ober-Ohe . . . . . 445
Öglitzsch . . . . . 34
Örmten . . . . . 93
Ötzingen . . . . . 297
Oitzendorf . . . . . 439
Oldendorf . . . . . 440
Olvenstedt . . . . . 44
Orlamünde . . . . . 22

P.

Pietzelstein . . . . . 195
Plattenberg bei Jena . . . . . 4
Pretzsch . . . . . 39
Pülzig . . . . . 320

R.

Ratekau . . . . . 244
Ratingen 381, 382, 386, 388, 401, 402, 414
Ratzeburg . . . . . 241, 243
Reichenhausen . . 114, 150, 155, 164
Reinfeld . . . . . 240
Reinhards . . . . . 184, 205
Remschütz . . . . . 18
Reschwitz . . . . . 20
Rheurdt . . . . . 98
Rhön . . . . . 109, 175
Rodheim . . . . . 347
Röblitz . . . . . 18
Rüdenschwinden 115, 133, 138, 153, 158, 164, 166
Rudolstadt . . . . . 22

Seite

S.

Saalfeld . . . . . 3, 5, 23
Salpeterhütte bei Weißenfels . . 33
Sands . . . . . 113
Schafhausen 125, 131, 137, 149, 164
Schinnenburg . . . . . 419
Schkortleben . . . . . 12, 34
Schleiz . . . . . 22
Schleswig-Holstein . . . . . 227
Schmilkendorf . . . . . 318, 320
Schobüll . . . . . 228
Schönberg . . . . . 240
Schwarzenbeck . . . . . 231
Schwindebeck . . . . . 440, 443
Selau . . . . . 34
Selbeck . . . . . 393, 427
Selmsdorf . . . . . 245
Selmstorf . . . . . 240
Setzelbach . . . . 184, 186, 222
Siegsdorf . . . . . 59
Söllingen . . . . . 58, 59
Sondern . . . . . 402
Spahl . . . . . 175
Spandau . . . . . 229
Steinbeck . . . . . 443
Stommeln . . . . . 95
Stößen . . . . . 31
Straach . . . . . 320
Straach . . . . . 326
Straberg . . . . . 95
Süderstapel . . . . . 230
Sülsdorf . . . . . 240
Sylt . . . . . 228

T.

Taucha . . . . . 11
Tauschwitz . . . . . 20
Tegelen . . . . . 106
Teuchel . . . . . 327
Tönning . . . . . 229
Travemünde . . . . . 245

Seite

U.

Uichteritz . . . . . 26, 31
Unterlüß . . . . . 445
Unterwellenborn . . . . . 18
Utecht . . . . . 240

V.

Vastorf . . . . . 439
Vluyn . . . . . 97

W.

Wallings 190, 193, 198, 205, 216, 224
Wasserfall . . . . . 402, 422
Weichau . . . . . 11
Weischwitz . . . . . 20
Weißenfels . . . . . 30
Weißenfels . . . . . 9, 11, 33
Wengelsdorf . . . . . 41
Westerau . . . . . 240
Wiechel . . . . . 445
Wirges . . . . . 249, 258, 290
Witten . . . . . 412
Wittenberg . . . . . 312
Wittenberg . . . . . 320
Wohlenbüttel . . . . . 440
Wöhlsdorf . . . . . 20, 23
Wörpen . . . . . 317, 339

X.

Xanten . . . . . 98

Z.

Zahna . . . . . 320
Zeche Eisenberg . . . . . 428
Zeche Thalburg . . . . . 429
Ziegenrück . . . . . 22
Zieko . . . . . 320, 325
Zippenhaus . . . . . 424
Zscherben . . . . . 36
Zscherneddel . . . . . 39
Zwätzen-Porstendorf . . . . . 25

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

BIBLIOTEKA
KATEDRY NAUK O ZIEMI
Politechniki Gdańskiej